

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

27

Министерство науки и высшего образования РФ
Российская академия наук
Уральское отделение
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН
Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

**Материалы 27-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН**

27–29 ноября 2018 г.

Сыктывкар
Геопринт
2018

УДК 5±549 (470.1)

Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 27-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2018. 280 с.

В сборнике представлены материалы 27-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Обсуждаются вопросы общей геологии, геологии нефти и газа, стратиграфии, палеонтологии, минералогии, петрологии, технологии минерального сырья, геофизики.

Тексты докладов воспроизведены с авторских оригиналов
с незначительной правкой

Конференция проводится при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
(проект № 18-35-10046)

Программный комитет:
Асхабов Асхаб Магомедович – академик РАН,
Бурцев Игорь Николаевич – к.г.-м.н.,
ВРИО директора ИГ Коми НЦ УрО РАН
Козырева Ирина Владимировна – к.г.- м.н.,
ученый секретарь ИГ Коми НЦ УрО РАН

Организационный комитет:
Матвеев Владимир Анатольевич – председатель,
Перовский Игорь Андреевич – заместитель председателя,
Котик Иван Сергеевич – секретарь,
Вихоть Анна Николаевна, Езимова Юлия Евгеньевна,
Игнатьев Григорий Владимирович, Каблис Григорий Николаевич, Кряжева Инна Владимировна, Кряжев Алексей Александрович, Кушманова Евгения Валерьевна, Матвеева Наталья Александровна,
Магомедова Александра Шамильевна, Плотицын Артем Николаевич, Пономаренко Евгений Сергеевич, Соболева Марина Анатольевна, Уляшев Василий Вениаминович, Ульныров Иван Леонидович,
Шадрин Андрей Николаевич, Шуйский Александр Сергеевич,
Шмакова Александра Михайловна

© Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, 2018

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПИЛЬЕГОРСКОЙ СТРУКТУРЫ

А. А. Аншукова
УГТУ, Ухта
nastyushka.anshukova@mail.ru

В административном отношении Пильегорская структура расположена на территории Ижемского района Республики Коми.

Геофизические исследования на изучаемой территории проводятся с начала 50-х годов XX столетия. Пильегорская структура была выявлена сейсморазведочными работами сейсмопартией 10887 (Т. М. Волошененко, 1987 г.), по отложениям перми-ордовика. Позднее сейсморазведочными работами сейсмопартией (с/п) 10888 (Т. М. Волошененко, 1988 г.) Пильегорская структура была оконтурена.

Осадочный чехол района Пильегорской структуры изучен в объеме палеозойских, мезозойских и четвертичных отложений. Общая мощность осадочного чехла оценивается равной 3100–3450 м.

Пильегорская структура находится в пределах восточной ветви Макаръель-Низевой зоны рифообразования и расположена в ее тыловой части. Структура имеет замкнутый контур по всем прослеженным отражающим горизонтам. По нижним горизонтам осадочного чехла (ОГ VI, V, $IIIf_1$/IIIdm) структура представляет собой брахискладку северо-западного простирания, восточное крыло которой по кровле фундамента и нижнеордовикским отложениям осложнено тектоническим нарушением. По вышележащим образованиям (ОГ $IIIf_2$, II-III, Is) трансформируется в обширную складку неправильной конфигурации, близкую к изометричной форме.

По кровле рифогенных отложений (ОГ $IIIf_2$) структура представляет собой довольно крупную неправильной формы складку, замыкающуюся максимальной изогипсой –2155 м, в рамках которой её площадь составляет 25,47 км^2, амплитуда 32,5 м.

Исследуемая площадь относится к Тобышско-Нерицкому нефтегазоносному району Ижма-Печорской нефтегазоносной области (НГО). В разрезе осадочного чехла присутствуют следующие нефтегазоносные комплексы (НГК):

— нижнеордовикский терригенный
— доманиково-турнейский карбонатный

— верхневизейско-нижнепермский карбонатный
— верхнепермский терригенный.

Основные перспективы Ижма-Печорской НГО связываются с образованиями доманиково-турнейского НГК, а именно с рифогенными отложениями доманикового горизонта. Перспективы Пильегорской структуры связаны с этим комплексом.

К настоящему времени в исследуемом районе в зоне распространения карбонатных массивов открыты Макаръельское, Верхневольминское, Щельяюрское, Низевое, Южно-Низевое нефтяные месторождения. По аналогии с открытыми месторождениями Пильегорская структура также является перспективной, так как у них схожие условия формирования [1].

Литература

1. Борисова О. И. Отчет по теме 9340 «Обобщение сейсморазведочных работ и глубокого бурения в центральной части Ижма-Печорской впадины (Низевая-Макаръельская рифогенная зона)». Ухта, 1993. 98 с.

НИЖНЕПЕРМСКИЕ РИФЫ ЦЕНТРАЛЬНО-ХОРЕЙВЕРСКОГО ПОДНЯТИЯ В СВЯЗИ С ПЕРСПЕКТИВАМИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

З. М. Ахметжанова
УГТУ, Ухта
Zumrad96@mail.ru

Среди различных генетических типов месторождений нефти и газа одно из ведущих мест принадлежит месторождениям, связанным с погребенными органогенными постройками (рифами). По данным специалистов в них сосредоточено до 40 % мировых запасов углеводородов, причем в наше время разведана только малая часть запасов. При поисках погребенных рифов геофизические методы разведки используются на всех этапах исследований: при решении структурно тектонических задач с целью выявления зон наиболее благоприятных для развития рифовых построек.

В основе всех рифовых сооружений лежит органогенная постройка — геологическое тело, образованное растительными и животными, главным образом колониальными, организмами. Для них характерна четкая морфологическая обособленность от окружающих пород. В зависимости от расположения относительно уровня моря и скорости роста органогенные постройки делятся на:

1) биостромы — представляют собой пласт или серию пластов. Образуются в тех случаях, когда скорость роста органогенных построек и накопления осадков вокруг них примерно одинаковы;

2) биогермы — холмовидные постройки, не выходящие на уровень волнолома; возникают в случаях, когда скорость роста их превышает накопления окружающих осадков;

3) рифы-биогермы, поднимающиеся к уровню моря, разрушающиеся под действием волн.

Строение рифовых комплексов состоит из органогенной постройки (ядра) и генетически связанных с ним фаций. Ядро рифового комплекса, собственно риф, представлено практически целиком карбонатными породами. Их минералогический состав определяется составом скелета организмов рифостроителей и процессами вторичной переработки пород. Из диагенетических процессов наиболее широко распространены перекристаллизация и доломитизация. Карбонатные породы, слагающие ядро комплекса, имеют крупное строение и самую разнообразную форму — от плоской до

остроконечной, от геометрически правильной до причудливо неправильной.

В различных частях Тимано-Печорской провинции в пермско-каменноугольных рифах и биогермах известны месторождения — Коровинское, Южно-Шапкинское, Шапкинское, Лаявожское, Южно-Хыльчуюское, Харьягинское, Возейское, Усинское, Салюкинское, Сандивейское, Варандейское, Торавейское, Лабоганское, Наульское, Междуреченское, Интинское и др. Все месторождения открывались как связанные с антиклинальными структурами. Геологами и геофизиками в 70—80-е годы прошлого века разработаны критерии выделения рифов в скважинах и по материалам сейсморазведки МОГТ. На диаграммах стандартного каротажа интервалы органогенной постройки имеют характерные черты. К ним относятся: резкая отрицательная аномалия ПС; сужение диаметра скважины за счет образования глинистой корки; показания потенциал- и градиент-зондов зависят от характера насыщения коллектора и его свойств. На кривой ГК радиоактивного каротажа интервал органогенной постройки отображается минимальными значениям естественной гамма-активности, кривая НГК изменяется в зависимости от коллекторских свойств, характера насыщения [1].

Критерии визуального выделения рифов в сейсмической записи на временных разрезах следующие (ПГО «Печорагеофизика», Богданов и др., 1987 г.):

1. Граница органогенной постройки очерчивается непосредственно конфигурацией зарегистрированных отраженных волн. Положительная аномалия Δt_0 между перекрывающими и подстилающими рифовый комплекс горизонтами — наиболее распространенный признак для рифов в бассейнах всех типов;

2. Наличие в области рифа антиклинальных перегибов по отражающим горизонтам в надрифовой толще, обусловленных существованием структур облекания;

3. Угловые несогласия между горизонтами, обрисовывающими структуру облекания, из-за выполаживания этой структуры вверх по разрезу и соответствующее этому сокращение величины Δt_0 над рифом;

4. Наклонные оси синфазности на участках склонов рифового тела, являющиеся на временных разрезах сейсмическим образом отложений рифового шлейфа, либо выклинивающихся компенсирующих толщ;

5. Наличие в области рифов «ложных» перегибов, преимущественно положительных, по отражающим горизонтам в подрифовой толще, связанное с аномально высокими скоростями распространения упругих волн в рифах;

6. Ухудшение или потеря корреляции волн, уменьшение числа фаз в надрифовых отражающих горизонтах;

7. Изменение частотного состава колебаний и их амплитуды отмечается на временных разрезах некоторым ослаблением и почти полным затуханием регулярной записи («тусклое пятно»);

8. Ухудшение корреляции волн от подрифовых границ, иногда их потеря;

9. Появление волн-спутников: дифрагированных, либо сложных волн другого типа, характерных для склонов рифов, перекрытых резко выклинивающимися к их вершинам пород толщи заполнения [2].

Принципиально важные результаты, с точки зрения Б. П. Богданова и соавторов, для понимания особенностей строения нижнепермских рифовых построек и их нефтегазоносности получены в 2010—2011 года на Колвинском месторождении в Хорейверской впадине.

Колвинское нефтяное месторождение расположено в центральной части Хорейверской НГО и приурочено к карбонатным постройкам ассельско-сакмарского возраста, которые впервые выделялись на площади по данным сейсморазведки 2Д в виде аномалий сейсмической записи. После открытия на площади нефтяной залежи в отложениях нижнего девона была проведена сейсморазведка 3Д, по результатам которой были выполнены структурные построения по ОГ I_{a+s} в кровле карбонатов нижней перми и закартированы карбонатные постройки [3].

Нефтяные залежи в рифовых отложениях карбонатной перми были открыты при постановке на них целенаправленного поискового бурения. Комплексный анализ данных бурения, сейсморазведки показал, что одиночные рифы ассельско-сакмарского возраста на глубинах 2000—2200 м могут достигать высоты 16 м, иметь размеры в поперечнике в первые сотни метров, содержать до 50 % высоты рифа эффективных коллекторов при пористости до 15 %, этаж нефтеносности до 150 м. Дебиты нефти с применением насосов достигали 220 м/сут.

На основании более чем тридцатилетнего опыта интенсивного изучения карбонатных построек нижней перми, после изучения

особенностей нефтегазоносности Колвинского месторождения Б. П. Богданов и соавторы сделали следующие выводы и рекомендации:

1. Комплексный анализ материалов позволил разработать критерии выделения рифовых и биогермных построек по данным промыслово-геофизических методов и сейсморазведки 2D, 3D;

2. Материалы сейсморазведки 3D, при соответствующей интерпретации, позволяют существенно уточнить строение карбонатных построек, позволяя картировать их с размерами до сотни метров в поперечнике;

3. Этаж нефтеносности залежей в постройках может составлять весь её интервал от гребня до основания. В оптимально закартированных постройках эффективные нефтенасыщенные коллекторы начинаются с гребня постройки, в котором отсутствуют мергелистые отложения верхнеартинской толщи компенсации;

4. В ранее разбуренных аномалиях сейсмической записи типа «риф» требуют дополнительного изучения интервалы опробований и испытаний скважин на предмет случайного включения в эти интервалы водонасыщенных пластов. Как правило, более интенсивный приток пластовой воды глушит поступление менее подвижной пластовой нефти;

5. В связи с высокими перспективами выявления высокодебитных залежей углеводородов с высокой плотностью запасов рекомендуется на нераспределенном и распределенном фондах недр, где были ранее закартированы аномалии типа «риф», провести сейсморазведочные работы МОГТ 3D для последующего опоисковывания. В качестве основы для планирования работ можно использовать модель комплекса [3].

Используя данные выводы и рекомендации, проанализировав материалы сейсморазведки и бурения, с уверенностью можно утверждать, что в пределах Центрально-Хорейверского поднятия над системой верхнедевонских рифов вполне закономерным образом картируются аномалии сейсмической записи рифового типа. Такие аномалии закартированы на Западно-Хоседаюском поднятии, где они образуют цепочку мелких антиклиналей размером 1,5 × 0,5 км при амплитуде до 10—20 м в общем контуре замкнутой изогипсы минус 2250 м. Аномалии облекаются отражающим горизонтом I_{ar} (P_1ar), в замкнутом контуре имеют размеры 10,5 × 3,5—1,0 км при амплитуде 25 м.

Ресурсы рифов нижней перми предполагают проявление к ним значительного интереса недропользователей данного участка.

Проанализированный материал МОГТ-2Д показывает, что предприниматель для грамотного опоискования рифов должен выполнить структурные построения по отражающему горизонту I_{ar} в кровле рифов и их депрессионных аналогов, или эти же построения выполнить по новым материалам МОГТ-3Д.

Литература

1. Богданов Б. П., Кузьменко Ю. С. Карбонатные постройки перми-карбоната севера Тимано-Печорской провинции и их свойства // Нефтегазовая геология. Теория и практика. СПб: ВНИГРИ, 2014. Т.9. №3. С. 9—10.

2. Богацкий В. И., Богданов Б. П., Гобанов Л. А. Строение и перспективы нефтегазоносности семилукско-турнейского карбонатного комплекса Тимано-Печорской провинции // Геология и освоение ресурсов нефти в Камско-Кинельской системе прогибов. М.: НАУКА, 1991. С. 99—108.

3. Богданов Б. П., Богацкий В. И. Палеозойские рифы Тимано-Печорской провинции и их нефтегазоносность // Тезисы Всесоюзной геологической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского северо-востока СССР». Сыктывкар, 1988. Т. I. С. 175—176.

МЕТОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН (НА ПРИМЕРЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ШЛАМА И ИЗУЧЕНИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА КЕРНА) В ПРОЦЕССЕ СТРОИТЕЛЬСТВА СКВАЖИНЫ НА ЯРЕГСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

А. В. Белоруков
УГТУ, Ухта
belorukov_1996@mail.ru

Целью геолого-геохимических исследований при бурении скважин является оперативное изучение геологического строения разреза скважины, выявление и оценка продуктивных пластов, предотвращение аварий, повышение качества бурения и сокращение цикла строительства скважин. К геолого-геохимическим исследованиям относятся: макроскопическое и микроскопическое описание шлама, люминесцентно-битуминологический анализ шлама (ЛБА), классификация битумоидов по люминесцентной характеристике капиллярных вытяжек, экспресс-анализ карбонатности пород, гранулометрический анализ шлама и газовый каротаж.

В данной работе были проведены геолого-геохимические исследования и газовый каротаж в процессе бурения скважины № 7Н, куста № 5С Лыаельской площади, Ярегского месторождения.

Ярегское месторождение открыто в 1932 году в центральной части Республики Коми на Тиманском кряже в 25 километрах к юго-западу от города Ухты, относится к Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Ярегское нефтяное месторождение приурочено к Ухта-Ижемскому НГР, который входит в Тиманскую НГО.

На территории Ухта-Ижемского вала, где располагается Ярегское месторождение, распространены в основном нефтяные месторождения. Нефти на месторождениях Ухта-Ижемского вала разнообразны: от легких до тяжелых, от малопарафинистых до сильно парафинистых, от малосернистых до сернистых. Нефтяные месторождения приурочены по всем нефтегазоносным комплексам от нижнесилурийско-нижнедевонского карбонатного до терригенного нижнетриасового. Нефтяная залежь в районе работ при-

Литологическое описание образцов керна. Долбление № 5

Глубина отбора образца, м	Описание пород	
207,0 (верх)	Скол: Песчаник нефтенасыщенный, кварцевый, светло-серый, полупрозрачный, окрашен нефтью в коричневые тона, от желтого до темно-коричневого, массивный, среднезернистый, слабой крепости. Порода пропитана нефтью. Присутствует запах УВ. Имеются выпоты УВ. $CaCO_3$ — 0 %; $CaMg(CO_3)_2$ — 0 %; Н.О. — 100 %. ЛБА: 4, СК, СБ.	
208,0	Скол: Песчаник нефтенасыщенный, кварцевый, коричневый светло-серый, полупрозрачный, окрашен нефтью в коричневые тона, от желтого до темно-коричневого, массивный, слоистый, мелко-, среднезернистый, средней крепости. Присутствует запах УВ. Имеются выпоты УВ. $CaCO_3$ — 0 %; $CaMg(CO_3)_2$ — 0 %; Н.О. — 100 %. ЛБА: 4, К, СБ.	
209,0	Скол: Песчаник нефтенасыщенный, кварцевый, коричневый светло-серый, от желтого до темно-коричневого, слоистый, полосчатый, мелко-, реже среднезернистый, слабой и средней крепости. Присутствует запах УВ. Без выпотов УВ. $CaCO_3$ — 0 %; $CaMg(CO_3)_2$ — 0 %; Н.О. — 100 %. ЛБА: 4, СК, СБ.	
210,0	Скол: Песчаник нефтенасыщенный, кварцевый, полупрозрачный, окрашен нефтью в коричневые тона, от желтого до темно-коричневого, массивный, слоистый, среднезернистый, средней крепости. Порода пропитана нефтью. Сильный запах УВ. Имеются выпоты УВ. $CaCO_3$ — 0 %; $CaMg(CO_3)_2$ — 0 %; Н.О. — 100 %. ЛБА: 4, К, СБ.	

211,0	Скол: Песчаник нефтенасыщенный, кварцевый, светло-серый, полупрозрачный, окрашен нефтью в коричневые тона, от желтого до темно-коричневого, массивный, среднезернистый, средней крепости. Порода пропитана нефтью. Сильный запах УВ. Имеются выпоты УВ. $CaCO_3$ — 0 %; $CaMg(CO_3)_2$ — 0 %; Н.О. — 100 %. ЛБА: 4, К, СБ.	
212,0	Скол: Алевролит зеленовато-серый, светлый, слоистый, средней крепости, плотный. Без признаков нефтенасыщения. $CaCO_3$ — 0 %; $CaMg(CO_3)_2$ — 0 %; Н.О. — 100 %. ЛБА: 2, БГ, ЛБ.	
212,8 (низ)	Скол: Песчаник нефтенасыщенный, кварцевый, светло-серый, полупрозрачный, окрашен нефтью в коричневые тона, от желтого до темно-коричневого, массивный, слоистый, мелко-, среднезернистый, средней крепости. Несоленый. Присутствует запах УВ. Имеются выпоты УВ. $CaCO_3$ — 0 %; $CaMg(CO_3)_2$ — 0 %; Н.О. — 100 %. ЛБА: 4, СК, СБ.	

надлежит к среднедевонско-нижнефранскому нефтегазоносному комплексу.

Все исследования в процессе строительства скважины проводились на компьютеризированной станции ГТИ и ГК.

В процессе бурения скважины производился поинтервальный отбор шлама из потока бурового раствора в желобной системе скважины, начиная с глубины 0 м и до забоя — 296,0 м.

При изучении шлама получают информацию о составе и плотности горных пород, их прочности, абразивных, емкостных и фильтрационных свойствах, о характере насыщающего поры флюида.

Микроскопическое описание шлама проводится с целью определения состава разбуриваемой породы, построения в процессе бурения фактического литологического разреза скважины, оперативного выделения опорных пластов-реперов, проведения литолого-стратиграфического расчленения разреза, оперативного

выделения пластов-коллекторов, определения характера насыщения коллекторов, оценки фильтрационно-емкостных свойств пластов-коллекторов.

Люминесцентно-битуминологический анализ ЛБА шлама — это единственный индикатор наличия нефти во вскрытых бурением породах. Он основан на способности нефтей и битумов люминесцировать (светиться) под воздействием ультрафиолетовых лучей. Широко используемый в ГТИ вариант ЛБА — «метод пятна» является его простейшей разновидностью. В этом методе проба размельченного в ступе шлама насыпается в виде конуса на лист фильтровальной бумаги и смачивается растворителем. В результате, содержащийся в измельченной горной породе битумоид образует на бумаге пятно, являющееся объектом исследования. По форме пятна судят о количестве битумоидов, а по цвету об их качественном составе.

Газовый каротаж, метод выявления нефтяных и газовых залежей путём систематического определения газообразных и лёгких жидких углеводородов в буровом растворе, реже в керне. При бурении нефтегазоносного пласта углеводороды попадают в буровой раствор, который и выносит их на поверхность. Результаты газового каротажа позволяют выделить газонасыщенные пласты.

Отбор шлама производился с шагом:

— 2 м в интервалах: 0,0—86,0 м, 106,0—142,0 м, 160,0—191 м, 235,2—296,0 м;

— 1 м в интервалах: 86,0—96,0 м, 142,0—149,0 м, 153,8—160,0 м, 191—199м, 203,8—207,0 м;

Шлам представлен толщей неравномерного переслаивания алевролитов, глин с прослоями песчаников (95—110 м), мергелей (110—124 м). Алевролиты кварцевые, большей частью известковистые, участками песчанистые, светло-серые, серые, зеленоватые, бурые, зеленовато-серые, коричневые, коричневато-серые, массивные, трещиноватые, разнозернистые, слабой и средней крепости, плотные. Глины алевритовые, светло-серые, буро-коричневые, коричневые, известковистые, пластичные, мягкие. Песчаники неравномерно нефтенасыщенные, участками известковистые, кварцевые, прозрачные, светло-коричневые, зеленовато-серые, светло-серые, зеленоватые, пятнами коричневые, массивные, трещиноватые, пятнистые, полосчатые, разнозернистые, средней крепости, плотные. Мергели светло-серые, серовато-бежевые, мелко-, среднезернистые, средней и слабой крепости.

Отбор керна:
Долбление 1. Интервал 96,0—98,6 м.
Долбление 2. Интервал 98,6—105,1 м.
Долбление 3. Интервал 149,0—153,8 м.
Долбление 4. Интервал 198,0—203,8 м.
Долбление 5. Интервал 207,0—212,8 м.
Долбление 6. Интервал 212,8—217,8 м.
Долбление 7. Интервал 217,8—223,6 м.
Долбление 8. Интервал 223,6—229,4 м.
Долбление 9. Интервал 229,4—235,2 м.

При описании керна использовались все вышеперечисленные методы геолого-геохимических исследований. Детальное описание долбления № 5, в котором обнаружены признаки нефтенасыщения, приведено в таблице.

Геолого-геохимические исследования и газовый каротаж в процессе бурения скважины № 7Н куста № 5С Ярегского месторождения произведенные на компьютеризированной станции «ИМС» показали следующие результаты: на основе данных отбора шлама, люминесцентно-битуминологического анализа (качественный состав битумоидов слагающих пород) и исследований карбонатности был построен литологический разрез скважины, с отбивкой границ продуктивного горизонта.

Литература

1. Белоруков А. В., Перевозников Д. Ю. Отчет «О производстве геолого-геохимических исследований и технологического контроля в процессе строительства эксплуатационной скважины № 7Н куста № 5С Ярегского месторождения». ООО «Геотех-2». 47 с.

2. Иванова М. М., Чоловский И. П., Брагин Ю. И. Нефтегазопромысловая геология: учеб. для вузов. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2000. 414 с.

ИСТОРИЯ РАЗРАБОТКИ ЯРЕГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ. ОПИСАНИЕ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ДОБЫЧИ ТЯЖЕЛОЙ НЕФТИ

А. А. Бечкова
УГТУ, Ухта
alena15.11@mail.ru

Первое упоминание о Ярегском нефтеносном объекте причисляется к 1890 году, когда экспедиция Ф. Н. Чернышева работала на Тимане, обследуя реки его южной и северной части. В 1907 году группа геологов во главе с П. Полевым исследовали участки в районе рек Ярега и Чуть, но их изыскания не привели к серьезным результатам. В 1931 году нефтяник И. Н. Стрижов внес предложение восстановить поисковые работы в районе скважины 1907 года. Он обозначил свою линию строительства дальнейших разведочных скважин и двигался в соответствии с ней.

Ярегское нефтяное месторождения было открыто двумя скважинами в 1932 г [2]. Продуктивный пласт залегал на глубине 200 м и имел мощность — от 12 до 20 м. Добычу нефти вели обыкновенным способом — с поверхности. Весной 1932 года скважина № 57 дала первую нефть. Позже из скважины № 62 на «линии Стрижова» было добыто еще 2 тонны вязкой густой нефти. Бурение других скважин подтвердило присутствие тяжелой нефти с большой плотностью.

Освоение Ярегского нефтяного месторождения условно делится на несколько важнейших этапов. Первое время эксплуатация велась скважинами с поверхности, но данный способ не позволил достичь значительных показателей. В 1937 г. на Ярегском месторождении была заложена первая нефтяная шахта глубиной 173 м, которая в 1939г. приступила к промышленной разработке Ярегского месторождения шахтным способом. Впоследствии было построено ещё две шахты.

Изначально (с 1939 по 1968 гг.) шахтная разработка осуществлялась на естественном режиме по ухтинской и уклонно-скважинной системе. Суть работы по ухтинской системе состояла в том, что с надпластового горизонта, размещенного над кровлей на 20—30 метров, разбуривался пласт по сетке скважин. Освоение велось на естественном режиме растворенного газа. Суть уклонно-скважин-

ной системы заключалась в том, что из горной выработки в кровле пласт разбуривался пологонисходящими скважинами. Данная система позволяла уменьшить объем проходки в несколько раз, но извлечение нефти было как при «ухтинской» — 5,9 %. Поначалу подземные скважины эксплуатировались фонтанным способом, а далее путем закачки сжатого воздуха. Нефтеизвлечение при данных системах разработки не превысило — 5,88 %.

С 1968 г. начали проводиться опытные работы по закачке теплоносителя в продуктивный пласт на НШ-1 и НШ-3, а с 1972 г. начала использоваться термошахтная технология в промышленных масштабах. Общая схема технологии термошахтной добычи нефти осуществляется следующим образом. Пар от расположенной на поверхности земли котельной по наземному паропроводу подается к пароподающей скважине. Затем через пароподающую скважину пар поступает в подземные паропроводы, расположенные в штреках (подземных горных выработках) и далее через нагнетательные скважины пар подается в пласт. Нефть вместе с пластовой водой и конденсатом добывают из скважин, пробуренных из добывающих галерей. После отделения воды и механических примесей нефть откачивают на поверхность земли. Попутно добываемую воду закачивают в пласт на полигоне захоронения сточных вод.

В процессе освоения Ярегского месторождения применялись различные системы термошахтной разработки. Основными считаются одногоризонтная, двухгоризонтная, подземно-поверхостная.

Все применяемые на месторождении технологии основаны на отборе нефти из пологовосходящих скважин длиной 300 м, пробуренных из горной выработки (буровой галереи), расположенной в нижней части пласта. Различие между технологиями заключается в способе подачи пара в пласт.

При одногоризонтной системе закачка пара осуществляется через подземные нагнетательные скважины, пробуренные из галерей. В галерею пар подается по пароподающей скважине и далее по подземным паропроводам он транспортируется до нагнетательных скважин.

При двухгоризонтной системе пар подается из надпластовых выработок через плотную сетку вертикальных и крутонаклонных скважин.

При подземно-поверхностной пар подается через скважины, пробуренные с поверхности по контуру участка (плотность скважин — 1,0—1,2 га/скв) в специальные пароораспределительные сква-

жины, которые бурятся из буровой галереи до пересечения с поверхностными скважинами [1].

Таким образом, проанализировав историю разработки Ярегского месторождения, можно сделать вывод, что в процессе освоения применялись ухтинская и уклонно-скважинная системы разработки тяжелой нефти. Нефтеизвлечение при данных системах не превысило — 5,88 %. Далее начала использоваться термошахтная технология в промышленных масштабах. Данная технология актуальна и в настоящее время.

Литература

1. Проект разработки Ярегской площади Ярегского нефтетитанового месторождения, Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПечорНИПИнефть» 145 с.

2. Каламкаров Л. В. Нефтегазоносные провинции и области России и сопредельных стран. М: Нефть и газ, 2005. 570 с.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ПРИРОДЫ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

И. А. Боков[1], Е. В. Жангуров[2]
[1] СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар
[2]ИБ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
ivan-bokov1997@yandex.ru

В горной и в предгорной ландшафтной зонах Приполярного Урала, в границах национального природного парка «Югыд ва», широко распространены различные объекты геологического наследия, большинство из которых выделены как геологические памятники природы (ГПП) [1]. Охраняемые природные геологические комплексы представлены в ландшафте в виде живописных приречных скал, уникальных останцев выветривания, различных пещер и имеют важное научное значение в области стратиграфии, палеонтологии. Учитывая уникальность ГПП и чрезвычайно контрастное сочетание литологических и генетических типов слагающих пород, а также возрастание рекреационных нагрузок, исследование почв и почвенно-растительного покрова таких ландшафтов представляет собой значительный интерес и актуальную задачу по выявлению редких почв. Необходимо отметить, что литературные данные по характеристике почв (почвенно-растительного покрова) ГПП, предшествующие нашим исследованиям, отсутствуют.

Цель работы — охарактеризовать морфологические свойства и классификационное положение основных типов почв, формирующихся в окрестностях геологических памятников природы Приполярного Урала.

Объектами исследований были выбраны три ГПП: «Каюк Нырд», «Кожимский» и «Монах», расположенные в среднем течении р. Кожым и представляющие собой живописные скальные выходы (от 10 до 50 м и более в высоту и протяженностью 100—700 м), большей частью круто обрывающиеся в воду. Экспедиционные работы проводили маршрутным методом в июле 2018 г. Номенклатура и классификация почв дана согласно «Полевому определителю почв России» [3]. Цветовая характеристика почвенных горизонтов дана по шкале Манселла [4].

При сравнительно-географическом сопоставлении факторов почвообразования, на фоне относительно незначительных раз-

личий в климатических условиях и высотных отметок в рельефе, литологический фактор почвообразования имеет решающее значение в генезисе почв. Почвообразующие породы исследуемых ГПП представлены элювиальными и элювиально-делювиальными мелкоземисто-щебнистыми продуктами выветривания доломитов верхнеордовикского возраста и известняковых брекчий нижне-среднекаменноугольного возраста, прикрытых сверху рыхлым плащом четвертичных отложений. Мощность мелкоземисто-щебнистой толщи сильно варьирует и на выположенных скальных уступах составляет 20—30 см, увеличиваясь вглубь водоразделов до 80—90 см. В этих условиях влияние подстилающих карбонатных пород (с минимальным включением кислого аллохтонного ледникового материала) и его роль в определении направлений почвообразования в максимальной степени выражены на скальных уступах.

Ниже охарактеризованы основные типы почв на скальных уступах ГПП, сформированные в ксероморфных условиях (с провальным типом водного режима) под различными типами растительных сообществ (см. таблицу). Рассматриваемые почвы имеют незначительное распространение и не образуют крупных ареалов, поэтому могут быть отнесены к категории редких.

1. Тип — торфяно-подбур, подтип — иллювиально-железистый оподзоленный остаточно-карбонатный пирогенный. Характеризуются маломощным профилем (30—32 см) и отчетливой дифференциацией на генетические горизонты. Общая мощность торфяных горизонтов (с четкой стратификацией по степени разложенности растительных остатков) составляет 17—18 см, в нижней части присутствуют включения послепожарных углей с размерами до 5 мм. Ниже сформирован оподзоленный горизонт e — серой окраски (10YR 5/1) легкий суглинок (при высыхании окраска белесовато-серая); с 19 см — ярко выраженный горизонт BF с желтовато-коричневой окраской (см. таблицу) средний суглинок с включениями обломков карбонатных пород. С 30 (32) см идет сплошное подстилание плиты известняков, выступающий как геохимический литобарьер, приводящий к аккумуляции прокрашенного органическим веществом мелкозема интенсивно темной окраски (5YR 3/1).

2. Тип — дерново-подбур, подтип — иллювиально-железистый остаточно-карбонатный пирогенный. Почвы диагностируются по сочетанию серии подстилочно-торфянистых, аккумуля-

Условия формирования почв на скальных выходах ГПП Приполярного Урала

Местоположение разреза, абс. выс.	Тип растительного сообщества	Строение почвенного профиля	Цвет по шкале Манселла	Особенности почвообразующей породы	Экзогенные процессы	Антропогенная трансформация
ГПП Каюк-ныpд. Разрез 1. Почва: торфяно-подбур оподзоленный пирогенный						
Ровная платообразная поверхность. 126 м над ур. м.	Березняк чернично-зеленомошный. Высота основного древесного яруса 4—6 м	Очес (0—5 см) T (5—15 см) T, Pir (15—17 см) e (17—19 см) BF (19—22 см) C (22—30 см)	e 10YR 5/1 BF 5YR 3/3 C 5YR 3/1	Делювиальные (переотложенные) суглинки без включения обломков пород. С 30 см — плита, элювий доломитов	Выражены слабо	Слабовыраженная тропиночная сеть
ГПП Кожимский. Разрез 5. Почва: дерново-подбур иллювиально-железистый пирогенный						
Верхняя часть приречного склона, крутизна 3—5°, ниже идет скальный выступ, который круто обрывается в реку. 160 м над ур. м.	Ельник кустарничково-зеленомошный. Высота основного древесного яруса 15—18 м	O (0—2 см) O (2—8 см) AY, Pir (8—10 см) BF (10—15 см) BC_{Ca} (15—35 см) C_{Ca} (35—45 см)	AY, Pir 5YR 3/1 BF 5YR 4/4 BC_{Ca} 7.5 YR 4/4	Элювиально-делювиальные отложения известняков	Разрушение скальных выходов в результате выветривания	Не выражена

Местоположение разреза, абс. выс.	Тип растительного сообщества	Строение почвенного профиля	Цвет по шкале Манселла	Особенности почвообразующей породы	Экзогенные процессы	Антропогенная трансформация
ГПП Монах. Разрез 8. Почва: карбо-петрозем грубогумусированный						
Платообразная поверхность, слабоволнистый рельеф. 128 м над ур. м.	Березняк вороничнозеленомошный. Высота основного древесного яруса 3—7 м	О (0—2 см) Оао (2—8 см) R_{Ca} (8—20 см)	R_{Ca} 10 YR 5/8	Элювий известняковых брекчий	Эрозионные процессы	Рекреационные нагрузки (вытаптывание напочвенного покрова, тропиночная сеть). Следы от костров

тивного серогумусового (дернового) и залегающего ниже альфегумусового горизонтов (см. таблицу). Серогумусовый горизонт (AY) имеет небольшую мощность (2 см) с включениями послепожарных углей. Альфегумусовый горизонт представлен иллювиально-железистой модификацией и окрашен в коричневато-бурые тона окраски (5YR 4/4) с комковато-порошистой структурой. С глубины 15—20 см встречаются обломки карбонатных пород, активно вскипающих от 10 % HCl. Горизонт Cca — светло-желтый средний суглинок с содержанием карбонатного щебня 70—80 %. С 35 см — скальная толща.

3. Тип — карбо-петрозем, подтип — грубогумусированный. Почвенный профиль маломощный — до 20 см и резко переходит в обломочную толщу карбонатных пород. Под слабо- и среднеразложившейся оторфованной подстилкой (с примесью грубогумусированного материала) сформирован слабо затронутый почвообразованием светло-желтый легкий суглинок с включением щебня карбонатных пород. Мелкозем и обломки пород активно вскипают от HCl. На глубине 20 см залегает элювий известняковых брекчий.

Таким образом, основной фон почвенного покрова на скальных уступах ГПП Приполярного Урала составляют почвы: 1) альфегумусового отдела (торфяно-подбуры и дерново-подбуры); 2) отдела слаборазвитых почв (карбо-петроземы), образующие мелкоконтурные комплексы. Органопрофили исследуемых почв относятся к торфянистому грубогумусному подтипу с признаками пирогенеза. Морфологическая дифференциация исследуемых профилей почв во многом обусловлена литолого-геоморфологическими условиями, определяющими их развитие на щебнистом элюво-делювии и влиянием растительного покрова, в значительной степени, определяющей характер верхних горизонтов почв. Специфической особенностью исследуемых подбуров является сочетание альфегумусового горизонта с карбонатной почвообразующей породой, что не находит отражения в отделе альфегумусовых почв «Классификации и диагностики почв России» [2], образуя сложную подтиповую диагностику.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ «Редкие и уникальные почвы Приполярного Урала на южной границе криолитозоны: свойства, почвообразовательные процессы, классификация», № 18-35-00455 мол_а.

Литература

1. Геологическое наследие Республики Коми (Россия) / Составитель П. П. Юхтанов. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008. 350 с.

2. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

3. Полевой определитель почв России. М, 2008. 182 с.

4. Munsell A. Munsell Soil Color Chart. Colmorgan Instruments. Baltimor. MD. 1988.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРЕДСТАВИТЕЛЯХ ИЛЛЕНИДНЫХ ТРИЛОБИТОВ И ТАКСОНАХ ГОЛОВОНОГИХ МОЛЛЮСКОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

А. В. Бродский, Г. Н. Киселев
СПбГУ, Санкт-Петербрг
genkiselev@yandex.ru

Комплексы трилобитов и головоногих моллюсков широко распространены в отложениях ордовика Балтийско-Ладожского глинта. Эти группы нашли широкое применение для расчленения и корреляции отложений нижнего и среднего ордовика Балтоскандии в работах более ранних исследователей [1, 2, 3, 4, 6]. Для нижней части среднего ордовика (дарривильский ярус) разрабатывались биостратиграфические схемы, которые традиционно основывались на распространении в разрезах трилобитов подрода *Asahus* [6], эндоцератид [2]. Именно в эту эпоху фауна азафид характеризовались разнообразным таксономическим составом (22 видов в азериском горизонте и 3 вида в ласнамягском и ухакском горизонтах), широко распространенным в Балтоскандии [6]. В тоже время представители илленид таксономически разнообразны и характерны для ордовикских отложений различных местонахождений как в Ленинградской области, так и всей Балтоскандии. Данная группа наряду с азафинами может быть успешно использованы для биостратиграфического расчленения отложений ордовика. Так в разрезах дарривильского яруса в Ленинградской области нами изучено 15 видов илленид, распространение которых приурочено чаще к азерискому горизонту.

Для данного стратиграфического интервала описано значительное число таксонов цефалопод, в том числе представители эндоцератоидей *Proterovaginoceras belemnitiforme (Holm, 1885), Pr. gladilus (Holm, 1885), Pr. estonicum Balashov, 1968,* часто встречающихся совместно с трилобитами *A. platiurus platiurus* в окрестностях дер. Мишина Гора.

Комплекс головоногих моллюсков представлен в отложениях среднего ордовика в Ленинградской области 13 видами, относящимися к 10 родам. При этом наиболее многочисленны представители отряда *Endocerida* (5 родов) и *Ortocerida* (4 рода). Некоторые из этих таксонов описаны из ордовикских отложений севера Урала.

В ходе полевых работ в 2010—2015 г .в нижней части отложений азериского горизонта в карьерах у дер. Ломашка (59°, 39’ 57.30” С 29°, 00’ 37.27” В, GOOGLE EARTH) , дер. Широково (59°, 43’ 32.30” С 29°, 02’ 45.46” В, GOOGLE EARTH) , дер. Вильповицы (59°, 44’ 32.78” С 29°, 41’ 31.51” В, GOOGLE EARTH) , были обнаружены иллениды нового вида — *Illaenus balashovi Brodskii 2018* [5]. Изученные экземпляры описываемого вида трилобита достигают достаточно крупных размеров, до 11—12 см. Цефалон чуть больше пигидия, полуокруглой формы, длиной равной 1/2 ширины, глаза достаточно больших размеров, смещены к заднему краю, подвижные щеки треугольной формы, щечные углы округлые, рахисы сегментов выпуклые, пигидий округлый, равномерно ограниченный сзади. Данный вид имеет сходство с *Illaenus sinuatus* Holm, 1886, но отличатся наличием менее округлого и в тоже время резко ограниченного (латерально) заднего края пигидия, гораздо более короткими свободными щеками и отсутствием шипообразных окончаний на концах задних плевральных сегментов. Описываемый вид так же очень близок к *Illaenus schmidti*, но отличается щечными углами без остроконечных шипов. Более детальное описание таксона и изображение в соответствии с требованиями Международного Кодекса Зоологической Номенклатуры будет дано в последующей публикации. Указанный новый таксон встречается в основании азериского горизонта и может существенно дополнить данные о распространении трилобитовых комплексов в существующей биостратиграфической схеме на границе кундаского-азериского горизонтов, которая фиксируется в настоящее время по появлению *Asaphus heckeri* Ivantsov, 2000 [6]. Указанный вид близок к широко известному виду азафид *Asaphus laevissimus* Schmidt, 1898 из верхов кундаского горизонта.

Литература

1. Алихова Т. Н., Балашова Е. А, Балашов З. Г. Полевой атлас характерных комплексов фауны отложений ордовика и готландия южной части Литовской ССР. М., 1954. 100 с. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та ВСЕГЕИ М-ва геологии и охраны недр).

2. Балашов З. Г. Эндоцератоидеи ордовика СССР. Л.: Изд-во Ленинградского университета. 1968. 279 с.

3. Балашова Е. А. Систематика трилобитов Asaphina и их представители в СССР. Л., 1976. 215 с.

4. Киселев Г. Н., Савицкий Ю. В., Иванцов А. Ю. и др. Определитель ордовикских окаменелостей окрестностей Санкт-Петербурга для учебной геологической практики (трилобиты, моллюски, иглокожие, брахиоподы) / отв. ред. Г. Н. Киселев. СПб.: СПбГУ, 1993. 90 с.

5. Brodskii A. A new glaphurid trilobite genus and species from Darriwilian of the Saint Petersburg area // 6th International Conference on Trilobites and their Relatives. Tallinn, Estonia, 2017.

6. Ivantsov A. Yu. Ordovician Trilobites of the Subfamily Asaphinae of the Ladoga Glint // Paleontological journal. Vol. 37. Suppl. 3. 2003. P. 229—334.

АКТУАЛЬНОСТЬ ИСПЫТАНИЙ ГРУНТОВ, СЛАГАЮЩИХ ОПОЛЗНЕВЫЕ МАССИВЫ, НА УСТОЙЧИВОСТЬ К ТЕХНОГЕННЫМ ВИБРАЦИЯМ

А. Н. Вихоть
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
vikhot.anna@mail.ru

В 2016 г. завершилось строительство берегоукрепительных и противооползневых сооружений в долине р. Сысола, нижнее течение, в районе парка им. С. М. Кирова, г. Сыктывкар. Были осуществлены масштабные и дорогостоящие мероприятия, стандартные и достаточные на первый взгляд для полной стабилизации оползневых склонов с развитием неглубоких и глубоких оползневых подвижек: проведены инженерные, геологические изыскания, составлена техническая документация о строительных мероприятиях, устроена дренажная система на оползневом склоне, произведена выемка оползневых масс, построена подпорная стена.

Физико-механические свойства грунтов меняются в пространстве и во времени, поэтому оценка устойчивости оползневых склонов по таким показателям, как угол внутреннего трения (φ), удельное сцепления (с), модуль деформации (Е), удельный вес грунта (γ) и пр., не несет в себе гарантию эффективности планируемых или выполненных противооползневых мероприятий. Ранее уже сообщалось о слабой устойчивости оползневого склона в районе парка им. С. М. Кирова к фоновым динамическим и вибродинамическим воздействиям [1]. По результатам испытаний самое низкое значение предельного ускорения устойчивости имеют водонасыщенный тонкозернистый и обводненный мелкозернистый пески, $a^{эф.}$=0,029 м/с^2, и сильно увлажненный, маловлажные мелкозернистый и среднезернистый пески, $a^{эф.}$=0,159—0,162 м/с^2. Перечисленные типы грунтов преимущественно слагают тела оползневого склона в районе парка им. С. М. Кирова [1]. Для района исследований фоновые значения амплитуд смещения грунта, зарегистрированные в ночное время для горизонтальных компонент, составляют в среднем $2 \cdot 10^{-7}$ м, для вертикальной — 10^{-7} м [4]. Кроме постоянных наведенных микросейсмических шумов приведем диаграммы импульсных сигналов, излучаемых объектами строительства, на которых проводились работы по забивке свай. Такие воздействия имеют кратковремен-

ный, сильный характер, проявляющийся в виде высоких значений амплитуды ускорения колебаний в грунтах. На рис. 1 приведен импульсный сигнал от удара в ближней и дальней зоне воздействия — в радиусе 20 м и 50 м соответственно от источника колебаний. Исходя из этого, при работе сваебойной машины на оползневом склоне уже должны были случиться нарушения вибродинамической устойчивости в сторону убывания в первую очередь несвязных грунтов, а также могла пострадать структурная прочность коренного массива, представленного глинами триаса, на границе с которым проходит зеркало скольжения оползневых тел. Графики зависимости изменения амплитуд и частот микросейсм в разнородных сре-

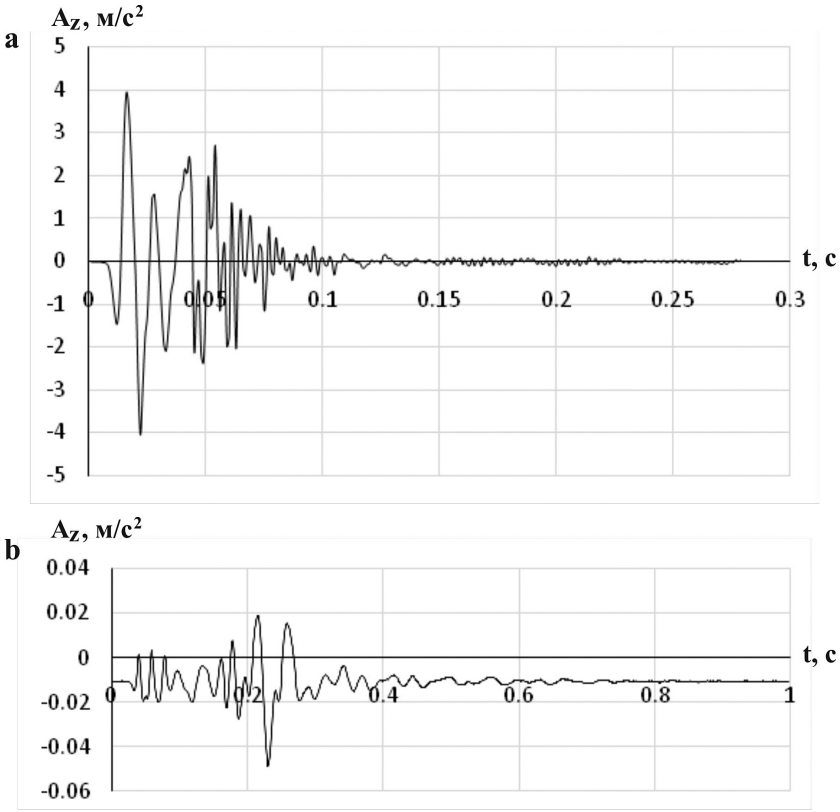


Рис. 1. Акселерограммы колебаний в грунтах от удара сваебойной машины: а — на удалении 20 м от источника; б — на удалении 50 м от источника (запись по вертикальной компоненте z) [2]

дах с увеличением расстояния от источника колебания представлены на рис. 2. Вибросейсмические колебания в массиве геологического разреза распространяются следующим образом:

— в несвязных грунтах в условиях отсутствия водонасыщения амплитуда колебаний быстро снижается с первых метров волновых колебаний с одновременным уменьшением частоты распространения этих колебаний; в условиях насыщения водой амплитуда снижается в меньшей степени, сохраняя половину энергии колебаний на расстоянии до 5—7 м в условиях незначительного изменения частоты;

— в связных грунтах амплитуда колебаний сохраняется на относительно большем удалении до 10—12 метров, частота начинает видимо меняться с двадцати и более м;

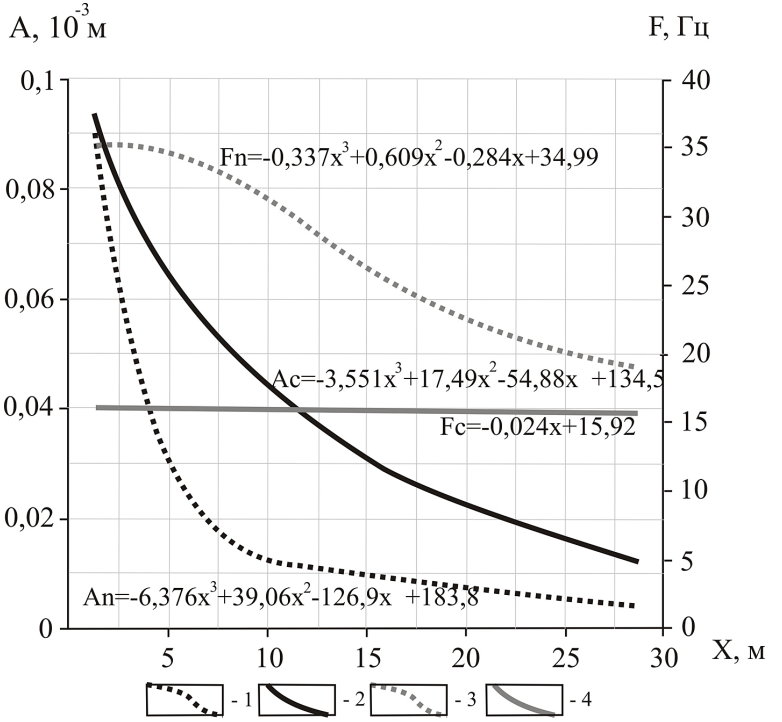


Рис. 2. Графики зависимости изменения амплитуд и частот микросейсм в разнородных средах с увеличением расстояния [3]: изменение амплитуды: 1 — в несвязных грунтах; 2 — в связных грунтах; изменение частоты: 3 — в несвязных грунтах; 4 — в связных грунтах

— супеси и суглинки имеют промежуточные значения, которые также зависят от значений собственных амплитудно-частотных колебаний, глинистости, водонасыщения и других инженерно-геологических показателей.

Исходя из приведенных результатов, на проектной стадии строительства берегоукрепительных и противооползневых сооружений дадим рекомендации по проведению испытаний грунтов оползневых склонов на устойчивость к вибросейсмическим колебаниям, или техногенным вибрациям. При всем стоит отметить, что данные испытания целесообразно проводить не только на участках уже действующих разрушительных смещений, но и на участках выше по склону, казалось бы пока неподверженных оползневым подвижкам. Также необходимо на данных участках для предотвращения активизации деформационных процессов заблаговременно устанавливать дренажи и удерживающие (подпорные) конструкции. Строительство противооползневых сооружений только на действующих оползневых склонах имеет свою доказанную неэффективность на примере таких крупных городов, как Москва, Томск, Нижний Новгород и др.

Литература

1. Вихоть А. Н. Влияние гравитационных процессов и природно-техногенной микросейсмичности на геологическую среду г. Сыктывкара: автореф. дис. канд-та геол.-минерал. наук. Томск, 2017. 22 с.

2. Вихоть А. Н., Лютоев В. А. Выявление участков опасности осадочно-просадочных процессов в грунтах в условиях вибросейсмического поля урбанизированных территорий (на примере Сыктывкара) // Вест. Института геологии. Сыктывкар, 2017. № 6. С. 20—26.

3. Лютоев В. А. Влияние атмосферного давления на микросейсмические процессы земной коры в пределах платформ // Вест. Института геологии. Сыктывкар, 2013. № 9. С. 20—23.

4. Лютоев В. А. Сейсмическое районирование Республики Коми и микросейсморайонирование г. Сыктывкара // Дис. канд-та геол.-минерал. наук. Сыктывкар, 2000. 169 с.

ФОРМИРОВАНИЕ ВАЛУННЫХ СУГЛИНКОВ НА СЕВЕРЕ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ

Н. Н. Воробьёв
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
nikitavor999@mail.ru

Четвертичные отложения на крайнем севере Большеземельской тундры слабо изучены и выявление генезиса валунных суглинков является важной проблемой четвертичной геологии этого региона. Для установления стратиграфической приуроченности валунных суглинков необходимо установить литологические особенности и местоположение питающих ледниковых провинций.

Всеверо-западной исеверо-восточной частях Большеземельской тундры в бассейнах рек Куи и Падымейтывис проведено изучение четвертичных отложений в береговых обнажениях. В бассейне р. Падымейтывис тремя расчистками вскрыты валунные суглинки на реках Сизимцелебейшор (Сз-1), Надейтывис (Н-1) и Падымейтывис (Пд-2) (рис. 1).

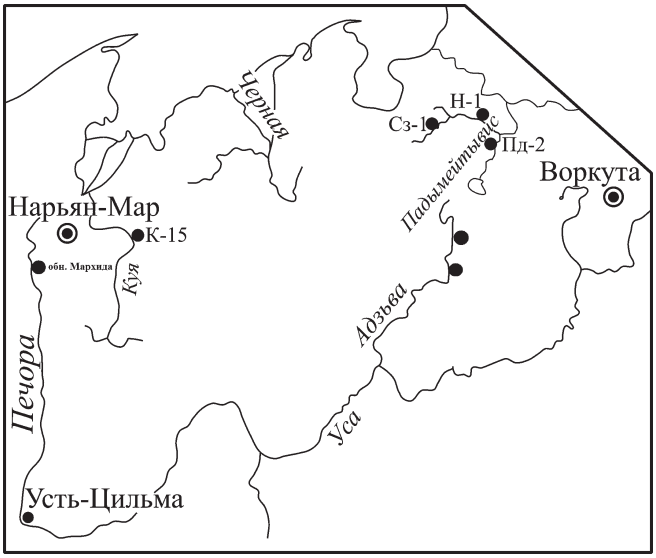


Рис. 1. Схема расположения обнажений в бассейнах рек Куи и Падымейтывис

Обн. Сз-1 полностью сложено плотным валунным суглинком с включениями гальки и валунов горных пород. В обн. Н-1 вскрывается несколько различных по генезису слоев, имеющих четкие и ровные контакты. Разрез Пд-2 имеет двухчленное строение, состоит из ледниковых (в основании разреза) и флювиальных отложений.

В долине р. Куи валунный суглинок вскрыт лишь в одном обнажении — К-15.

На северо-востоке валунные суглинки характеризуются слабой, иногда средней степенью сортированности мелкозема (S_c = 0,15—0,41). Микроскопическое изучение шлифов также подтверждает плохую сортировку материала.

Минеральный состав изучен в обнажениях Н-1 и Пд-2. В тяжелой фракции доминирует эпидот (19,9 %) и сидерит (21,2 %), довольно большие содержания граната (11,6 %), пирита (12,4 %) и ильменита (12,7 %). Пирит и сидерит указывают на связь ледника с триасовыми и пермскими подстилающими породами, а ильменит может быть связан с породами Полярного Урала.

По данным петрографического анализа, в обнажениях Н-1 и Пд-2, большую часть крупнообломочного материала составляют обломки карбонатных пород. Причем, в обн. Пд-2 их содержание составляет больше половины всех обломков (58,8 %), и представлены они преимущественно темноокрашенными известняками и доломитами– 52,9 %. Обогащение валунных суглинков палеозойскими темно-серыми и черными известняками и доломитами обусловлено, скорее всего, поступлением материала с поднятия Чернова и с Пай-Хоя, что подтверждается и направлением ориентировки удлиненных обломков с северо-востока на юго-запад (рис. 2, А). В обн. Сз-1 большую часть петрографического материала составляют магматические и метаморфические породы (32,5 %) и терригенные породы перми и триаса (30 %). Субширотная ориентировка длинных осей валунов в комплексе с петрографическими данными указывает на возможное поступление материала для формирования этой морены с Полярного и Приполярного Урала (рис. 2, Б).

В обн. К-15 валунные суглинки характеризуются слабой сортированностью мелкозема (S_c от 0,09 до 0,27). Тяжелая фракция представлена сидерит (13,1 %)-амфибол (13,6 %)-гранат (18 %)-эпидотовой (20,8 %) минеральной ассоциацией с повышенным содержанием пирита (7,7 %), что может указывать на связь ледника с породами Фенноскандинавии. По данным петрографического анализа, большую часть крупнообломочного материала составляют обломки

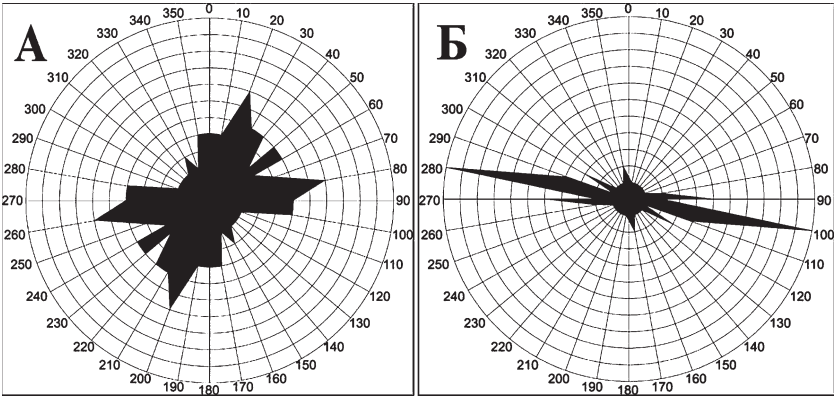


Рис. 2. Направление ориентировки удлиненных обломков в обн. Пд-2 (А) и Сз-1 (Б)

карбонатных пород. Обогащение валунных суглинков светло-серыми и белыми известняками, по-видимому, обусловлено поступлением материала с Карбонового плато, которое находится на северо-западе Русской равнины. Это подтверждается и ориентировкой удлиненных обломков пород в валунном суглинке с северо-запада на юго-восток в секторе 305—325° (рис. 3).

На основании результатов гранулометрического, минералогического и петрографического анализов, в разрезах бассейна р. Падымейтывис на северо-востоке Печорской низменности, можно выделить два горизонта валунных суглинков. По аналогии с сопредельными районами Большеземельской тундры формирование нижнего горизонта морен связано с вычегодским покровным оледенением, а верхнего — с полярным. Косвенным указанием на это является и более тонкий гранулометрический состав верхней морены по сравнению с нижней, что отмечалось и предшественниками [1, 2].

На основании полученных данных литологического изучения валунных суглинков — низкой степени сортированности мелкозема, выдержанной ориентировки обломочного материала, резких экзарационных контактов с подстилающими отложениями, на северо-западе Печорской низменности они являются образованиями ледникового генезиса — моренами (тиллами). По аналогии с сопредельными районами Большеземельской тундры формирование морены связано с покровным оледенением в полярное время.

Комплексное литологическое изучение моренных отложений на крайнем севере Печорской низменности весьма перспективно

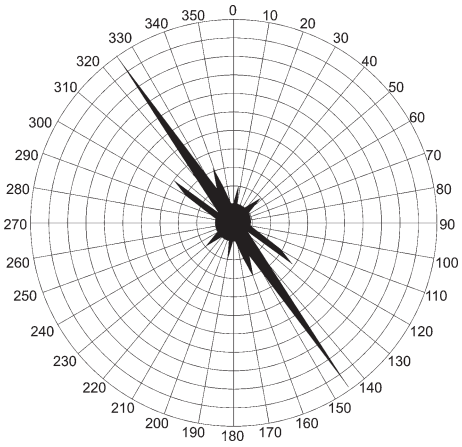


Рис. 3. Направление ориентировки удлиненных обломков в обн. К-15

для целей литостратиграфии. Полученные результаты могут представлять интерес при проведении геологического картирования территории.

Литература

1. Андреичева Л. Н. Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1992. 125 с.

2. Воллосович К. К., Государственная геологическая карта СССР, м-ба 1:200 000, серия Северо-Уральская, лист Q-41-III. Объяснительная записка / Под ред. И. И. Краснова. М.: Наука, 1966. 68 с.

ЧИСЛЕННЫЕ ОЦЕНКИ ФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПАЛЕОСУБДУКЦИИ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА И ИХ СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ РЕГИОНА

С. В. Гаврилов[1], А. Л. Харитонов[2]
[1] ИФЗ РАН, Москва
[2] ИЗМИ РАН, Москва
gavrilov@ifz.ru, ahariton@izmiran.ru

Цель данной работы связана с разработкой методики оценки некоторых глубинных геодинамических параметров, в пределах Североуральской субдукционной зоны на границе палеозойского Ханты-Мансийского палеоокеана (территория Западной Сибири), на основе определения расстояния от палеовулканической островной дуги, используя известную гипотезу [6] о том, что квазилинейные геотектонические зоны представляют собой линейные полосчатые структуры, которые параллельны палеоостровной вулканической дуге, расположенной у ребра мантийного субдукционного клина, и которые могут находиться в пределах некоторого интервала расстояний от палеоостровной вулканической дуги. В палеотектонических реконструкциях московской и стамбульской модели [4] показано, что в ранне-палеозойский период раскрытия Ханты-Мансийского задугового бассейна (Ханты-Мансийского палеоокеана) на границе между Европейским и Сибирским палеозойскими микроконтинентами возникла Кипчакская палеоостровная дуга, связанная с палеосубдукционной зоной на границе с Европейским микроконтинентом. Аналогичные вулканические палеоостровные дуги были выделены в палеотектонических реконструкциях модели Казьмина-Натапова [4]. Существенной особенностью локальных и региональных геотектонических зон Урала и Западной Сибири, доставшихся в наследство от палеотектонических структур Ханты-Мансийского палеозойского океана (Кипчакская палеоостровная дуга), является линейность и периодичность их пространственного расположения [5]. Так, например, линейно вытянутые региональные геотектонические зоны, параллельные Кипчакской палеоостровной дуге, представляют собой своеобразные периодические полосовидные валообразные структуры шириной ~ 300 км и расположенные с периодичностью примерно 300 км. Распределение гравитационных аномалий в редукции Буге и ряд геологических аргу-

ментов в [3] свидетельствуют, что после формирования Уральского палеоостроводужного вулканического пояса в палеозойский период эволюционного развития Земли происходило взаимное пододвигание Европейской палеоплиты (ЕП) под Сибирскую палеоплиту (СП) (рис. 1).

По нашему мнению конвективные вихри возникали над погружением палеозойской Европейской палеоплиты под литосферу Ханты-Мансийского палеоокеана, на границе мантийного субдукционного клина и Сибирской палеоплиты. Вихри Карига обычно должны быть расположены в палеомантийном клине между «кровлей» субдуцирующей палеоплиты и «подошвой» палеоплиты под которую происходит субдукция. Обычно конвективные вихри Карига в палеосубдукционном мантийном клине расположены па-

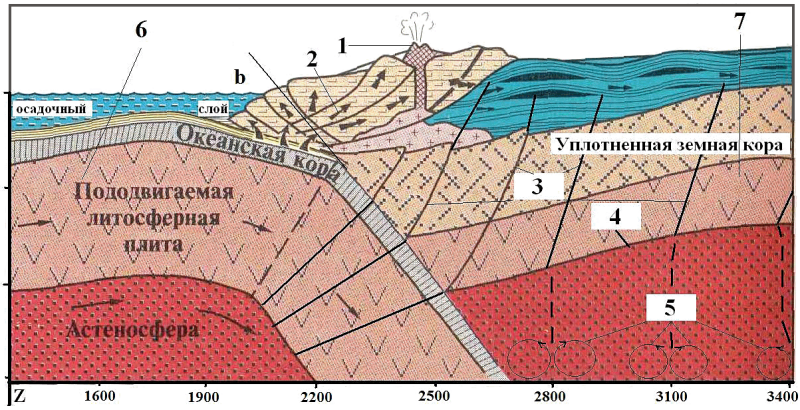


Рис. 1. Схема палеосубдукционного мантийного клина, образовавшегося в процессе палеозойского погружения Европейской литосферной палеоплиты (ЕП) под Сибирскую палеоплиту (СП):

1 — палеозойская Кипчакская палеоостровная вулканическая гряда; *2* — направление движения конвективного потока нагретого вещества из мантии к поверхности Земли; *3* — глубинные литосферные тектонические разломы, связанные с палеосубдукционной зоной; *4* — «подошва» литосферы Сибирской палеоплиты в палеозойский (Pz) период эволюции Земли; *5* — схематическое изображение расположения нескольких пар конвективных вихрей Карига. Горизонтальная ось X (в километрах) отображает горизонтальное расстояние между центрами пар конвективных вихрей Карига в палеосубдукционном мантийном клине. На вертикальной оси Z показаны глубинные отметки расположения различных палеослоев земной коры и верхней мантии в палеозойский (Pz) период эволюции Земли, соответствующие глубинам 0, 30, 90, 300 километров; *6* — пододвигаемая Европейским микроконтинентом палеоплита Ханты-Мансийского палеоокеана; *7* — палеоплита Сибирского микроконтинента

рами и закручены навстречу друг другу. Между этими двумя вихрями образуется восходящий мантийный поток тепла и вещества (тепломассоперенос) — он то и выносит по глубинным литосферным разломам, в приповерхностные слои Земли, гидротермальные и газотермальные потоки (вовлекая в этот поток и газообразные углеводороды из стратиграфических и литологических «ловушек» различного типа, расположенных в нижних горизонтах земной коры, в приповерхностные зоны их накопления. Авторами рассчитана модель палеомантийного клина между «подошвой» Сибирской палеоплиты и верхней поверхностью («кровлей») субдуцирующей Европейской палеоплиты (рис. 1), в результате относительного движения Европейской палеоплиты навстречу Сибирской, пододвигающейся под углом β со скоростью V. Верхнюю поверхность («кровлю») субдуцирующей Европейской палеоплиты в первом приближении будем считать наклонной полуплоскостью $z = x \cdot tg\beta_z$, а «подошву» Сибирской палеоплиты — горизонтальной полуплоскостью ($z = 0$) соответственно, где x – горизонтальная ось соответствующая почти горизонтальному направлению «подошвы» Сибирской палеоплиты, а ось z направлена вертикально вниз. Материал палеомантийного клина считаем однородной несжимаемой жидкостью с постоянным коэффициентом динамической вязкости $\overline{\eta}$, равным его среднему значению. Движение вещества в палеомантийном клине определяется нижепредставленными формулами [1, 2]. Примем геодинамическую модель, получаемую при $Pr \to \infty$ в приближении Буссинеска из системы безразмерных уравнений гидродинамики для функции тока ψ, температуры T:

$$(\partial^2_{zz} - \partial^2_{xx})\eta(\partial^2_{zz} - \partial^2_{xx})\psi + 4\partial^2_{xz}\eta\partial^2_{xz}\psi = $$
$$= Ra T_x - Ra^{(410)}\Gamma_x^{(410)} - Ra^{(660)}\Gamma_x^{(660)}, \qquad (1)$$

$$\partial_t T = \Delta T - \psi_z T_x + \psi_x T_z + \frac{Di}{Ra} \times \frac{\tau^2_{ik}}{2\eta} + Q \qquad (2)$$

Здесь η — безразмерный коэффициент динамической вязкости, символ ∂ и индексы означают частные производные по координатам x (горизонтальной), z (вертикальной) и времени t, Δ — оператор Лапласа, $\Gamma^{(410)}$ и $\Gamma^{(660)}$ — объемные доли тяжелой фазы на фазовых переходах на глубинах 410 *км* и 660 *км*, компоненты скорости V_x и V_z связаны с функцией тока как

$$V_x = \psi_z \text{ и } V_z = -\psi_x, \qquad (3)$$

а безразмерные числа Рэлея Ra, фазовые $Ra^{(410)}$, $Ra^{(660)}$ и диссипативное Di есть

$$Ra = \frac{\alpha\rho g d^3 T_1}{\overline{\eta}\chi} = 5.55\times10^8,\ Ra^{(410)} = \frac{\delta\rho^{(410)} g d^3}{\overline{\eta}\chi} = 6.6\times10^8,$$

$$Ra^{(660)} = \frac{\delta\rho^{(660)} g d^3}{\overline{\eta}\chi} = 8.5\times10^8,\ Di = \frac{\alpha g d}{c_p} = 0.165, \qquad (4)$$

где $\alpha = 3\cdot10^{-5}$ K^{-1} — коэффициент теплового расширения, $\rho = 3.3$ *г·см*$^{-3}$ — плотность мантии, g — ускорение силы тяжести, $c_p = 1.2\cdot10^3$ *Дж · кг*$^{-1}\cdot K^{-1}$ — удельная теплоемкость при постоянном давлении, $T_1 = 1950$ K — температура основания переходной зоны мантии (ПЗМ) на глубине 660 *км*, считающейся нижней границей модельной области, $Q = 6.25\cdot10^{-4}$ *мВт·м*$^{-3}$ — объемная мощность тепловыделения в коре, τ_{ik} — тензор вязких напряжений, $d = 660$ *км* — вертикальный размер модельной области, $\overline{\eta} = 10^{18}$ *Па · с* — масштабный множитель вязкости, $\chi = 10^{-2}$ *см*$^2\cdot$*с*$^{-1}$ — коэффициент температуропроводности, $\delta\rho^{(410)}$ и $\delta\rho^{(660)}$ — скачки плотности на фазовых переходах на глубинах 410 *км* и 660 *км*. В (1), (2) масштабными множителями для времени t, напряжений τ_{ik} и функции тока ψ служат соответственно величины $d^2\cdot\chi^{-1}$, $\overline{\eta}\chi$, d^{-2} и χ. Предполагая реологию линейной для диффузионного механизма ползучести, доминирующего в мантии на глубинах более ~200 *км* [6], примем зависимость коэффициента вязкости η от температуры T и литостатического давления p в виде [2]

$$\eta = \frac{\mu}{2A}\left(\frac{h}{b^*}\right)^m \exp\frac{E^* + pV^*}{RT}, \qquad (5)$$

где для «влажного» оливина $A = 5.3\cdot10^{15}$ *с*$^{-1}$, $m = 2.5$, размер зерна $h = 10^{-2}$ — 1 *см*, вектор Бюргерса $b^* = 5\cdot10^{-7}$ *мм* [2], энергия активации $E^* = 240$ *кДж·моль*$^{-1}$, объем активации $V^* = 5$ *см*$^3\cdot$*моль*$^{-1}$, $\mu = 300$ *ГПа* — нормирующее значение модуля сдвига, R — универсальная газовая постоянная. При этих значениях констант, выбранном масштабном множителе $\overline{\eta} = 10^{18}$ *Па · с* и размере зерна $h = 10^{-2}$ см безразмерный коэффициент вязкости, который также обозначим через η, равен

$$\eta = 5.0\times10^{-7}\exp\frac{14.8 + 1.34(1-z)}{T} \qquad (6)$$

где T — безразмерная температура, а безразмерная координата z, нормированная на d, отсчитывается вверх от основания ПЗМ (ось x направлена по нижней границе ПЗМ против субдукции). Плита, субдуцирующая с заданной скоростью V, считалась жесткой, а коэффициент вязкости в зоне трения литосферных плит при температурах ниже 1200 K понижался по сравнению с (5) на два порядка величины. Отметим, что безразмерная изотерма $T = 0.15$ приблизительно соответствует температуре дневной поверхности, и ее депрессия в левой части отвечает глубоководному желобу глубиной ~10 км, что порядка типичной глубины глубоководных желобов. Полагая затем безразмерные параметры в (1)—(2) согласно (4), т. е. включая эффекты диссипации и конвекции, и интегрируя (1)—(2), находим, что вынужденный мантийный поток в палеомантийном клине за время $3 \cdot 10^{-4}$ (в размерном виде 2.5 млн лет) частично разрушается конвекцией, которая по достижении квазистационарного режима принимает вид, изображенный на рис. 2 вихревыми линиями тока, показанными с интервалом 0.25.

Следует отметить, что образование в палеосубдукционном мантийном клине конвективных валов, ориентированных поперек субдукции, как на рис. 2, характерно для малых углов субдукции, и уже при $\beta = 30^\circ$ поперечные валы не возникают [1]. Видимо, наличие двумерной конвекции в узком палеосубдукционном мантийном клине связано с бульшими, чем в широком клине, вязкими напряжениями и, следовательно, с бульшим диссипативным нагревом.

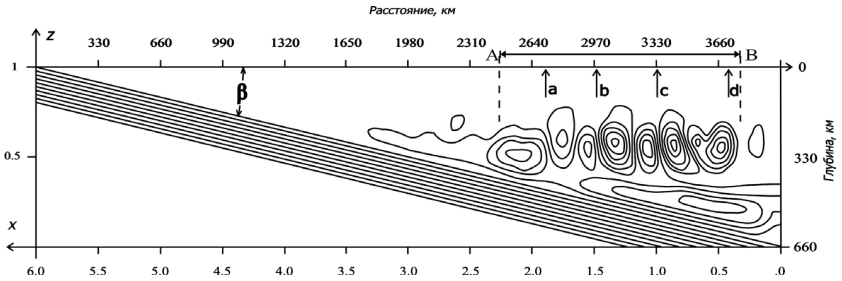


Рис. 2. Распределение безразмерной функции тока над нижней границей переходной зоны мантии с учетом диссипативного нагрева и конвективной неустойчивости. Вихревые линии тока соответствуют конвективным движениям, могущим обеспечить вынос углеводородов к дневной поверхности вдоль линий *a*, *b*, *c*, *d*. AB — общая горизонтальная протяженность зоны с развитой конвекцией в палеосубдукционном мантийном клине

Стрелками (*a*), (*b*), (*c*) и (*d*) над границами противоположно вращающихся конвективных вихрей Карига на рис. 2 показаны возможные направления выноса мантийных углеводородов. Видно, что характерный размер конвективных ячеек порядка пространственного периода расположения нефтегазоносных зон в рассматриваемом регионе (~300 *км*), а горизонтальная протяженность АВ конвективной зоны та же, что у всей нефтегазоносной области в Западной Сибири (~1200—1300 *км*).

Литература

1. Гаврилов С. В. Исследование механизма формирования островных дуг и задугового раздвигания литосферы // Геофизические исследования. 2014. Т. 15. № 4. С. 35—43.

2. Жарков В.Н. Физика земных недр. М.: Наука и образование, 2012. 384 с.

3. Кукулиева Р. Ю., Коган М. Г. Изгибная жесткость литосферы Евразии // Доклады АН СССР. 1988. Т. 301. № 1. С. 69—75.

4. Палеогеографический атлас Северной Евразии / Ред. В. Г. Казьмин, Л.М. Натапов. М.: Ин-т тектоники литосферных плит, 1998. 26 с.

5. Свяжина И. А., Пучков В. Н., Иванов К. С. Реконструкция ордовикского Уральского океана на палеомагнитной основе // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 17—22.

7. Barazangi M., Isacks B.L. Spatial Distribution of the Earthquakes and Subduction of the Nazca Plate beneath South America // Geology. 1976. V. 4. P. 686—692.

НАСЫЩЕННЫЕ И АРОМАТИЧЕСКИЕ СТЕРОИДЫ В ПОРОДАХ ДОМАНИКА И НЕФТЯХ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА

А. А. Деревесникова, Д. А. Бушнев, Н. С. Бурдельная
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
aaderevesnikova@geokomisc.ru

Геохимические исследования органического вещества (ОВ) нефтематеринских отложений Тимано-Печорского региона активно развиваются в последние годы. Одним из способов изучения моделей генерации и накопления углеводородов (УВ) в рассматриваемом регионе является изучение биомаркеров. Специфичность этих соединений проявляется в их способности выявлять генетическую взаимосвязь между нефтематеринскими толщами и нефтями, основываясь на раскрытии биологического происхождения и геологической судьбы органических соединений в отложениях. Стераны относятся к числу биомаркеров и имеют циклопентанофенантреновую структуру. Трансформация биологических предшественников стеранов — стеролов [1, 2] начинается под действием микробиальной активности на этапе диагенеза. На более поздних стадиях физико-химические и термодинамические факторы способствуют формированию стабильных насыщенных и ароматических УВ, встречающихся в зрелых отложениях и нефтях.

Задача данного исследования заключалась в сравнительном анализе состава насыщенных и ароматических биомаркеров стероидного типа нефтей и битумоидов вероятных нефтематеринских пород приуроченных к Тимано-Печорской провинции. Объектами исследования послужили нефти верхнего девона (Южно-Низевое, Восточно-Савиноборское, Восточно-Веякское, Северо-Ираельское месторождения) [3] и образцы битумоидов пород, отобранные из ряда скважин (Колвинское, Усинокушшор, Айюва). Значения $C_{орг}$ для исследуемых пород лежат в диапазоне 3,65—11,37 %, что характерно для нефтематеринских пород, умеренно обогащённых органическим веществом. Содержание ХБА в породе находится в интервале от 0,25—1,05 %. По данным пиролиза Rock-Eval ОВ исследуемых пород характеризуется невысокой степенью термической зрелости (423 °C ≤ T_{max} ≤ 435 °C). Методом осаждения *н*-гексаном из образцов битумоида и нефтей удалялись асфальтены, а для получения насыщенной и ароматической фракции применялась жидкостная хроматография.

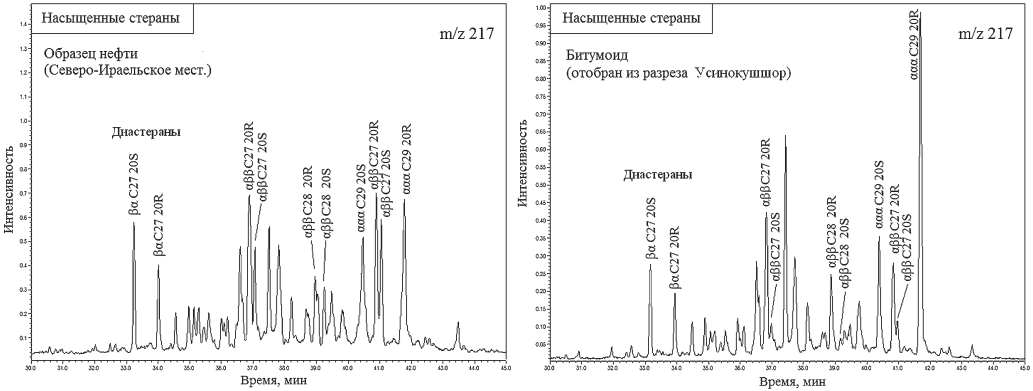


Рис. 1. Масс-хроматограммы алифатической фракции нефти Северо-Ираельского месторождения и битумоида из пород разреза Усинокушшор, построенные по фрагментарному иону с m/z 217. Стерановые углеводороды. Номера хиральных центров и обозначения водорода (H) опущены

Согласно данным ХМС анализа в обеих фракциях подтвердилось наличие исследуемых соединений. Для изучения насыщенных стеранов в алифатической фракции нефтей и битумоидов были построены хроматограммы по иону с m/z 217, характерному для этого класса (рис. 1).

В битумоидах, как и в нефтях, выявлено доминирование стерановых УВ состава C_{29} над C_{27} стераном, такое распределение не характерно для типичного морского ОВ. Ранее было высказано предположение, что источником C_{29} стеранов верхнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции являются цианобактерии (сине-зелёные водоросли) [4]. Большинство битумоидов относятся к менее зрелому ОВ, о чём свидетельствует явное преобладание биостерана C_{29} с конфигурацией ααα 20R. Значение параметра C_{29} αββ / (αββ + ααα) для исследованных нефтей находится в интервале 0.48—0.60, для битумоидов 0.22—0.55.

В ароматической фракции были идентифицированы стероиды с разной степенью ароматизации, характер и степень которой обычно ассоциируется с серией комплексных превращений, происходящих во время захоронения осадков. Моноароматические стероиды (МАС) достаточно неустойчивы и в основном присутствуют в незрелых породах. Триароматические стероиды (ТАС) образуются из соответствующих МАС. Практически полную ароматизацию стерановых УВ можно рассматривать как итог катагенетических превращений, происходящих под влиянием физико-химических условий, главным из которых является повышение температуры. Во всех образцах были обнаружены МАС и ТАС. Нефти из отложений позднего девона характеризуются минимальными концентрации МАС (рис. 2, А), в битумоидах МАС присутствуют в значительных количествах (рис. 2, Б). Распределение гомологического ряда ТАС однотипно во всех пробах нефтей и битумоидов (рис. 2, В, Г). Идентификацию наиболее интенсивных пиков МАС и ТАС проводили благодаря опубликованным ранее данным [5].

В процессе погружения отложений состав МАС и ТАС меняется, в частности, происходит уменьшение относительного содержания моноароматических и увеличение относительных содержаний триароматических компонентов. В работе [6] в качестве параметра зрелости было предложено использовать соотношение триароматических стероидов к их моноароматическим аналогам (C28 ТАС/(C29 МАС + C28 ТАС)), % для оценки степени ароматизации и изучения термической истории осадочных бассейнов. При расчёте ин-

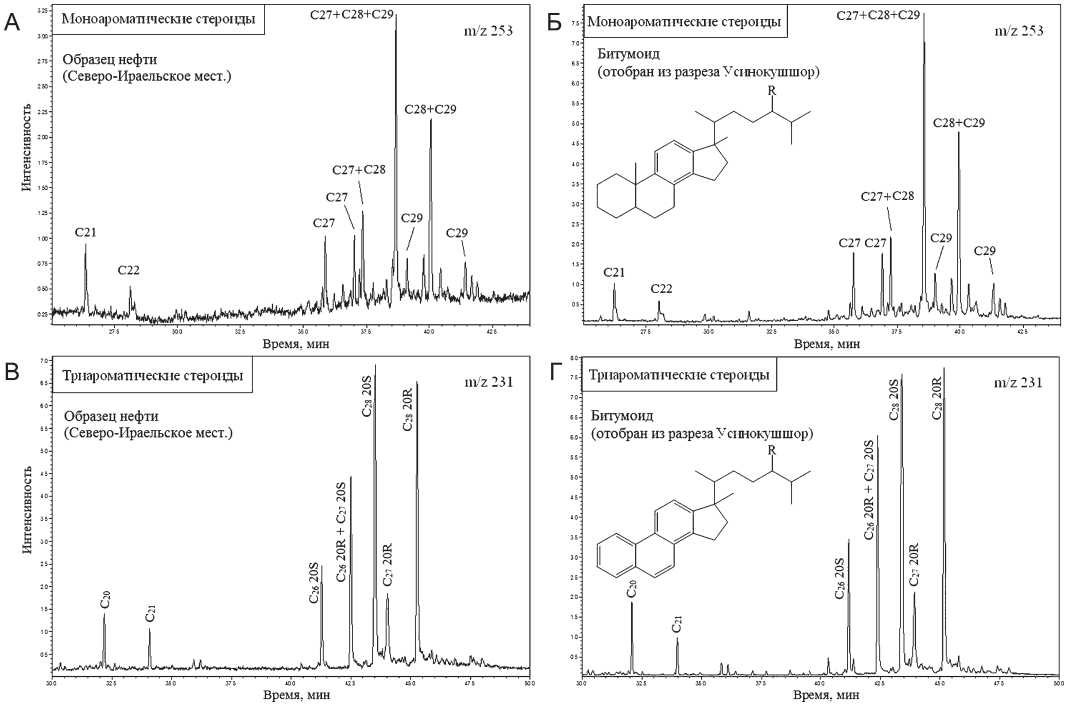


Рис. 2. Масс-хроматограммы ароматических фракций нефти и битумоидов: 1) построенные по фрагментарному иону с m/z 253: А — нефть Северо-Ираельского месторождения, Б — битумоид из породы, отобран из разреза Усинокушшор; 2) построенные по фрагментарному иону с m/z 231: В — нефть Северо-Ираельского месторождения, Г — битумоид из породы, отобран из разреза Усинокушшор

декса используются только 20R эпимеры. Для исследуемых нефтей данный параметр колеблется от 85—93 %, для битумоидов — 64—95 %. Расчёты подтвердили, что ряд образцов битумоидов находится на невысокой стадии катагенеза, что, скорее всего, связано со сложной геологической историей формирования осадочного бассейна. Анализ насыщенных и ароматических стероидов доказал геохимическую родственность исследуемых нефтей.

Литература

1. Петров Ал. А. Углеводороды нефти. М.: Наука, 1984. 264 с.
2. Mackenzie A. S., Brassell S. C., Eglinton G., Maxwell J. R. Chemical fossils: the geological fate of steroids // Science. 1982. V. 217. № 4559. P.491—217.
3. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Валяева О. В., Деревесникова А. А. Геохимия нефтей позднего девона Тимано-Печорского бассейна // Геология и геофизика. 2017. Т.58. С. 410—422.
4. Бушнев Д. А. Особенности состава биомаркеров битумоида и продуктов пиролиза керогена отложений верхнего девона Печорского бассейна // Нефтехимия. 2002. Т. 42. С. 3—18.
5. Peters K. E., Walters C. C., Moldowan J. M. The Biomarker Guide, second ed. Cambridge University Press, Cambridge, 2005. 1155 p.
6. Mackenzie A. S., Hoffmann C. F., Maxwell J. R. Molecular parameters of maturation in the Toarcian shales, Paris Basin, France. III. Changes in aromatic steroid hydrocarbons // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. P. 1345—1355.

УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ ИЗМЕРЕНИЯ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА В УСЛОВИЯХ ПОС. ВОДНЫЙ

Ю. Е. Езимова, А. Ш. Магомедова, В. В. Удоратин
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
yeezimova@geo.komisc.ru, asmagomedova@geo.komisc.ru, udoratin@geo.komisc.ru

Радоноваясъемка относится к одному из радиометрических методов, который в настоящее время активно применяется для поиска радиоактивных руд, картирования разломных зон, прогноза сейсмических событий [2, 3, 9].Применение радоновой съемки для обнаружения и трассирования разломов в условиях территорий, перекрытых осадочным чехлом, к которым относится и Республика Коми, ставит перед нами задачу выбора соответствующей методики наблюдения, учитывающей различные факторы, влияющие на проведения исследований.

К основным факторам, влияющим на величину объемной активности радона (ОАР) в почвенном воздухе по мнению различных исследователейотносятся степень раздробленности пород, наличие приповерхностных источников радиоактивных элементов, геодинамическая обстановка, метеопараметры (температура, влажность, атмосферное давление), солнечная активность, время накопления газа в скважине, глубина скважины [5, 10, 1, 4, 8].

На территории поселка «Водный» с 1931 по 1956 гг. работал завод по производству радиевого концентрата, который получали из радиоактивных вод [6]. Сотрудниками Института биологии Коми НЦ УрОРАН проведены исследования на территории поселка, в ходе которых выявлены повышенные концентрации радионуклидов в приповерхностных и грунтовых водах хранилища радиоактивных отходов, расположенного вблизи завода [7]. Это позволяет нам выбрать эту территорию для полигона отработки методики измерений ОАР при наличии постоянного потока радона.

На полигоне «Водный» нами проводился непрерывный мониторинг радона в течение 4-х суток для выявления зависимости динамики радоновой активности в почвенном воздухе от таких факторов как глубина скважины, время накопления, температура, влажность и атмосферное давление.

Для выявления зависимости радоновой активности и времени накопления газа в скважине на полигоне бурились 10 скважин глубиной 0.5 м и диаметром 0.1 м. На первой скважине сразу же прово-

дилось измерение ОАР в течение 25 минут, все остальные плотно закрывались. После того, как измерение заканчивалось, обязательно осуществлялась прокачка системы окружающим воздухом в течение пяти минут. Затем измерения проводились на следующей скважине и так далее. Минимальные значения ОАР наблюдаются в первой скважине, затем происходит резкое повышение и стабилизация значений с небольшими вариациями.

Кроме этого проводился непрерывный мониторинг в течение суток ОАР в одной скважине сувеличением ее глубины. На рисунке 1 видно, что радоновая активность постепенно увеличивается с глубиной скважины, что связано с увеличением объема и площади эмманирующей поверхности. Для всех глубин характерно повышение радоновой активности в ночное время суток.

Для учета зависимости ОАР от метеопараметров, таких как температура, влажность и атмосферное давление выполнялся мониторинг в течение 3 суток. Как показал анализ полученных данных существует обратная зависимость величины радоновой активности от температуры, то есть в дневное время суток, когда температура повышается, отмечается снижение радоновой активности, ночью с понижением температуры ОАР растет (рис. 2). Влажность воздухаизмерялась внутри камеры радиометра, уже после осушения почвенного воздуха патроном-осушителем, наполненным силикагелем. В утренние и дневные часы, когда влажность начинает резко понижаться, ОАР также убывает. Зависимости между ОАР и атмосферным давлением в период исследований проследить неудалось. Возможно, необходимо увеличить период непрерывных измерений, чтобы выявить корреляцию этих параметров.

В целом, суточный мониторинг показал, что существуют суточные колебания ОАР с максимальными значениями в ночное время суток (10000—11000 Бк/м^3) и минимальными — днем (2000—4000 Бк/м^3) (см. рис. 1, 2). Разница между ночными и дневными значениями составляет 2—2.5 раза. Максимальный пик радоновой активности приходится на 3:00—4:00 часа, минимальный — на 14:00—15:00 часа. Такой суточный ход ОАР нами, связывается, главным образом, с суточными вариациями температуры.

На основе всех собранных материалов определены оптимальные условия для проведения профильных радоновых работ с целью выделения разломных зон в платформенных условиях:

Измерения ОАР со скважины следует начинать не ранее чем 30—60 минут после бурения скважины;

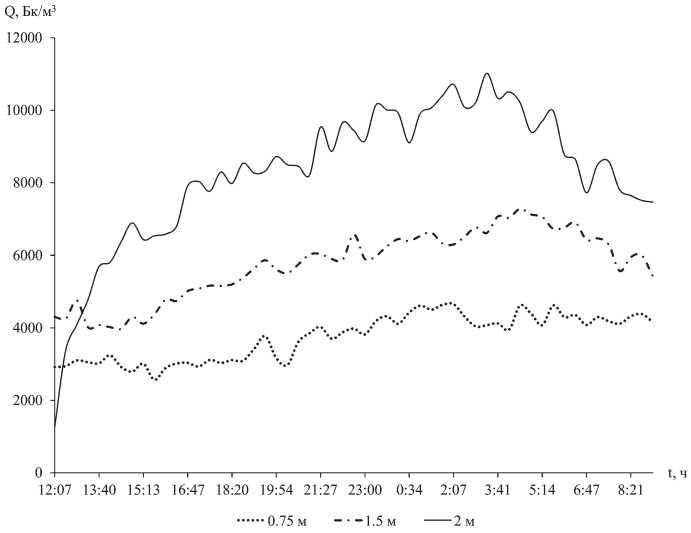


Рис. 1. График зависимости объемной активности радона от глубины скважины на полигоне «Водный»

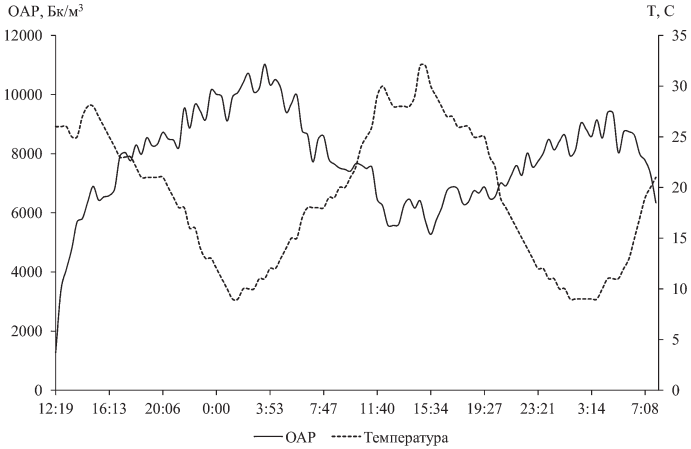


Рис. 2. График сопоставления суточной динамики ОАР в почвенном воздухе и температуры на полигоне «Водный» в период с 16.06.18 по 18.06.18

Бурение скважины необходимо для уменьшения влияние почвенного слоя. Глубина скважины для профильных измерений должна составлять не менее 0.5 м, которая является оптимальной с учетом затрат на бурение;

Поскольку температура является основным фактором, влияющим на динамику ОАР, профильные радоновые исследования рекомендуется выполнять в промежуток времени со стабильными метеорологическими параметрами, а именно с 10:00 до 17:00 или с 22:00 до 6:00.

Литература

1. Анисимов С. В., Галиченко С. В., Афиногенов К. В., Макрушин А. П., Шихова Н. М. Объемная активность радона и ионообразование в невозмущенной нижней атмосфере: наземные наблюдения и численное моделирование // Физика Земли. 2017. №1. С. 155—170.

2. Бобров А. А. К вопросу о сейсмической активности и поля радона в Приольхонье (Западное Прибайкалье) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2016. №3 (56). С. 76—85.

3. Киляков А. В. История развития эманационных методов и их роль в нефтянной геологии на современном этапе // Известия Саратовского университета Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2013. Т. 13. Вып. 2. С. 57—60.

4. Магомедова А. Ш., Езимова Ю. Е., Удоратин В. В. Вариации объемной активности радона в почвенном воздухе юга Республики Коми. Материалы 26-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. 2017. С. 113—117.

5. Микляев П. С. Научные основы оценки потенциальной радоноопасности платформенных территорий. Дис....канд. геол.-мин. наук. Москва: Институт геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН. 2015. 307 с.

6. Носкова Л. М., Шуктомова И. И., Кичигин А. И. Радиационная обстановка на территории радиевого промысла в Республике Коми // АНРИ 2008. №1. С. 28—31.

7. Пастухов А. В., Носкова Л. М., Шуктомова И. И., Кичигин А. И. Экологические аспекты реконструкции хранилищща радиоактивных отходов // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2013. Вып. 4(16). С. 39—46.

8. Сухоруков М. В., Спивак А. А. Пространственно-временные особенности поля радона в связи с тектоническими структурами // Успехи современного естествознания. 2017. № 1. С. 94—99.

9. Удоратин В. В., Езимова Ю. Е., Магомедова А. Ш. Объемная активность радона в пределах разломных зон Кировско-Кажимского и Печоро-Колвинскогоавлакогенов // Литосфера. 2017. Т. 17. № 6. С. 136—152.

10. Фирстов П. П., Макаров Е. О., Максимов А. П., Чернев И. И. Отражение геодинамической обстановки северо-западного обрамления Тихого океана в динамике подпочвенного радона в газовом составе теплоносителя МутновскойГеоЭС // Вулканология и сейсмология. 2015. № 5. С. 1—7.

ОНЛАЙН-КОНТРОЛЬ КАЧЕСТВА РУД НА КОНВЕЙЕРАХ ОБОГАТИТЕЛЬНЫХ ФАБРИК И ПОДЗЕМНЫХ РУДНИКОВ ТОО «КОРПОРАЦИЯ КАЗАХМЫС»

А. М. Нигматулин., З. Т. Абдрахманова, А. Н. Кан, С. А. Ефименко, Д. К. Нургалиев

ТОО «Корпорация Казахмыс», Жезказган, Казахстан

serg_yef@mail.ru

Работа посвящена исследованиям, конечная цель которых — охват всех обогатительных фабрик ТОО «Корпорация Казахмыс» эффективной системой входного онлайн-контроля валового химического состава руд. Актуальность связана с большим числом поставщиков руд на обогатительные фабрики и необходимостью в объективном распределении между поставщиками объемов меди и серебра, извлекаемых в медные концентраты. Дополнительной задачей исследований является включение в процесс онлайн-контроля нового элемента — молибдена (Нурказган).

Результатом первого этапа исследований явилось внедрение в 2016—2017 годах системы входного «on–line» контроля за содержанием меди и серебра в рудах, поступающих на жезказганские обогатительные фабрики №1 (ЖОФ-1) и №2 (ЖОФ-2) [1]. «On-line» контроль осуществляется энергодисперсионной рентгенофлуорисцентной (EDXRF — по современной международной классификации) рудоконтролирующией станцией (РКС) РЛП-21Т (ТОО «Аспап Гео», г. Алма-Ата). Научная новизна проведенных исследований состояла в убедительном доказательстве способности EDXRF РКС РЛП-21Т обеспечить эффективное и представительное онлайн-опробование руд класса крупности –300 мм с низкими содержаниями (+5 ppm) серебра и кадмия. Эти исследования существенно расширили возможности и границы применения рентгенофлуоресцентного метода опробования руд на предприятиях флагмана цветной металлургии Казахстана — ТОО «Корпорация Казахмыс».

Данная работа — это логическое продолжение первого этапа, но при гораздо более жестких поставленных задачах: класс крупности руд тот же (–300 мм), а руды поступают не из однотипных месторождений (Жезказган и Жаман-Айбат руды которых представлены медистыми песчаниками), а из разнотипных месторождений (*Балхашская ОФ*: скарново-рудные месторождения Саяк I и

Тастау с молибденово-медной минерализацией в гранитоидах; медно-порфировое месторождение Коныpат в метаморфизованных гранодиорит–порфирах; медно-порфировое жильное месторождение с золотом и ураном Шатырколь, а также отвальные шлаки медеплавильного завода; *Карагайлинская ОФ:* стратиформные колчеданно-медно-свинцово-цинковые месторождения Акбастау и Кусмурын, золото-колчеданно-медно-свинцово-цинковое месторождение Абыз; *рудник Нурказган*: сульфидное меднопорфировое месторождение Нурказган) сложного вещественного состава с крайне низкими содержаниями серебра и кадмия (+1 ppm). Дополнительная сложность, состояла в необходимости обеспечить эффективный онлайн-контроль над содержаниями молибдена в рудах, поступающих из рудника Нурказган-подземный.

Самая сложная для решения рентгенофлуоресцентным методом аналитическая задача была на Балхашской ОФ: необходимо было одновременно опробовать в режиме «on-line», как гетерогенные объекты (руды месторождений), так и фактически гомогенные объекты (отвальные шлаки медеплавильного завода). Руды были представлены всей палитрой содержаний меди: богатые (Шатырколь), средние (Саяк-1, Тастау, Нурказган), бедные (Коныpат) и убогие (Акжал). Кроме руд, в переработку поступает отвальный шлак с очень сложной для рентгенофлуоресцентного метода элементной матрицей, например, такой: Cu = 1.13 %, Zn = 5.91 %, Pb = 0.63 %, Fe = 46.78 %.

При выборе типа РКС была учтена работа РКС типа РЛП-21Т на ЖОФ-1 и ЖОФ-2. Поэтому РКС типа РЛП-21Т были выбраны для установки на конвейеры БОФ (2 шт.) и КОФ (1 шт.), а также на магистральный конвейер рудника Нурказган (1 шт.).

Сложные аналитические задачи, на объектах второго этапа, потребовали серьезной модернизации РКС РЛП-21Т. Для всех четырех РКС нового поколения были установлены: более мощные рентгеновские трубки; кремниевые дрейфовые детекторы (SDD) большей площади; электроника; модернизированный под новые аналитические задачи пакет программного обеспечения. Результатом модернизации стала возможность РКС РЛП-21Т обеспечить представительное опробование руд с низкими содержаниями серебра, кадмия и молибдена.

На самом сложном объекте — БОФ пришлось отказаться от единой градуировки спектрометра РКС и перейти к пообъектным градуировкам. Процедура выбора нужной градуировки производится автоматически в зависимости от содержаний основных элементов (а также железа) и записей в весовых накладных.

Для удобства проверки правильности работы РКС и сокращения времени на данную процедуру до 3 минут, в комплект РКС введена искусственная контрольная проба, которая одевается на окна рентгеновской трубки и SDD детектора на торцевой части корпуса РКС и удерживается магнитами. Содержание элементов в контрольной пробе: Cu — 1.38 %, Ag — 12.0 ppm, Zn — 0.05 %, Pb — 0.2 %, Cd — 1.8 ppm, Fe — 4.65 %.

Была сохранена и технология проведения опробования руд: экспозиция единичного измерения — 1 сек.; содержания Cu, Pb, Zn выдаются, как среднее из 20 единичных замеров; содержания Ag, Cd, Mo — как среднее из 40 единичных замеров.

Перед установкой на конвейеры все РКС прошли обязательный этап стендовых исследований. Объектами исследований были наборы специально подготовленных проб руд с каждого месторождения с известными химическими анализами всех шести элементов (порошки, фракция после валковой дробилки, фракция после щековой дробилки). Исследования с пробами повторялись после подвески каждой РКС непосредственно на конвейерах.

Департаментом АСУП были разработано и протестировано программное обеспечение систем «РКС-Клиент БОФ», «РКС-Клиент КОФ» и «РКС-Клиент рудник Нурказган». Системы обеспечивают доступ к отчетам о работе РКС всем заинтересованным специалистам корпорации.

РКС были введены в эксплуатацию: 4 мая на БОФ (рис. 1), 14 июня на руднике Нурказган (рис. 2, б) и 27 июля на КОФ (рис. 2, а) 2018 года. Результаты работы РКС на БОФ приведены в таблице.

Сравнительная таблица среднемесячных содержаний меди по Балхашской ОФ

Месяц	Содержание меди, %		
	Слив ГК БОФ	РКС	ККД (опробование ОТК)
Май	0,85	0,85	0,86
Июнь	0,93	0,93	0,92
Июль	0,93	0,95	прекращено

* ГК — главный корпус, ККД — дробилка корпуса крупного дробления.

Таким образом, в результате выполненных методических изысканий и стендовых исследований впервые в цветной металлургии Казахстана решена задача достоверного опробования в режиме «on-line» крупнодробленых руд класса –300 мм на Cu, Zn. Pb, Fe,



Рис. 1. РКС типа РЛП-21Т на конвейерах № 2 и № 2А Балхашской ОФ



а б

Рис. 2. РКС типа РЛП-21Т, установленные на Карагайлинской ОФ (а) и руднике Нурказган (б)

а также Ag, Cd и Mo при очень низких содержаниях (1+ ppm для Ag, Cd и 15+ ppm для Mo).

Литература

1. Абдрахманова З. Т., Шаханов А. М., Ефименко С. А., Макаров Д. В. Внедрение инструментальных методов «on-line» контроля качества медных руд, поступающих на Жезказганские обогатительные фабрики // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 26-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2017. С. 65—68.

РОЛЬ МЕЗЕНСКО-ПЕЧОРСКОГО ПРОЛИВА В СТАНОВЛЕНИИ ГЕРПЕТОФАУНЫ СРЕДНЕРУССКОГО МОРЯ

Н. Г. Зверьков[1,2,3]
[1]МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва
[2]ГИН РАН, Москва
[3]ПИН РАН, Москва
zverkovnik@mail.ru

Проливы, соединяющие крупные морские бассейны, играют решающую роль для распространения фауны [1]. Среднерусское море, занимавшее значительную часть Европейской России с середины юры, соединялось с бассейнами Западной Европы через Берестский (Припятский) пролив, и с арктическими акваториями через Мезенско-Печорскую систему проливов [2]. Эти связи периодически то ослабевали, то возобновлялись, что известно благодаря многолетнему изучению беспозвоночных животных [1, 2, 3]. Палеобиогеография морских позвоночных, ввиду их редкости, долгое время оставалась без внимания. До сих пор некоторые исследователи склонны считать, что фауны юрских морских рептилий характеризовались эндемизмом [4, 5, 6]. Однако новые находки и пересмотр статуса материалов из верхней юры Шпицбергена (Норвегия) заставляют нас в этом усомниться [7—9]. Наши исследования позволяют говорить о высоком сходстве герпетофаун бассейнов Западной Европы, Арктики и Среднерусского моря начиная с келловейского времени [10—12].

Один из наиболее показательных примеров космополитизма среди ихтиозавров демонстрирует родов *Arthropterygius* Maxwell 2010. Первоначально описанный по фрагментарным остаткам из поздней юры Арктической Канады *Arthropterygius* долгое время считался редким [13], однако вскоре остатки представителя данного рода были обнаружены в титоне Аргентины [14]. Стало ясно, что этот род имел широкое географическое распространение. Вскоре в подтверждение этого предположения присутствие данного рода было установлено в средневолжских отложениях Тимано-Печоры [7]. В настоящее время, в распоряжении автора имеются новые материалы из Арктики (Земля Франца-Иосифа) и Европейской России (Среднее Поволжье), которые позволяют говорить о том, что *Arthropterygius* был наиболее характерным и ши-

роко распространенным ихтиозавром Панбореальной надобласти. При этом три вида данного рода обнаружены как в высокоширотных арктических акваториях, так и в Среднерусском море. При этом его ареал не охватывал бассейны Западной Европы. То есть единственно возможный путь распространения представителей данного рода проходил через Мезенско-Печорскую систему проливов.

Ихтиозавры рода *Ophthalmosaurus* Seeley, 1874 были не менее широко распространены. Их остатки известны главным образом из келловея–кимериджа Англии, и оксфорда США, однако в последние годы они встречены в оксфордско–кимериджских и волжских отложениях Европейской России [7, 8, 15].

Представители рода *Undorosaurus* до сих пор были известны только из волжских отложений Европейской России. В ходе ревизии типовых материалов *Undorosaurus gorodischensis* Efimov, 1999 (Поволжье и Подмосковье) [16] и «*Cryopterygius kristiansenae*» Druckenmiller, Hurum, Knutsen, Narkem, 2012 (Шпицберген) [17] было установлено, что данные виды являются синонимами [9]. Следовательно, ареал *Undorosaurus gorodischensis* не был ограничен Среднерусским море, а охватывал также арктические бассейны. Очевидно, что из Среднерусского моря в Арктику представители данного вида проникали через Мезенско-Печорскую систему проливов.

Таким образом, Мезенско-Печорская система проливов играла важнейшую роль в становлении не только бореальной фауны беспозвоночных Среднерусского моря, но и его герпетофауны. Для поздней юры этих бассейнов установлена общность видового состава ихтиозавров и родового состава плезиозавров [10].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 18-35-00221, а также при поддержке программы ПРАН №17 (№ 0135-2018-0050) и в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН (тема № 0135-2018-0035).

Литература

1. Барабошкин Е. Ю. Палеопроливы, их особенности и значение для стратиграфии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 5. С. 89—97.

2. Сазонова И. Г. Сазонов Н. Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Труды ВНИГНИ. Вып. 62. Л.: Недра, 1967. 260 с.

3. Месежников М. С., Захаров В. А. Палеозоогеография севера Евразии в волжском веке // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 80. Новосибирск: Наука. 1974. С. 87—100.

4. Roberts A. J., Druckenmiller P. S., Sætre G. P., Hurum J. H. A new upper Jurassic ophthalmosaurid ichthyosaur from the Slottsmoya Member, Agardhfjellet Formation of Central Spitsbergen // PLoS ONE. 2014. V. 9, № 8. P. e103152.

5. Roberts A. J., Druckenmiller P. S., Delsett L. L., Hurum J. H. Osteology and relationships of *Colymbosaurus* Seeley, 1874, based on new material of *C. svalbardensis* from the Slottsmшуа Member, Agardhfjellet Formation of central Spitsbergen // Journal of Vertebrate Paleontology. 2017. V. 37, № 1. P. e1278381.

6. Delsett L. L., Novis L. K., Roberts A. J., Koevoets M. J., Hammer Ø., Druckenmiller P. S., Hurum J. H. The Slottsmoya marine reptile Lagerstatte: depositional environments, taphonomy and diagenesis // Geological Society, London, Special Publications. 2016. V. 434, № 1. P. 165—188.

7. Zverkov N. G., Arkhangelsky M. S., Pardo Pérez J. M., Beznosov P. A. On the Upper Jurassic ichthyosaur remains from the Russian North // Труды Зоологического института РАН. 2015. V. 319. P. 81—97.

8. Архангельский М. С., Зверьков Н. Г., Спасская О. С., Евграфов А. В. О первой достоверной находке остатков ихтиозавра *Ophthalmosaurus icenicus* Seeley в оксфордско-кимериджских отложениях Европейской России // Палеонтологический журнал, 2018, № 1. С. 45—52.

9. Zverkov N. G., Efimov V. M. Revision of *Undorosaurus* Efimov, 1999b, a mysterious Late Jurassic ichthyosaur of the Boreal Realm // Journal of Systematic Palaeontology. 2018. [Accepted] doi:10.1080/14772019.2018.1515793

10. Зверьков Н. Г., Архангельский М. С., Шмаков А. С. Келловейские морские рептилии России // Палеострат-2016. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 26—28 января 2016. С. 34.

11. Зверьков Н. Г., Архангельский М. С. Новые находки остатков морских рептилий в верхней юре Поволжья и их палеобиогеографическое значение // Палеострат-2018. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 29—31 января 2018 г. С. 33.

12. Зверьков Н. Г., Шмаков А. С., Архангельский М. С. Юрские морские рептилии Москвы и Подмосковья // Труды Геологического института РАН. Вып. 615. 2017. С. 230—261.

13. Maxwell E. E. Generic reassignment of an ichthyosaur from the Queen Elizabeth Islands, Northwest Territories, Canada // Journal of Vertebrate Paleontology. 2010. V. 2, №30. P. 403—415.

14. Fernández M. S., Maxwell E. E. The genus *Arthropterygius* Maxwell (Ichthyosauria: Ophthalmosauridae) in the Late Jurassic of the Neuquen Basin, Argentina *// Geobios*, 2012. V. 45. P. 535—540.

15. Архангельский М. С. Зверьков Н. Г. Новые данные о юрских ихтиозаврах Поволжья // Природа. 2018. № 2. С. 91—92

16. Ефимов В. М. Новое семейство ихтиозавров Undorosauridae fam. nov. из волжского яруса Европейской части России // Палеонтологический журнал.1999. № 2. С. 51—58.

17. Druckenmiller P. S., Hurum J., Knutsen E. M., Nakrem H. A. 2012. Two new ophthalmosaurids (Reptilia: Ichthyosauria) from the Agardhfjellet Formation (Upper Jurassic: Volgian/Tithonian), Svalbard, Norway // Norwegian Journal of Geology. 2012. V. 92. P. 311—339.

18. Зверьков Н. Г. Филогенетические и палеогеографические связи позднеюрских ихтиозавров (Reptilia: Ichthyosauria) // XIII всероссийская научная школа молодых ученых-палеонтологов тезисы докладов. ПИН РАН, Москва, 10—12 октября 2016. С. 12.

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЮВИТОВ И ТАГАМИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ ПО ДАННЫМ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ МИКРОТОМОГРАФИИ

А. А. Зубов
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
dixares@gmail.com.

Импактный метаморфизм крупных масштабов является одним из важных процессов, существенно влияющих на региональную геологию и образование месторождений полезных ископаемых. На данный момент известно 190 достоверно установленных кратеров импактного воздействия на поверхности Земли (Earth Impact Database). Карская астроблема — это одна из наиболее крупных астроблем, известных на суше, возраст которой составляет около 70 млн лет. Данный объект характеризуется высокими концентрациями необычных апоугольных алмазов, практическая значимость которых недостаточно ясна. Ранее зювиты Карской астроблемы были разделены на 3 типа, один из которых характеризуется явным преобладанием карбонатной компоненты [1]. Оценка объёмного распределения последней является принципиально важной задачей при изучении зювитов Карской астроблемы в связи с тем, что породы мишени в разной степени содержат карбонатную составляющую.

Особенности применения метода вычислительной микротомографии к импактитам Карской астроблемы недостаточно ясны, поскольку вопросы рентгеновской томографии импактитов слабо освещены в литературе. Наиболее значимымиявляются исследования Кристиана Кобэрла [2], изучавшего внутреннее строение импактитов из кратеров Босумтви (Гана), Нёрдлингенский Рис (Германия), а также тектитов Muong Nong-типа (Таиланд).

Целью данной работы являлось выяснение возможностей применения метода рентгеновской вычислительной микротомографии на примере исследования двух основных разновидностей импактитов Карской астроблемы: тагамитов и трёх типов зювитов Карской астроблемы.

Метод рентгеновской вычислительной микротомографии представляет собой инструмент неразрушающего изучения внутренней структуры объектов, не требующий значительной пробоподготов-

ки. В последнее время этот метод активно применяется в различных отраслях науки, в том числе в геологии.

В ходе исследований были выполнены: объёмная реконструкция и морфометрия порового пространства зювитов (по матрице зювита и литокластам)и тагамита; сопоставление процентного содержания полученных данных по открытой пористости с данными, полученными путём погружения образца в воду (метод Преображенского); объёмная реконструкция карбонатной и силикатной частей зювитов; объёмная реконструкция сульфидной компоненты зювитов. Особое внимание было уделено возможности оценки морфологии импактных стёкол в структуре зювитов Карской астроблемы.

Тагамиты были исследованы на рентгеновском микротомографе SkyScan 1172 (Bruker) с микрофокусным источником рентгеновского излучения Hamamatsu 100/250 (ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский горный университет», аналитик: Штырляева А. А.), при ускоряющем напряжении 90 кВ и силе тока 84 мкА, без фильтра, размеры воксельной матрицы ~2000^3 вокселей. Съёмка зювитов производилась на микротомографе SkyScan 1173 с микрофокусным источником рентгеновского излучения Hamamatsu 130/300. Образцы сняты при ускоряющем напряжении 120 кВ и силе тока 66 мкА с фильтром из свинцового стеклаогласно методике [3]. Пространственное разрешение рентгеновских томограмм для зювитов и тагамитов составляет 23 мкм и 2.58 мкм на 1 воксел соответственно (элемент объёмного изображения, содержащий значение элемента растра в трёхмерном пространстве). Значения вокселей томограмм были нормированы на диапазон значений серого цвета (8 — бит на воксел). Опытным путём было установлено, что 12-разрядные значения плотности избыточны.

Определение характераспределения компонент на рентгеновских томограммах в первую очередь зависит от рентгеновской плотности вещества. По данным силикатного и энергодисперсионного спектрального анализов зювиты и тагамиты Карской астроблемы представлены в основном алюмосиликатной составляющей, в подчинённом количестве силикатной, карбонатной и сульфидной компонентами. Для дополнения специфики ранее выделенных разновидностей зювитов был установлен характер распределения каждой из этих компонент, который в первую очередь зависит от контраста фаз на томограммах (рис. 1). Для определения фазового контраста было задействовано профилирование значений рентгенов-

ской плотности, нормированных на диапазон градиента серого для матрицы зювитов, обломков в зювитах, матрицы тагамитов и порового пространства. В ходе профилирования было установлено, что образцы характеризуются слабой контрастностью по отношению друг к другу, и высокойпёстростьюпо рентгеновской плотности как матрицы зювитов и тагамитов, так и обломочной компоненты зювитов. Основную сложность в процессе реконструкции представляет значительное межклассовое перекрытие структурных компонентов породы по рентгеновской плотности, которое можно наблюдать на мультимодальной гистограмме частотного распределения. Это сильно затрудняет реконструкцию обломочной составляющей зювитов. При этом наблюдается перекрытие рентгеновской плотности матрицы зювита и её обломочной компоненты.

Для разделения объектов по нормированной рентгеновской плотности в условиях значительного межклассового перекрытия для снижения внутриклассовой дисперсии был задействован модифицированный алгоритм(многоуровневый) [4] пороговой бинаризации Нобуюки Отсу [5] на базе реализации программного комплекса CTan (Bruker). Однако сильно неоднородная текстура образцов потребовала первоначального применения к срезам рентгеновских томограмм медианного фильтра с радиусом 7.

В результате исследований образцов трёх типов зювитов Карской астроблемы методом рентгеновской вычислительной микротомографии были выяснены следующие возможности. На томограммахтрёх типов зювита наблюдается слабый контраст по рентгеновской плотности расплавной матрицы, лито- и кристаллокластов, что связано с их близким химическим составом пород. Пористость зювитов хорошо реконструируется на томограммах, но с ограничениями, связанными с пространственным разрешением томограмм. Полученные данные по открытой пористости сильно занижены по сравнению с данными полученными методом И. А. Преображенского, что, по всей видимости, связано с относительно низким пространственным разрешением томограмм. Карбонатная компонента в зависимости от типа зювита имеет разное содержание и характер распределения. Сульфидная компонента в исследованных зювитах пространственно больше тяготеет к поровому пространству и литокластам. На томограммах алюмосиликатные импактные стёкла в матрице зювита не наблюдаются в связи с их низкой рентгеновской контрастностью по отношению к кристаллическим алюмосиликатнымобразованиям. Тагамиты, в силу

своей расплавной природы, на томограммах слабо дифференцируемы в связи с их низкой рентгеновской контрастностью.

Таким образом, рентгено-томографический метод позволил дополнить различие исследованных ранее типов зювитов Карской астроблемы по открытой и закрытой пористости, пространственному распределению карбоната и сульфидов. К сожалению, установить особенности пространственного распределения и морфологиималюмосиликатных импактных стекол в зювитах не удалось ввиду их слабой рентгеновской контрастности на фоне матрикса зювитов, вызванной однотипностью их химического состава. Выяснено, что рентгено-томографический метод является мало информативным для изучения тагамитов.

Авторы выражают огромную благодарность А. В. Журавлёву за помощь в реконструкции томограмм из теневых проекций и ценные консультации по рентгенотомографии. А. А. Штырляевой за помощь в аналитических исследованиях.

Литература

1. Шумилова Т. Г., Исаенко С. И., Ковальчук Н. С., Уляшев В. В., Макеев Б. А. Разновидности импактитов, апоугольных алмазов и сопутствующих углеродных фаз Карской астроблемы. Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2016): Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2016. С. 270—271.

2. Koeberl C. High-resolution X-ray computed tomography of impactites. Journal of geophysical research, Vol. 107. No. E10. 5089, doi:10.1029/2001JE001833, 2002.

3. Штырляева А. А., Журавлев А. В. Увеличение разрешающей способности рентгеновской микротомографии // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 6. С. 24—27.

4. Ping-Sung Liao, Tse-Sheng Chen and Pau-ChooChung. A Fast Algorithm for Multilevel Thresholding. Journal of Information Science and Engineering 17, 713—727 (2001).

5. Otsu N. A Threshold Selection Method from Gray-Level Histograms. IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics, Vol. SMC-9, No. 1. January 1979.

ПРИМЕНЕНИЕ БИОГЕОСОРБЕНТОВ ДЛЯ ОЧИСТКИ ВОДНЫХ СРЕД ОТ НЕФТЕПРОДУКТОВ

Г. В. Игнатьев[1], Е. М. Анчугова[2], Д. А. Шушков[1]
[1]ИГ Коми НЦ УрО РАН; [2]ИБ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Ignatiev.grigoriy@gmail.com

Углеводородное загрязнение, занимает одно из первых мест по опасности воздействия на окружающую среду. Количество образующихся нефтешламов составляет 5—7 тонн на 1 тыс. тонн перерабатываемой нефти и постоянно увеличивается. Ежегодный объем образования нефтешламов в России достигает 10 млн. тонн, при этом объём использования и утилизации этих отходов составляет не более 10 % [1, 2]. Перспективным направлением на заключительной стадии очистки почв и воды от нефтезагрязнений является применение сорбционного метода очистки, эффективность которого зависит от свойств используемого сорбента. Разработано и исследовано множество сорбентов на основе разнообразного минерального и органо-минерального сырья, синтетических полимеров, отходов промышленности и сельского хозяйства. Качество сорбентов определяется главным образом их емкостью по отношению к загрязнению, степенью гидрофобности, плавучестью после сорбции (при использовании на водной поверхности), возможностью десорбции, регенерации или утилизации сорбента. Природные сорбенты имеют ряд преимуществ перед синтетическими — невысокую стоимость, радиационную устойчивость, экологическую безопасность. Одним из перспективных способов решения проблемы является применение биогеосорбентов, которые представляют собой сорбент-носитель с иммобилизованными на его поверхности микроорганизмами-нефтедестукторами. В этом случае сорбция нефтепродуктов будет осуществляться минеральным носителем, а деструкция нефтезагрязнений будет происходить за счет клеток микроорганизмов [3]. Целью нашей работы было моделирование биогеосорбентов на основе глинистых и цеолитовых пород как материала-носителя микроорганизмов-нефтедеструкторов и исследование их сорбционных и деструктивных свойств в отношении нефтепродуктов.

В качестве объектов исследования выступали минеральные носители на основе анальцимсодержащих пород Коинской цеолитоносной площади [4, 5], клиноптилолитовых глин и глауконито-

вых пород Яренгского сланценосного района (Чим-Лоптюгское месторождение горючих сланцев) [6, 7], расположенные в Республике Коми и штаммы нефтеокисляющих микроорганизмов: микроводоросли, бактерии, дрожжи. [8, 9, 10].

Иммобилизацию биопрепарата на минеральные носители проводили в соотношении 1 часть биопрепарата к 6 частям сорбента. В модельную загрязненную нефтью воду добавляли сорбенты и биогеосорбенты, аэрировали в течение 4 суток и измеряли содержание нефтепродуктов в образцах модельной воды, отфильтрованных исходных сорбентах и биогеосорбентах.

В результате экспериментов были смоделированы биогеосорбенты на основе глинистых и цеолитовых пород и иммобилизованных на них микроорганизмов-нефтедеструкторов. Установлено, что образцы исходных сорбентов проявляют высокую адсорбционную активность в отношении нефтепродуктов. Содержание нефтепродуктов в воде снижается в 2.5—5 раз, до норм или существенно ниже норм предельно-допустимых концентраций. Выявлено, что клетки микроорганизмов при иммобилизации на минералы могут снижать их сорбционные свойства. Биодеструкция нефтепродуктов биогеосорбентами за 4 суток составляет 12—77 %.

Авторы выражают благодарность ЦКП «Геонаука» и экоаналитической лаборатории Института биологии Коми НЦ УрО РАН за помощь при проведении аналитических работ, а также И. Н. Бурцеву за предоставленные образцы.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Программ УрО РАН (проект 18-5-5-44), проекта У. М. Н. И. К (12412ГУ/2017), Государственного задания № АААА-А17-117121270025-1 «Разработка биокаталитических систем на основе ферментов, микроорганизмов и растительных клеток, их иммобилизованных форм и ассоциаций для переработки растительного сырья, получения биологически активных веществ, биотоплива, ремедиации загрязненных почв и очистки сточных вод» и № АААА-А17-117121270037-4 «Научные основы эффективного недропользования, развития и освоения минерально-сырьевой базы, разработка и внедрение инновационных технологий, геолого-экономическое районирование Тимано-Североуральского региона».

Литература

1. Гурылева, Н. Л. Снижение техногенной нагрузки на окружающую природную среду путем переработки нефтешламов: автореф. дис. канд. техн. наук: 03.02.08. Иваново, 2013. 16 с.

2. Ягафарова Г. Г., Барахнина В. Б., Сафаров А. Х., Ильина Е. Г., Ягафаров И. Р. Биоремедиация нефтезагрязненной почвы // Материалы секции Д III Конгресса Нефтепромышленников России «Нефтепереработка и нефтехимия: проблемы и перспективы». Уфа, 2001. С. 207—208.

3. Щемелинина Т. Н., Котова О. Б., Харжа М., Анчугова Е. М., Пеловский И., Кретеску И. Новые тренды в механизмах повышения производительности материалов на минеральной основе // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 6. С. 40—42.

4. Шушков Д. А., Котова О. Б., Капитанов В. М., Игнатьев А. Н. Анальцимсодержащие породы Тимана как перспективный вид полезных ископаемых. Сыктывкар, 2006. 40 с. (Научные рекомендации — народному хозяйству / Коми научный центр УрО РАН. Вып. 123).

5. Kotova O. B., Harja M., Cretescu I., Noli F., Pelovski Y., Shushkov D. A. Zeolites in technologies of pollution prevention and remediation of aquatic systems // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 5. С. 49—53.

6. Салдин В. А., Бурцев И. Н., Машин Д. О., Шеболкин Д. Н., Инкина Н. С. Маркирующие горизонты в верхнеюрских отложениях Яренгского сланценосного района (северо-восток русской плиты) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 11. С. 26—29.

7. Симакова Ю. С. Особенности глобулярных слоистых силикатов Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 9—10. С. 52—57.

8. Заключение по токсиколого-гигиенической оценке «БИОТРИН» консорциум штаммов нефтеокисляющих микроорганизмов. НИЦ ТБП филиал ФГБУ «ГНЦ Институт иммунологии» ФМБА России. Серпухов, 28.09.2017.

9. Пат. 2615458 РФ. Штамм бактерий Pseudomonas yamanorum ВКМ В-3033D для активизации биодеструкции нефти и нефтепродуктов в воде, а также в масляных грунтах на участках железной дороги / ООО «БИОЭКОБАЛАНС»; С. М. Мешкело, Т. Н. Щемелинина, Е. М. Анчугова, М. Ю. Маркарова, С. В. Желудкова. Заявлено 08.10.2016; Опубл. 04.04.2017, Бюл. № 10.

10. Пат. 2658134 РФ. Штамм дрожжей Rhodotorula glutinis для очистки нефтезагрязненных почв, водоемов и сточных вод от нефтяных углеводородов, в том числе для окисления полиароматических соединений / ООО «БИОЭКОБАЛАНС»; С. М. Мешкело, Т. Н. Щемелинина, М. Ю. Маркарова, Е. М. Анчугова. Заявлено 02.07.2016; Опубл. 20.06.2018, Бюл. № 17.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА (ВОСТОЧНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

С. В. Кирезиди
ИГГ Госкомгеологии РУз, Ташкент
skirezidi@gmail.com

В качестве наиболее крупных классификационных единиц выделяются металлогенические эпохи, ограниченные длительностью развития определенных геодинамических обстановок, представленных структурно-вещественными комплексами и геологическими формациями. Металлогенические особенности определяются набором определенных рудных формаций, формирующих месторождения, рудные поля и районы. Каждая рудная формация представлена одним или несколькими золоторудными месторождениями.

Для Чаткало-Кураминского региона выделены семь металлогенических эпох, в которых рассмотрена эволюция золота. Наиболее ранняя эпоха (PR_1-V) связана с рифтогенезом на перикратонном террейне, золото и сопутствующие компоненты накапливаются здесь за счет проявления базальтоидов нижней коры, рифтогенных трахибазальтов, а также развития черносланцевых толщ, аккумулирующих рудогенные элементы.

Во вторую эпоху, соответствующую этапу субдукции (Є-S_2), образуются геологические формации, геохимически специализированные на золото за счет осадочно-метаморфических процессов, формирования аккреционной призмы и частичного плавления субдуцирующей Туркестанской океанической плиты. Выделяется два структурно-вещественных комплекса — аккреционный и субдукционный. Первый характеризуется многокомпонентной черносланцевой формацией, сохранившей признаки палеоокеанических осадков и их металлогенические особенности, которые выражаются в привносе в Срединный Тянь-Шань ряда не свойственных ему ранее рудных компонентов (V, U, Mo, Co, Rb, Pt, и др.), типичных для океанических осадков Туркестанского палеоокеана [3].

С третьей металлогенической эпохой, обусловленной образованием окраинно-континентального вулканогенно-интрузивного пояса (D_1-D_2) с исключительно коровым магматизмом, связан ряд золоторудных формаций.

Четвертая металлогеническая эпоха (D_3-C_1), с одной стороны соответствует стабилизации тектонического режима молодой квазиплатформы, когда происходило накопление мощных терригенно-карбонатных отложений, вмещающих стратиформные свинцово-цинковые месторождения, в рудах которых содержится золото, серебро, а с другой — характеризуется проявлением мантийных разломов, трассирующих зоны сочленения древних блоков континента. Они контролируют локализацию сурьмяно- и ртутно-золоторудных месторождений.

В следующие три эпохи шло непосредственное формирование промышленных формаций. Так, в пятую эпоху (C_1-C_1^2) с развитием субдукционно-корового (орогенного) плутонизма проявились три малосульфидные формации золота (халькопирит-молибденит-золоторудная, кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная, кварц-(арсенопирит)-пирит-золоторудная).

Шестая эпоха (C_2-C_3) отличается мощным проявлением корового вулканизма, обусловленного взламыванием и погружением в мантию частей субдуцирующей плиты, вызвавшим возрождение магматических очагов в коре, а также всплеск мантийных флюидов. Эта эпоха, наряду с предыдущей, является важнейшей в формировании промышленных золоторудных формаций (кварц-пирит-золоторудная, кварц-карбонат-адуляр-золоторудная, кварц-сульфидно-теллуридно-золоторудная). Данная эпоха ($C_{2\text{-}3}$) является важнейшей, так как в это время по-существу сформировались собственно промышленные золоторудные месторождения. Здесь проявилось несколько золоторудных формаций. Наиболее ранние из них кварц-пирит-золоторудная (межформационные тела Кочбулака) и кварц-карбонат-адуляр-золоторудная (Чадакское рудное поле). Более поздней является кварц-сульфидно-теллуридно-золоторудная (ведущая в Кочбулаке и второстепенная в Чадаке и др.).

Завершающей явилась седьмая эпоха (C_3-P), которая не является золоторудной. Отличается развитием корово-мантийных вулкано-субвулканических комплексов, сопровождавшихся проявлением в основном сереброрудных формаций с полиметаллической, висмутовой, сурьмяной и другой минерализацией.

1. Халькопирит-молибденит-золоторудная (медно-порфировая) формация. Данная формация содержит такие важнейшие металлы как Cu, Mo, Au, а также целый ряд элементов-примесей Ag, Se, Te, Re, Zn, Pt, Pd, Os, Tl, Ga и др. Она представлена в ряде месторождений Алмалыкского рудного района, который насыщен не толь-

ко месторождениями меди, но также полиметаллов, золота и более мелкими проявлениями вольфрама, молибдена.

2. Кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная формация. О проявлениях самостоятельной кварц-пирит-арсенопирит-золоторудной формации в Кураминском регионе сведений не имеется. Тем не менее еще в 1981 г. М. М. Мансуров и С. К. Смирнова [4] отнесли к данной формации месторождение Такели состав руд которого — кварц, карбонат, ортоклаз, пирит, арсенопирит. Содержание золота в валовых пробах (уч. Гайнаккан) до 9,8 г/т, серебра от 51,2 до 2500 г/т; в пирите золота 8 и серебра 272г/т, в арсенопирите, соответственно, 14 и 30—120 г/т (до 2672). Высокие содержания серебра и присутствие в рудах галенита, сфалерита, тетраэдрита связано с проявлением на месторождении более поздней серебро-полиметаллической формации.

3. Кварц-(арсенопирит)-пирит-золоторудная формация. Данная формация представлена в Кылызалмасайском рудном поле проявилась на уч. Центральный [1], где отложению кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации предшествует внутрирудное дробление. Кварц серый тонкозернистый и белый крупнозернистый. Руды убогосульфидные (0,5—5 %), преобладают пирит и халькопирит. Характерная особенность пирита — его высокая золото- и сереброносность.

4. Кварц-пирит-золоторудная формация (ранняя в Кочбулаке) связана с субширотными межформационными структурами среди вулканитов C_{2-3}. Золото серебристое в пирите, реже кварце [4].

5. Кварц-карбонат-адуляр-золоторудная формация убогосульфидная (основная в Чадаке) находится в субмеридиональных структурах среди вулканитов C_{2-3}. Золото представлено электрумом. Количество рудных минералов составляет 0,5—1 % (до 5 %). Сульфиды (0,5—1 %) представлены в основном пиритом (с постоянной примесью мышьяка 0,n %) высоко золото- и сереброносным. На отдельных участках (Гузаксай, Акбулак) широко в небольшом количестве встречается арсенопирит. Золото (до 98—99 %) представлено тонкодисперсной разностью невысокой пробности (540—765 ‰). Образует вростки в кварце, реже — в адуляре, анкерите, а также в пирите.

6. Кварц-сульфидно-теллуридно-золоторудная формация. Отличается низким золотосеребряным отношением (1:50—100 и выше). Золото высокопробное и в соединении с теллуром. Данная формация характеризуется развитием сульфидов в количестве от 5 до 20—30 % (в среднем 10—15 %), широким присутствием теллуридов золота, серебра, а также свинца, висмута, меди, ртути, минералов селена. Основными представителями этой формации являются ме-

сторождения Кочбулак, Актурпак, здесь эта формация является ведущей. В качестве второстепенной она проявлена на месторождениях Кызылалмасайского, Чадакского рудных полей, на месторождениях Каульды, Кальмакыр.

7. Кварц-серебро-полиметаллическая формация проявлена в пределах Карамазарской глубинной зоны [2]. Она резко отличается от более ранних золоторудных своей продуктивностью на серебро, которое проявлено в виде разнообразных соединений (самородное, сульфиды, сульфосоли), геохимической связью его со свинцом, цинком, медью, сурьмой, висмутом [3]. Продукты данной формации накладываются на более ранние золоторудные образования, завершая становление золоторудных месторождений региона.

В целом развитие золотого оруденения в Чаткало-Кураминском регионе происходило на фоне меняющихся во времени геодинамических обстановок с неоднократной переконцентрацией рудного вещества и было достаточно длительным.

Становление собственно золоторудных месторождений также связано с различными геодинамическими этапами (золоторудными эпохами), рудообразование в которых обуславливалось тектоно-магматической активностью различных уровней литосферы и, соответственно, проявлением определенных золоторудных и сереброрудных формаций. Все это обусловило полиформационность золоторудных месторождений, полигенность и полихронность оруденения [3].

Литература

1. Голованов И. М. и др. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. С. 201—216, 660с.

2. Антонов А. Е. Основные формационные типы месторождений серебра, критерии их поисков и прогнозирования. Докт. дисс. Фонды ИМР. Ташкент. 1986.

3. Михайлова Ю. В., Воронич Т. М., Кустарникова А. А. и др. Разработка голого-генетической модели формирования золоторудных формаций Узбекистана как основы прогнозирования (промежуточный отчет). Ташкент: ИГиГ АНРУз., 2004 г. Инв. № 2520

4. Мансуров М. М., Смирнова С. К., Рахмедов У. Р. и др. Закономерности формирования и размещения золоторудных и редкометальных эндогенных рудных формаций некоторых районов Узбекистана и сопредельных территорий (окончательный отчет за 1982—1985 гг.). Ташкент: ИГиГ АНРУз, 1985 г.

ЗОЛОТОСУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КОЧБУЛАК: ГЕОХИМИЯ РУД УЧАСТКА СЕМГУРАН

С. В. Кирезиди
ИГГ Госкомгеологии РУз, Ташкент
skirezidi@gmail.com

Месторождение Кочбулак палеозойского возраста расположено на северном склоне Кураминского хребта Срединного Тянь-Шаня. Кочбулакское месторождение является типичным представителем формации малоглубинных золотосульфидно-кварцевых с теллуридами месторождений [1].

Участок Семгуран размещается севернее участка Центральный, между участками Западный и Токберды, в верховьях руч. Семгран.

На месторождении диагностировано более 110 рудных минералов в основном при детальном изучении трубообразных рудных тел [2]. В настоящей статье приводятся результаты обобщения имеющейся информации.

В собственно рудном процессе выделены три основные стадии минералообразования: 1-кварц-пиритовая (I), 2-теллуридная (II) и 3-блеклорудно-теллуридная (III).

В пределах III рудной стадии выделены четыре минеральные ассоциации:

1. Te-тетраэдритовая минеральная ассоциация с сульфосолями: Cu–Bi, Pb–Bi, Cu–Pb–Bi, Ag–Pb(Cu)–Bi–(Se); с сульфотеллуридами Bi и сульфостаннатом Cu–Fe.

2. Тетраэдрит-теннантитовая минеральная ассоциация с теллуридами: Ag, Au–Ag, Pb и сульфостаннатами Cu и Cu-Fe.

3. Тетраэдритовая минеральная ассоциация с сульфосолью Cu–Sb, теллуридами: Au, Ag, Au–Ag, Pb, Bi, Sb и сульфостаннатом Cu–Zn образует прожилки, пересекающие агрегаты ранних минеральных ассоциаций.

4. Тетраэдрит-галенит-сфалеритовая минеральная ассоциация с сульфосолями Pb–Sb и Cu–Pb–Sb [1].

Самородное золото III рудной стадии образует, совместно с алтаитом и блеклой рудой, прожилковидные выделения в пирите и мелкие включения в халькопирите, блеклой руде, алтаите [1].

Присутствие в I рудной стадии тонкоритмичного метаколлоидного кварца указывает на высокое пресыщение растворов, возник-

шее в результате резкого изменения температуры и давления, которое могло привести к массовому отложению рудных минералов, в нашем случае — золота. При формировании II рудной стадии происходил рост активности Te и Bi, что вероятно обусловило кристаллизацию теллуридов Au, Pb и висмутина. III стадия характеризуется нарастанием активности Sb, Te, Zn и Ag от ранних к поздним ассоциациям. Состав висмутовых сульфосолей в течение времени усложняется: висмутин → сульфосоли: Pb–Bi→Cu–Bi→Pb–Cu–Bi→Ag–Pb(Cu)–Bi–(Se), при этом к концу стадии сульфосоли Bi сменяются сульфосолями: Cu–Sb→Cu–Pb–Sb→Pb–Sb. Состав теллуридов так же изменяется: теллуриды Au→теллуриды Au-Ag→теллуриды Ag-Bi→теллуриды Ag. Минералы олова представлены касситеритом и сменяющимися во времени сульфостаннатами: Cu–Fe→Cu и Cu–Fe→Cu–Zn [1].

Самородное золото присутствует во всех рудных стадиях и минеральных ассоциациях, находится в срастаниях с кварцем, сульфидами, блеклыми рудами и теллуридами. Содержание серебра в самородном золоте возрастает от ранних минеральных ассоциаций с пиритом (I рудная стадия); калаверитом, висмутином, алтаитом (II стадия) к поздним — с сульфосолями, петцитом, гесситом (III стадия) [1].

От стадии к стадии происходит усложнение формирующихся минеральных ассоциаций и повышение роли минералов Te, Sb и Zn.

Анализ руд участка Семгуран показывает широкие вариации и соотношения содержаний Au и Ag. Очень высоких содержаний также достигают Te, Bi, Se, Sb. Учитывая их низкий кларк их в земной коре (Te — 0,001 г/т, Bi — 0,009 г/т, Se — 0,05г/т и т. д.), коэффициенты концентрации в рудах достигают сотни тысячи. Также значительные содержания присущи элементам полиметаллической группы — Cu, Pb, Zn.

В процессе гравитационного обогащения малых технологических проб шахты Семгуран (табл. 1, 2) были получены следующие продукты: гравиоконцентрат, промпродукт, легкая фракция, шлам и «пенка» — тонкая пленка сульфидов, плавающая на поверхности воды при отмачивании пробы [3]. Результаты исследований этих продуктов приводятся ниже.

Руда участка Семгуран представлена интенсивно измененными эксплозивными брекчиями андезитового состава с сульфидной минерализацией. В составе породы кварц, полевой шпат, серицит, карбонаты, глинистые минералы, из рудных в основном пирит, ре-

Таблица 1

Элементы-примеси в гравиконцентратах малых технологических проб участка Семгуран месторождения Кочбулак (определения на ИСП-МС)

Элемент	**Na_2O**	**MgO**	**Al_2O_3**	**SiO_2**	**P_2O_5**	**S**	**K_2O**	**CaO**	**TiO_2**	**MnO**	**Fe**	**Cu**	**Zn**	**Pb**	**As**	**Sb**
Ед. изм.	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Сим-1-Т	0.14	0.99	3.25	11.11	0.07	44.18	0.73	2.09	0.16	0.186	33.87	0.888	0.946	1.511	0.041	0.125
Элемент	**Bi**	**Mo**	**Re**	**Se**	**Te**	**Au**	**Ag**	**Pt**	**Pd**	**Rh**	**Ru**	**Os**	**Ir**	**Sc**	**V**	**Cr**
Ед. изм.	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т
Сим-1-Т	17.8	29.8	0.008	39.6	36	44.8	461.6	0.021	0.088	0.131	0.004	0.0002	0.0005	5	51	101
Элемент	**Co**	**Ni**	**Ga**	**Ge**	**Zr**	**Nb**	**Hf**	**Ta**	**W**	**Cd**	**In**	**Sn**	**Sr**	**Ba**	**Hg**	**Tl**
Ед. изм.	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т
Сим-1-Т	216	812	4.4	1.28	48	2.2	1.26	0.11	23	102	0.15	13	107	404	13.12	0.67
Элемент	**Th**	**U**	**Y**	**La**	**Ce**	**Pr**	**Nd**	**Sm**	**Eu**	**Gd**	**Tb**	**Dy**	**Ho**	**Er**	**Tm**	**Yb**
Ед. изм.	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т
Сим-1-Т	4.6	1.41	12.39	6.87	22.42	2.21	16.06	2.19	0.52	2.09	0.26	1.36	0.24	0.75	0.17	0.97
Элемент	**Lu**	**Li**	**Rb**	**Cs**	**Be**	**B**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ед. изм.	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сим-1-Т	0.13	2.07	27.93	0.76	0.087	7.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 2

Содержание золота и серебра в продуктах гравитационного обогащения проб

№ пробы	Продукты обогащения	Выход, % (γ)	Содержание, г/т		Извлечение, % (ε)	
			Au	Ag	Au	Ag
Участок Семгуран	Гравиконцентрат	2,5	162,0	1000,0	36,0	11,4
	Промпродукт	28,9	8,1	244,0	20,8	32,2
	Легкая фракция	63,3	7,5	175,1	42,2	50,7
	Шлам	5,1	1,87	241,0	1,0	5,6
	«Пенка»	0,01	3,75	-	-	-
	Исходная проба	100,0	11,23	218,65	100,0	99,9

же галенит, халькопирит, сфалерит, сульфосоли серебра, висмута, теллуриды серебра и свинца. Из элементов-примесей установлены: Ti, Pb, Zn, As, Te, Se, Bi, Sb, Cu, Co, Ni, Ba, V, W, Ga, Mn, Mo, Be и др. (табл. 1) [3].

Содержание золота в пробе 11,23 г/т и серебра 218,65 г/т (табл. 2)

В гравиконцентрате установлены в основном пирит, меньше халькопирит, галенит, сфалерит, единичные включения блеклой руды, сульфосолей серебра и висмута, самородного золота, теллуридов золота (калаверит), оксидов меди.

Золото концентрируется в тяжелой фракции (162 г/т), а в остальных продуктах — 1,87—8,1 г/т.

Таким образом, распределение золота в продуктах гравитационного обогащения и извлечение в исследованных пробах имеет свои особенности. Так, повышенное содержание золота и серебра установлено в гравиконцентрате, «пенке», легкой фракции и реже в шламе. Золото в пробах очень мелкое и встречается чаще всего в сростках с халькопиритом, блеклой рудой и другими сульфидами. В пробах кроме золота практический интерес представляют серебро, теллур, висмут [3].

Литература

1. Рахманова Н. В. Минералогия пологих рудных тел месторождения Кочбулак // Минералогия. Минералы и парагенезисы минералов. 2012. С. 54—56.

2. Коваленкер В. А., Сафонов Ю. Г., Наумов В. Б., Русинов В. Л. Эпитермальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 2. С. 127—153.

3. Исоков М. У., Королева И. В., Цой В. Д., Таджиев А. С. Минералого-технологические особенности руд отрабатываемых месторождений Ангренской ЗИФ АГМК // Горный вестник Узбекистана. №2 (37). 2009. С. 20—24.

«БОЛЬШАЯ СЕМЬЯ» КОНСТАНТИНА ГЕНРИХОВИЧА ВОЙНОВСКОГО-КРИГЕРА

Н. Н. Канева[1], В. И. Силин[2]
[1]СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар
[2]ИЯЛИ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
silinv@rambler.ru

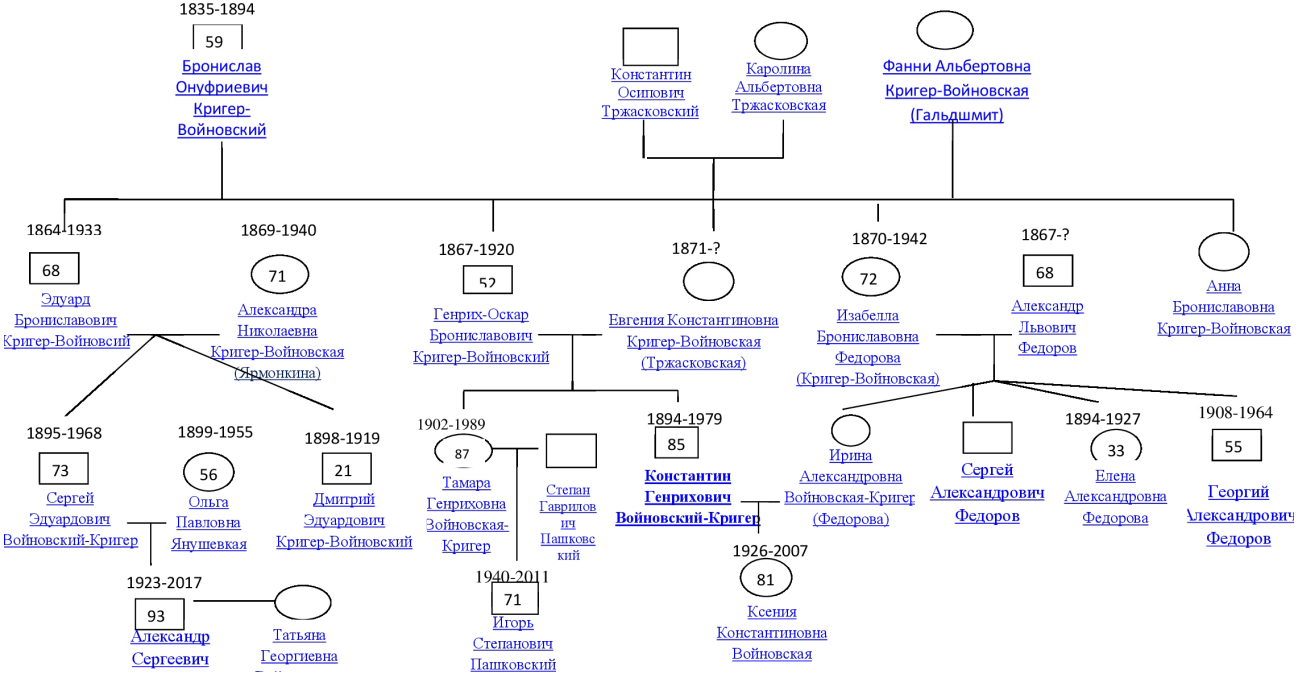
Имя Константина Генриховича Войновского-Кригера знают все геологи, работающие на территории Республики Коми. Он создал первую научно-обоснованную концепцию геологического строения и истории развития Печорского угольного бассейна. Выделил два фациальных типа палеозойских отложений — елецкий и лемвинский на Полярном Урале.

После окончания Ленинградского горного института в 1928 году К. Г. Войновский-Кригер был командирован Геолкомом для ознакомления с палеонтологическими материалами в Западную Европу. Через год, 5 мая 1929 года, после возвращения, был арестован, осужден Коллегией ОГПУ по ст. 58 на 10 лет лишения свободы и этапирован в район Ухты. Здесь, на Севере, ему предстояло провести 25 лет своей жизни. Здесь он совершил невозможное: состоялся как ученый и создал свою научную школу из репрессированной молодежи. Многие слушатели «кригеровских» курсов стали известными геологами Печорского края.

В 1931 г. на Средней Печоре К. Г. Войновский-Кригер открыл Еджыд-Кыртинское угольное месторождение, которое по промышленному освоению стало первым в Коми крае, разработал первую детальную стратиграфическую схему этого месторождения и охарактеризовал его географическое строение. Именно за эту заслугу в 1932 году Константин Генрихович был досрочно освобожден, но уехать на родину он не мог, так как был «закреплен за Севером».

Проведя почти четверть века в Коми крае, К. Г. Войновский-Кригер и его семья, покинули Воркуту в 1956 году. Они переехали в Алма-Ату. Константин Генрихович по конкурсу был избран на должность профессора Казахского политехнического института. Уехав из Воркуты, в 1956 году К. Г. Войновский-Кригер сохранил тесные и теплые связи с геологами Воркуты. Константин Генрихович активно сотрудничал с Воркутинским музеем и музеем объединения «Полярноуралгеология», который сейчас носит его имя.

Генеалогическое древо



За Константином Генриховичем на север последовала его жена Ирина Александровна (урожд. Федорова), дочка его родной тети Изабеллы Брониславовны. Она была высококвалифицированным врачом терапевтом, работала много лет в городской поликлинике и оставила о себе добрую память в сердцах воркутян. Их дочь Ксения Константиновна Войновская окончила в 1949 г. биофак МГУ и поступила в аспирантуру Института биохимии им. А. Н. Баха АН СССР. До 1956 г. она с большим увлечением работала в лаборатории фотобиохимии этого института. Переехав в Алма-Ату, стала работать в Институте ботаники АН Казахской ССР в лаборатории фотосинтеза.

Нами собран обширный материал по родословной Константина Генриховича (рисунок). Начало родословной прослеживается с конца XVIII века, но в данной работе, начинается с доктора медицины Брониславa Онуфриевича Кригер-Войновского (именно так звучала тогда фамилия), деда Константина по линии отца. Он принадлежал к дворянам Минской губернии. После окончания Московского университета служил военным врачом на Кавказе, был старшим врачебным инспектором Терской области. Бронислав Онуфриевич был женат на Фанни Альбертовне Гольдшмидт, которая, судя по происхождению фамилии, имела немецкие корни. У них было две дочери — Изабелла и Анна и два сына — Эдуард и Генрих.

Старший из сыновей Эдуард Брониславович Кригер-Войновский был не только одним из крупнейших специалистов по железным дорогам в России, но государственным деятелем. Эдуард Брониславович был последним министром путей сообщения Российской империи, пробыл на посту ровно два месяца [1]. Эдуард Брониславович был женат на дочери грозненского купца первой гильдии Александре Николаевне Ярмонкиной. В их семье родились два сына: Сергей, который стал самым близким другом детства и юности Константина Генриховича, и, Дмитрий, который в возрасте двадцати лет был расстрелян большевиками. Сергей работал гражданским инженером, главным образом в Германии. Опубликовал ряд работ по специальности и преподавал в одном из немецких высших учебных заведений. В 1950 переселился в Канаду, преподавал на инженерном факультете в университете Лаваль в Квебеке до ухода на пенсию. Был женат на Ольге Павловне Янушевской, дочери инженера-технолога Янушевского Павла Степановича. В браке родился сын — Александр Сергеевич Войновский-Кригер, который также, как и отец стал гражданским инженером и в дальнейшем работал

преподавателем на факультете гражданских инженеров при университете Лаваль в Квебеке. Александр женился на Татьяне Георгиевне Войновской-Кригер и у них родились три сына — Михаил, Сергей, Алексей.

Родной брат Эдуарда Брониславовича — Генрих Брониславович, отец Константина, был военным инженером. Служил штаб-офицером в Главном инженерном управлении. Был управляющим строительством Владивостокской крепости, помощником строителя и заведующим хозяйственной частью той же крепости. Примерно через год получил повышение по службе и высочайшим приказом переведён в Петербург, исполнять должность генерала для поручений при ГВТУ. За верную службу Отечеству был награжден орденами: Св. Владимира 3-й и 4-й степени, Св. Анны 2-й и 3-й степени, Св. Станислава 2-й и 3-й степени, серебряной медалью в память царствования императора Александра III и серебряной светло-бронзовой медалью в память 300-летия дома Романовых. Его женой была Евгения Константиновна Тржасковская, дочь офицера, окончила С.-Петербургские женские педагогические курсы. Ее отец, дед К. Г. Войновского-Кригера по материнской линии, Константин Осипович Тржасковский был драгунским офицером, служил в 34-м драгунском Его Императорского Высочества принца Петра Ольденбургского Стародубском полку. Женой драгуна была Каролина Альбертовна (урожд. Гольдшмидт). У Генриха и Евгении появись на свет двое детей: Тамара и Константин. Младшая сестра, Тамара в дальнейшем выщла замуж за Степана Гавриловича Пашковского, у них родился сын — Игорь Степанович Пашковский, выдающийся российский гидрогеолог, доктор геолого-минералогических наук, который внес огромный вклад в гидрогеологию и геоэкологию России.

Изабелла Брониславовна, родная сестра Генриха и Эдуарда, вышла замуж за их коллегу, военного инженера Александра Львовича Федорова. Александр был управляющий строительством Владивостокской крепости. После прихода к власти Временного Приамурского правительства сдал должность. В 1923 г. стал главным инженером и заведующим строительством Приморского Государственного Мукомольного треста. Во время событий в Маньчжурии был мобилизован для выполнения строительных военных работ по укреплению Владивостока. В 1931 г. в связи с болезнью вышел на пенсию. Позже переехал в Ленинград, где жили его сыновья. Был награжден орденами: Св. Станислава 2-й ст. (1904);

Св. Анны 2-й ст. (1907); Св. Владимира 4-й ст. (1912); Св. Владимира 3-й ст. У Изабеллы и Александра Львовича были две дочки: Ирина (жена Константина Генриховича) и Елена, а также два сына: Сергей и Георгий. Сергей Федоров жил в Ленинграде с родителями. У него был туберкулёз и в армию его не взяли. В декабре 1941-го Сергея положили в больницу, где он умер от болезни. Георгий Федоров в 1941 году вместе с семьей жил в Ленинграде. К началу войны окончил экономический факультет Ленинградского Политехнического института, здесь же аспирантуру. На фронт пошел добровольцем. Г. Федоров стал комиссаром, политработником. В 1950 году он стал полковником. После войны Г. А. Федоров продолжил преподавательскую и научную работу, с 1948 г. — в Москве на кафедре философии Военно-Политической Академии им. Ленина в качестве старшего преподавателя, доцента. Был женат на Федоровой Инне Евгеньевне. В браке родились две дочки: Федорова Татьяна Георгиевна и Федорова Наталья Георгиевна. Всего Георгий Александрович был награжден 4 орденами (из них 3 боевых: Орден Красной Звезды, Ордена Отечественной войны I и II-й степени) и 10 медалями (в том числе, «За оборону Ленинграда», «За оборону Советского Заполярья», «За победу над Германией», «За освобождение Кореи», «За победу над Японией», «За боевые заслуги»). Еще одна сестра Елена Александровна Федорова в 1913 г. уехала в столицу учиться на Санкт-Петербургских высших женских (Бестужевских) курсах. В 1917 г. отправилась к родителям во Владивосток, и осталась там, не закончив обучение. Во Владивостоке работала канцелярской служащей, заведовала библиотекой Народного Университета. 22 марта 1923 г. была восстановлена в правах студента и продолжила обучение на Петроградских высших женских курсах. Летом она с младшим братом Юрием поехала навестить родителей во Владивостоке, где в возрасте 33 лет скончалась.

Информация о Анне Брониславовне, сестре Изабеллы, Генриха и Эдуарда, на данный момент отсутствует.

Литература

Кригер-Войновский Э. Б., Спроге В. Э. Записки инженера. Воспоминания, впечатления, мысли о революции. Ч. 4. М.: Русский путь, 1999. 520 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ, ПАЙ-ХОЙ

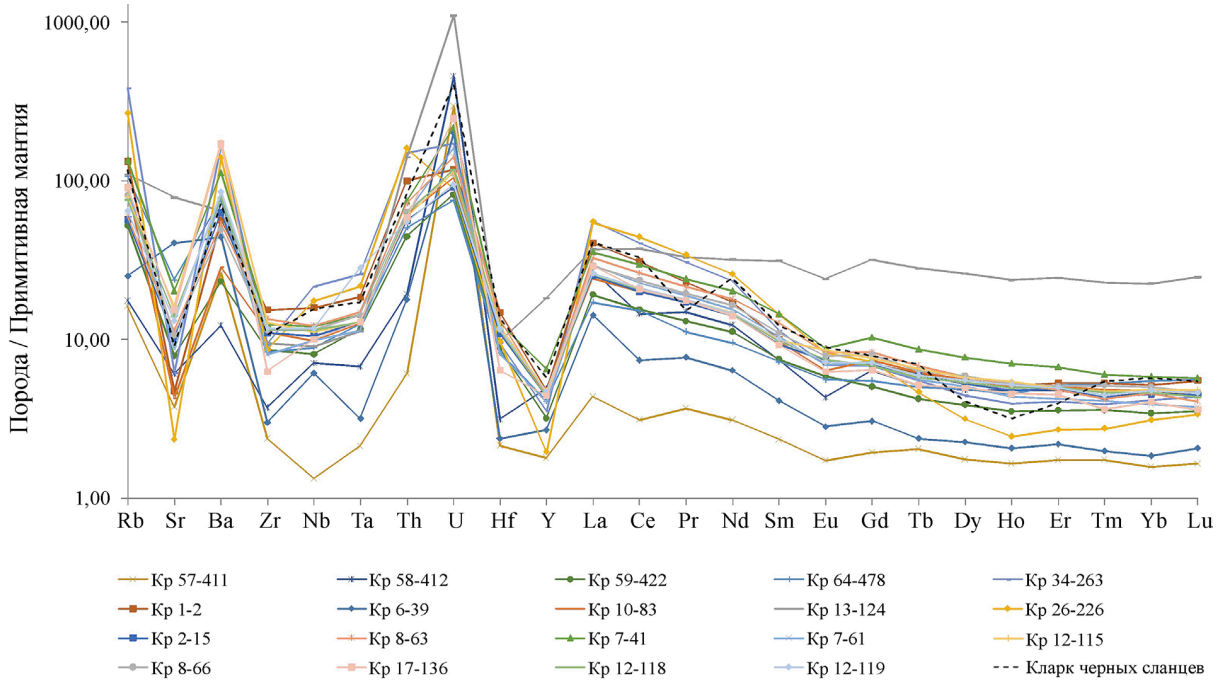
Н. С. Ковальчук[1], Н. И. Максименко[1], С. А. Светов[2]
[1]ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
[2]ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск
kovalchuk@geo.komisc.ru

Карская астроблема принадлежит к числу крупнейших в России, она расположена на северо-восточном крыле Пай-Хойского антиклинория, примерно в 200 км к северу от г. Воркуты. Мишенью Карского импактного события являются палеозойские породы с возрастом от ордовика до перми, обогащенные углеродистым веществом и относящиеся к типичным черным сланцам [1]. Многие астроблемы несут разнообразные полезные ископаемые, связанные как непосредственно с формированием самих импактитов, так и с их последующими преобразованиями, среди них известные многочисленные месторождения различных металлов, алмазов и нефти.

Геологическое строение и происходящие при импактном событии процессы преобразования вещества Карской астроблемы были отражены в работах [2, 3, 4 и др.]. Существенной особенностью Карской астроблемы является вещественная специфика пород мишени, представленных черными сланцами, первично обогащенных различными полезными компонентами в процессе накопления в условиях осадочного процесса [5]. Данное обстоятельство теоретически может быть основанием для формирования объектов с высокими концентрациями различных компонентов как в результате формирования самих импактитов, так и последующих их преобразований в существенном объеме закратерного пространства [6].

Нами проведен анализ геохимических особенностей черносланцевых толщ мишени и импактитов для выявления возможной мобилизации редких элементов в результате импактного события. Содержание микроэлементов определено методом ИСП-МС в ЦКП (ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск).

По результатам исследований породы подложки и коптогенного комплекса характеризуются околокларковыми концентрациями редких элементов. Распределение микроэлементов в черных сланцах и коптогенных породах имеет аналогичный характер, спектры



Распределение редких элементов в породах Карской астроблемы. Концентрации редких элементов нормализованы по примитивной мантии [9]. Кларк для «черных сланцев» мира [7]. Кр 57-411, Кр 1-2, Кр 58-412, Кр 10-83, Кр 64-478, Кр 13-124 — алевролиты; Кр 34-263, Кр 26-226 — сланцы углеродистые; Кр 59-422 — песчаник; Кр 6-39 — известняк; Кр 17-136, Кр 7-61, Кр 12-115 — зювиты; Кр 8-66, Кр 8-63 — тагамиты; Кр 2-15, Кр 7-41, Кр 12-118, Кр 12-119 — импактные стекла

образуют четкие Sr, Y и Eu минимумы, Ba и U максимумы (см. рисунок). Сумма РЗЭ в черносланцевых породах в среднем составляет 120 г/т, редко превышая кларковые содержания до 230 г/т, в зювитах, тагамитах и стеклах ΣРЗЭ составляет 100 г/т. При этом, имеющиеся значительные вариации La/Yb (2.29—24.66), Ce/Lu (36.42—316.49) отношений и содержания иттрия (8.13—82.56 г/т), вероятно, связаны со спецификой перераспределения вещества в процессе постимпактных гидротермальных изменений. Углистые сланцы по отношению к кларкам для «черных сланцев» мира [7, 8] характеризуются резко аномальными содержаниями тяжелых РЗЭ. Тогда как, карбонатные породы характеризуются более низкими концентрациями редких и редкоземельных элементов и положительной Eu аномалией (см. рисунок).

В результате проведенных исследований в черносланцевых породах мишени и импактитах выявлен аналогичный уровень содержаний и характер распределения редких и редкоземельных элементов. Несмотря на пестрый литологический состав пород мишени, включающий, в том числе известняки и песчаники, характер геохимического спектра и близкие значения концентраций микроэлементов импактитов с кларками для «черных сланцев», могут указывать на унаследование ими общего характера геохимической специфики черносланцевых пород Карской депрессии и сохранении уровня концентраций редких и редкоземельных элементов.

Авторы выражают благодарность Т. Г. Шумиловой за научные консультации. Исследования выполнены при финансовой поддержке НИР ГР № АААА-А17-117121270036-7.

Литература

1. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

2. Масайтис В. Л., Данилин А. Н., Мащак М. С. и др. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.

3. Наумов М. В. Основные закономерности постимпактного гидротермального процесса // Астрономический вестник, 1996. Т. 30. № 1. С. 25—32.

4. Ковальчук Т. Г., Шумилова Т. Г. Геохимическая специфика черных сланцев в зоне Карского импактного события (Пай-Хой) // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления: Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2017. С. 260—261.

5. Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П. Геохимия и рудогенез черносланцевых формаций Пай-Хоя. СПб: Наука, 1998. 366 с.

6. Шумилова Т. Г., Исаенко С. И., Ковальчук Н. С., Уляшев В. В., Макеев Б. А. Разновидности импактитов, апоугольных алмазов и сопутствующих углеродных фаз Карской астроблемы // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2016). Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2016. С. 270—271.

7. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

8. Козырева И. В. Геохимия редких и редкоземельных элементов в черносланцевых формациях Севера Урала и Пай-Хоя // Автореф. канд. дис. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 1996. 22 с.

9. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Oceanic Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313—345.

ХАРАКТЕРИСТИКА КАЧЕСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ОСНОВНОГО ИСТОЧНИКА ВОДОСНАБЖЕНИЯ СЕЛА ВИЗИНГА РЕСПУБЛИКИ КОМИ

Ю. А. Кокшарова
ИГ Коми НЦ УрО РАН,
АО «Коми тепловая компания», Сыктывкар
iulia240188@rambler.ru

Обеспечение населения качественной водой является одной из главных задач, приобретающей особую актуальность в связи с наблюдающимися практически повсеместно ухудшением общей экологической обстановки и чрезмерным загрязнением водных объектов и источников водоснабжения. В связи с этим, вполне естественным является использование подземных источников водоснабжения, позволяющих с меньшими затратами обеспечивать население питьевой водой, соответствующей санитарным нормам и правилам [1, 2, 6], действующим в Российской Федерации.

В данной работе проведен анализ качества подземных вод основного источникацентрализованного водоснабжения с. Визинга Сысольского района Республики Коми.

По гидрогеологическому районированию поземные воды района относятся к Камско-Вятскому бассейну пластовых вод II порядка [4, 7]. Пресные подземные воды приурочены к четвертичным водоносным комплексам и водоносному сысольскому терригенному(J_2ss) горизонту.

Для централизованного водоснабжения местных предприятий и населения с. Визингас 1962 г.эксплуатируются групповые водозаборы Эзыншорского и Кольёльшорского месторождений питьевых подземных вод (МПВ).

В 2015 году АО «Коми тепловая компания»проведены гидрогеологические изыскания для оценки запасов подземных водправобережной юго-восточной части с. Визинга. В результате этих работ разведаны Кольёльшорское-1 (скважина №169-э) и Кольёльшорское-2 (скважина №1185-э, резервная скв. №1184-э) МПВ с общими запасами 404 м^3/сут по категории «В» (протокол ТКЗ № 5-2015 от 23.10.2015 г.) [3].

Сысольский терригенный горизонт(J_2ss), сложенный на участке преимущественно мелко- крупнозернистыми песками с гравием и галькой, залегает на глинистом водоупоре нижнетриасового возрастана глубине 68,7—107,0 м.Эффективная мощность горизонта

составляет 7,0—9,7м. Статический уровень установился на глубине 0,5 м в скв. № 169-э и в скв. №№ 1184-э, 1185-э на 35,0 м от поверхности земли. Величина напора от 58,5 м до 65,0 м. По степени защищённости целевой горизонт относится к защищённым, с поверхности он перекрыт преимущественно глинистой толщей четвертичного и юрскоговозраста.

Регулярный контроль качества подземных вод с 2011 г. осуществляет Испытательная лаборатория АО «Коми тепловая компания» в г. Сыктывкаре. Периодичность и объем анализов качества воды подземных источников водоснабжения определяются в соответствии с утвержденной и согласованной с Роспотребнадзором рабочей программой и требованиями СанПиН 2.1.4.1074-01 [6], ГН 2.1.5.1215-03 [1], ГОСТ 2761-84 [2] 4 раза в год.

Для характеристики качества подземных вод использованы химические и микробиологические анализы по 44 пробам воды, выполненные при строительстве скважин в 1962 и 1989 гг., ив период эксплуатации при производственном контроле качества воды за 2012—2018 гг. Качественный состав подземных вод на участке водозабора АО «Коми тепловая компания» в сравнении сустановленными гигиеническими нормативами [1, 2, 6], приводится в таблице. Нормируемые показатели, превышающие предельно-допустимые концентрации (ПДК) выделены жирным шрифтом.

В соответствие с отраслевым стандартом ОСТ 41-05-263-86[5], вода характеризуется как пресная с минерализацией 0,35—0,44 г/дм^3, по химическому составу гидрокарбонатная, магниево-натриево-кальциевая илинатриево-магниево-кальциевая. Солевой состав подземных вод выражается формулой: Химический состав воды достаточно стабилен в годовом и многолетнем разрезе.Подземные воды нейтральные-щелочные (pH = 6,6—8,1), мягкие или умеренно жесткие (жесткость общая 2,6—3,6 мг-экв/дм^3).

Качество подземных вод J_2ss горизонта удовлетворяет требованиям нормативов [4—5] для питьевых вод, за исключением повышенного содержания железа до 2,7 мг/дм^3 (9 ПДК), мутности до 9,9 мг/дм^3 (6,6 ПДК) и марганца до 1,1—1,2 мг/дм^3 (1,2 ПДК). Отмечается единичное превышение ПДК по окисляемости перманганатной 7,68 мгO_2/дм^3 (при ПДК = 5,0 мг/дм^3). В радиационном отношении вода безопасна. По микробиологическим показателям вода здоровая.

По классификации источников централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения [2], подземные воды J_2ss гори-

Качество подземных вод водоносного сысольского терригенного горизонта на участке водозаборных скважин АО «Коми тепловая компания»

Определяемый компонент	ПДК по СанПиН 2.1.4.1074-01 (* — с учетом ГН 2.1.5.1315-03)	Содержание		Максимальное содержание в долях ПДК
		min	max	
1. Обобщенные показатели				
Водородный показатель pH	6—9	6,6	8,1	-
Минерализация, мг/дм^3	1500	351,0	436,9	0,29 ПДК
Сухой остаток, мг/дм^3	1000	226,0	340,0	0,34 ПДК
Жесткость общая, мг-экв/дм^3	7	2,6	4,0	0,57 ПДК
Окисляемость перманганатная, мгO_2/ дм^3	5	1,01	7,68 (единичное)	1,5 ПДК
Нефтепродукты, мг/дм^3	0,1	<0,005		<ПДК
ПАВ (СПАВ, АПАВ), мг/дм^3	0,5	<0,0005	<0,025	<ПДК
Цианиды, мг/дм^3	0,035 (0,07*)	<0,01		<ПДК
Фенольный индекс, мг/дм^3	0,25	<0,0005		<ПДК
Фенолы, мг/дм^3	0,001	<0,0005	<0,025	<ПДК
Формальдегиды, мг/дм^3	0,05	-	-	-
2.Органолептические показатели				
Запах при t = 20 °С, баллы	2	0	2	1ПДК
Запах при t = 60 °С, баллы	2	0	0	<ПДК
Привкус, при 20 °С баллы	2	0	0	<ПДК
Цветность, градусы	20	4	15	0,75ПДК

Продолжение таблицы

Определяемый компонент	ПДК по СанПиН 2.1.4.1074-01 (* — с учетом ГН 2.1.5.1315-03)	Содержание		Максимальное содержание в долях ПДК
		min	max	
Мутность, мг/дм^3	1,5	2,1	9,9	6,6ПДК
3. Неорганические вещества				
3.1. Макрокомпоненты подземных вод				
Гидрокарбонаты HCO_3^-, мг/дм^3	-	250	281	-
Сульфаты SO_4, мг/дм^3	500	8	14	<<ПДК
Хлориды Cl, мг/дм^3	350	1,75	6	<ПДК
Кальций Ca^{2+}, мг/дм^3	-	39,1	49,1	-
Магний Mg^{2+}, мг/дм^3	(50*)	7,3	12,88	-
Натрий+калийNa+K, мг/дм^3	200	15	36,94	<ПДК
Ионы аммония NH_4, мг/дм^3	2 (1,5*)	0,05	1,45	0,7ПДК
Нитраты NO_3, мг/дм^3	45	<0,44		<ПДК
Нитриты NO_2, мг/дм^3	3,0 (3,3*)	0,013	0,025	<ПДК
Железо Fe, мг/дм^3	0,3(1,0*)	0,8	2,7	9ПДК
3.2. Микрокомпоненты подземных вод				
Алюминий, мг/дм^3	0,5 (0,2*)	<0,04		<ПДК
Бериллий Be^{2+}, мг/дм^3	0,0002	<0,0001		0,5ПДК
Бор B, мг/дм^3	0,5	0,13	0,22	0,44ПДК
Кадмий Cd, мг/дм^3	0,001	<0,0001		0,1ПДК
Кремний Si, мг/дм^3	10	5,3	6	0,6ПДК

Продолжение таблицы

Определяемый компонент	ПДК по СанПиН 2.1.4.1074-01 (* — с учетом ГН 2.1.5.1315-03)	Содержание		Максимальное содержание в долях ПДК
		min	max	
Марганец Mn, мг/дм^3	0,1	0,082	0,12	1ПДК
Медь Cu, мг/дм^3	1,0	<0,001	0,001	<ПДК
Молибден Mo, мг/дм^3	0,25 (0,07*)	<0,0025		<<ПДК
Мышьяк As, мг/дм^3	0,05 (0,01*)	<0,005		<ПДК
Никель Ni, мг/дм^3	0,1 (0,02*)	<0,002	0,002	<ПДК
Ртуть Hg, мг/дм^3	0,0005	<0,0001		<ПДК
Свинец Pb, мг/дм^3	0,03 (0,01*)	<0,005		<ПДК
Селен Se, мг/дм^3	0,01	<0,0001		<<ПДК
Стронций Sr,мг/дм^3	7,0	<0,5		<ПДК
Фториды F, мг/дм^3	1,2	0,18	0,43	0,4ПДК
Хром Cr^{6+}, мг/дм^3	0,05	<0,025		<ПДК
Цинк Zn, мг/дм^3	5,0 (1,0*)	0,011	0,016	<ПДК
4. Органические вещества				
Гамма-ГХЦГ (линдан), мг/дм^3	0,002	<0,0001		<ПДК
ДДТ (сумма изомеров), мг/дм3	0,002	<0,0001		<ПДК
2,4- Д, мг/дм^3	0,03	<0,002		<ПДК
5. Радиологические показатели				
Общая альфа-радиоактивность Бк/дм^3	0,2	<0,02		<ПДК
Общая бета-радиоактивность Бк/дм^3	1,0	<0,1		<ПДК

Окончание таблицы

Определяемый компонент	ПДК по СанПиН 2.1.4.1074-01 (* — с учетом ГН 2.1.5.1315-03)	Содержание		Максимальное содержание в долях ПДК
		min	max	
6. Микробиологические показатели				
Термотолерантные колиформные бактерии, число бактерий в 100 мл.	отсутствие	не обнаружено		-
Общие колиформные бактерии, число бактерий в 100 мл.	отсутствие	не обнаружено		-
Общие микробное число, число образующих колонии бактерий в 1 мл	не более 50	отсутствие		-

зонта на эксплуатационном участке по преобладающему числу показателей относятся ко II классу, по микробиологическим показателям — к I классу.

Таким образом, проведенные исследования качества подземных вод сысольского водоносного горизонта соответствуют нормативным требованиям СанПиН 2.1.4.1074-01 [6] по основным показателям, за исключением повышенных значений мутности, содержаний общего железа и марганца, которые имеют природное происхождение и характерны для зоны свободного водообмена. Для доведения качества подземных вод до нормативных показателей рекомендуется производить предварительную водоподготовку.

Автор признателен руководству АО «Коми тепловая компания» за возможность использования материалов, на основании которых проведены данные исследования.

Литература

1. Гигиенические нормативы ГН 2.1.5.1315-03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. М., 2007.

2. Государственный стандарт ГОСТ 2761-84. Источники централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения. Гигиенические, технические требования и правила выбора. М., Изд-во стандартов, 1985.

3. Кокшарова Ю. А., Степанова Е. А. Отчет по объекту: «Гидрогеологические изыскания для оценки запасов подземных вод на участке группового водозабора ОАО «Коми тепловая компания» в с. Визинга Сысольского района». Сыктывкар, ОАО «Коми тепловая компания», 2015.

4. Лапицкая В. Ф. Отчет по объекту: «Гидрогеологические изыскания для оценки запасов подземных вод на участке водозабора ОАО «Сыктывкархлеб» в с. Визинга». Сыктывкар, ООО «Комигеология», 2012.

5. Отраслевой стандарт ОСТ 41-05-263-86. Воды подземные. Классификация по химическому составу и температуре. М., ВСЕГИНГЕО, 1986.

6. Санитарные правила и нормы СанПиН 2.1.4.1074-01. Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества. М.: Госкомсанэпиднадзор России, 2001.

7. Теселкин В. С., Янчук В. В., Жильцова В. И. Отчет по объекту «Предварительная и детальная разведка подземных вод для хозпитьевого водоснабжения п. Визинга» (Н. зона РСФСР) (месторождение «Эзыншор»). Сыктывкар, Вычегодская ГРЭ, 1986.

СИНТЕЗ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДОПИРОВАННОГО ТИТАНАТА ВИСМУТА СО СТРУКТУРОЙ ПИРОХЛОРА

М. С. Королева[1], И. В. Пийр [1],
А. С. Шуйский[2], Е. М. Тропников[2]
[1]ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
[2]ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
marikorolevas@gmail.com

Титанат висмута $Bi_2Ti_2O_7$ со структурой пирохлора, обладая высокой диэлектрической константой и малым тангенсом угла диэлектрических потерь ($\varepsilon = 115$, $\tan\delta < 0.01$, 500 кГц), является перспективным материалом для создания конденсаторов [1]. Получение плотной керамики $Bi_2Ti_2O_7$ для практического использования ограничено термической нестабильностью соединения при температурах выше 612 °С [1]. Допирование титаната висмута позволяет термически стабилизировать структуру пирохлора и получать плотную керамику при более высоких температурах (~1100 °С) [2—5]. Титанат гольмия $Ho_2Ti_2O_7$ термически стабильное соединение со структурой пирохлора, обладает кислородной проводимостью [3]. В связи с этим цель нашей работы — исследование влияния содержания гольмия на электрические свойства $Bi_{1.6}Ho_xTi_2O_{7-\delta}$.

В настоящей работе твердофазным методом осуществлен синтез $Bi_{1.6}Ho_xTi_2O_{7-\delta}$ из исходных реактивов: Bi_2O_3 (99.99 %), Ho_2O_3 (99.99 %), MgO (99.99 %), TiO_2 (99.999 %, анатаз). Температура последовательного прокаливания T, °С (τ, ч): 650 (10), 850 (10), 950 (20), 1000 (20), 1100 (20). Выполнена аттестация образцов методом РФА (SHIMADZU XRD-6000, CuKα-излучение, 10—80°, шаг — 0.05°) и СЭМ (TESCAN VEGA 3 SBU). Локальный состав определен с помощью энергодисперсионного микроанализатора X-ACT (EDS), совмещенного со сканирующим электронным микроскопом. Для определения состава таблетки предварительно напыляли углеродом.

Электрофизические свойства исследованы на таблетках диаметром $d = 15$ мм и толщиной $h \sim 1.0$ мм. В качестве электродов использовали серебро, которое наносилось на торцы таблеток методом вжигания. Проводимость образцов исследована методом импеданс-спектроскопии (анализатор иммитанса Е7—28) в температурном интервале 160—750 °С в частотном диапазоне 25—10^7 Гц.

Исследовано влияние температуры и содержания гольмия на проводимость титаната висмута. Проводимость образцов $Bi_{1.6}Ho_xTi_2O_{7-\delta}$ увеличивается с увеличением температуры и содержания гольмия в составе. При этом соединения $Bi_{1.6}Ho_xTi_2O_{7-\delta}$ обладают смешанной проводимостью: преимущественно электронной проводимостью до 400 °C (энергия активации проводимости $E_a \approx 0.4$ эВ), ионной (кислородной) проводимостью при $T > 400$ °C ($E_a \approx 1.1$ эВ). По данным температурно-программируемого изотопного гетерообмена кислородная миграция в допированных титанатах висмута активируется при 250—400 °C [2—3].

Исследование выполнено с использованием оборудования Центра Коллективного Пользования «Химия» Института химии Коми НЦ УрО РАН и «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. Esquivel-Elizondo J. R., Hinojosa B. B., Nino J. C. $Bi_2Ti_2O_7$: It is not what you have read // Chem. Mater. 2011. V. 23. P. 4965—4974.

2. Sadykov V. A., Koroleva M. S., Piir I. V., et. al. Structural and transport properties of doped bismuth titanates and niobates // Solid State Ionics. 2018. V. 315. P. 33—39.

3. Krasnov A. G., Piir I. V., Koroleva M. S., et. al. The conductivity and ionic transport of doped bismuth titanate pyrochlore $Bi_{1.6}M_xTi_2O_{7-\delta}$ (M — Mg, Sc, Cu) // Solid State Ionics. 2017. V. 302. P. 118—125.

4. Piir I. V., Koroleva M. S., Ryabkov Y. I., et. al. Chemistry, structure and properties of bismuth copper titanate pyrochlores // Solid State Ionics. 2014. V. 262. P. 630—635.

5. Piir I. V., Koroleva M. S., Ryabkov Y. I., et. al. Bismuth iron titanate pyrochlores: Thermostability, structure and properties // J. Solid State Chemistry. 2013. V. 204. P. 245—250.

5. Краснов А. Г., Пискайкина М. М, Пийр И. В. Синтез и свойства допированных Sc, Mg титанатов висмута со структурой пирохлора // Журнал общей химии. 2016. Т. 86. № 2. С. 177—184.

6. Savvin S. N., Belov D. A., Shlyakhtina A. V., et. al. Ionic and Electronic Conductivity of $(Ho_{0.9}Ca_{0.1})_2Ti_2O_{6.9}$ Pyrochlore // ECS Transactions. 2009. V. 25 (2). P. 2699—2706.

НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПОДНЯТИЯ ЧЕРНОВА

И. С. Котик
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
iskotik@geo.komisc.ru

Силурийские отложения в составе среднеордовикско-нижнедевонского нефтегазоносного комплекса рассматриваются как одни из возможных потенциальных горизонтов, способных генерировать углеводороды (УВ)[1]. Проведение геохимических исследований, направленных на диагностику в разрезе силура нефтематеринских пород и получение количественных показателей является необходимым для оценки их УВ потенциала. Проведенными ранее исследованиями установлено, что силурийские отложения на поднятии Чернова содержат нефтегазоматеринские породы с различными концентрациями органического вещества (ОВ) [2]. Проведение пиролитических исследований методом Rock-Eval позволит дать оценку их УВ потенциала и дополнить сведенья о степени зрелости ОВ.

На поднятии Чернова отложения силура вскрываются в естественных выходах на р. Падимейтывис, левого притока р. Коротаиха. Разрез сложен преимущественно известняками микрозернистыми и биокластовыми, глинистыми известняками в верхней части с прослоями глинистых доломитов и известняков доломитизированных.

Результаты определения содержания ОВ в породах показали, что наиболее низкие концентрации органического углерода ($C_{орг}$) < 0,3 % установлены в микрозернистых и биокластовыхизвестняках. В глинистых известняках и доломитах содержание $C_{орг}$ повышается до 0,8 %, а максимальные концентрации до 1,1 % установлены в мергелях.

Полученные при пиролизе значения свободных УВ, содержащихся в породе (S_1) и связанных с керогеном (S_2) для исследованных образцов составляют <0,1—0,68 мгУВ/г породы и 0,2—2,8 мгУВ/г породы соответственно. Генерационный потенциал ($S_1 + S_2$) наиболее высокий в мергелях — 1,6—2,9 мгУВ/г породы. В глинистых известняках и доломитах величина $S_1 + S_2$ составляет 1,2—2,68 мгУВ/г породы. Для биокластовых известняков значение $S_1 + S_2$ низкое — 0,3—0,8 мгУВ/г породы. Водородный индекс

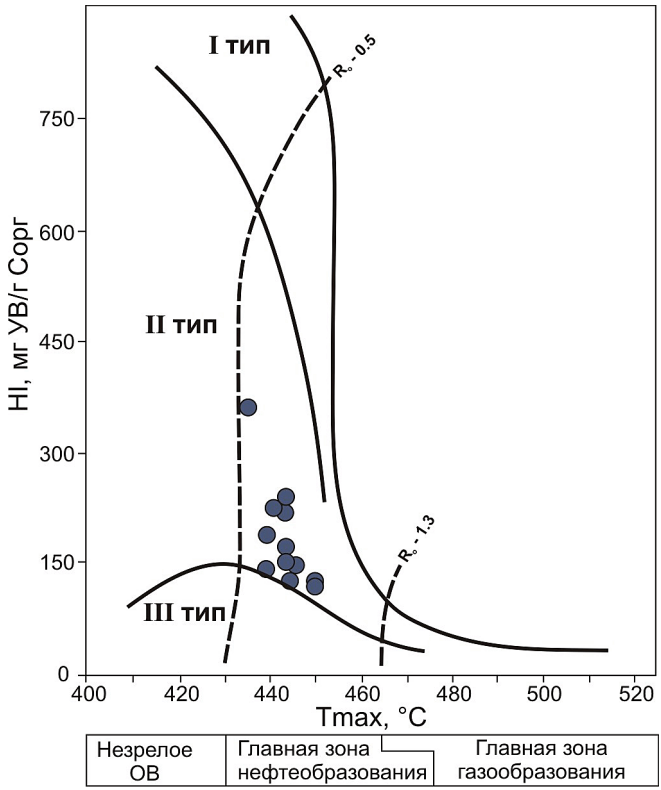


Диаграмма зависимости HI от T_{max}, показывающая степень зрелости и тип ОВ силурийских отложений

(HI) для всех типов пород изменяется в схожих пределах и составляет 122—363 мг УВ / г $C_{орг}$ (см. рисунок).

Катагенез ОВ оценивался по значениям T_{max} и индекса продуктивности(PI). Величина T_{max} изменяется в диапазоне 435—450 °С и имеет тенденцию увеличения вниз по разрезу (см. рисунок). Индекс PI также увеличивается к нижним стратиграфическим горизонтам. Полученные данные T_{max} и PI указывают на уровень катагенетической преобразованности ОВ соответствующий градациям $МК_1$—$МК_2$. Результаты определения зрелости ОВ по данным пиролиза согласуются с проведенной ранее оценкой катагенеза по данным индексов окраски конодонтов [2].

Таким образом, проведенные пиролитические исследования показали, что силурийские отложения сложены нефтегазоматеринскими породами с бедным и средним УВ потенциалом. ОВ пород достигло середины главной зоны нефтеобразования и частично реализовало свой генерационный потенциал.

Литература

1. Баженова Т. К., Шиманский В. К., Васильева В. Ф., Шапиро А. И., Яковлева (Гембицкая) Л. А., Климова Л. И. Органическая геохимия Тимано-Печорского бассейна. СПб.: ВНИГРИ, 2008. 164 с.

2. Котик И. С., Котик О. С., Валяева О. В., Соколова Л. В. Нефтегазоматеринские породы силурийских и нижнедевонских отложений западной части поднятия Чернова // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/1/41_2017.pdf

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФАУНЫ ГРЫЗУНОВ ИЗ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НАВЕСА СТУДЕНЫЙ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

И. В. Кряжева, Ю. В. Голубева, Д. В. Пономарев
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Innageologi@mail.ru

Исследованы палеотериологические и палинологические материалы из навеса Студеный, который расположен на западном склоне Северного Урала (62°00.766' с. ш., 58°38.865' в. д.). Он представляет собой крупный скальный навес высотой 14 м и шириной 30 м и находится на правом берегу р. Печоры, в 17 км выше устья р. Большой Шежим, в 100 м к западу от приустьевой части лога Иорданского, на высоте 18—20 метров над урезом реки.

В навесе Студеном проведена расчистка восточной стенки раскопа 1984 года, заложенного Б. И. Гуслицером [1] и от нее приурезан шурф площадью 0.8 м^2. В этой части раскопа мощность рыхлых отложений много меньше (1.8 м), чем в западной части, где она составляет более 5 м. По нашему мнению, большая мощность отложений связана с поступлением грубообломочного материала с обрушавшегося скального козырька навеса.

В разрезе рыхлых отложений местонахождения выделены четыре литологических разности глинистых осадков, из которых после промывки на ситах (размер ячеи 0.8 мм) получены костные остатки позвоночных (сверху вниз).

I. Почвенный горизонт. Черные гумусированные отложения с корнями растений и обломками известняка. Содержит костные остатки мелких млекопитающих, в основном лесных обитателей (белка, лесные полевки). По палинологическим данным слой формировался в период развития березово-еловых лесов. От подошвы слоя к поверхности прослеживается постепенное увеличение содержания пыльцы деревьев до 64 %, среди которой доминирует пыльца ели (41 %). Такие теплые условия указывают на голоценовый возраст отложений.

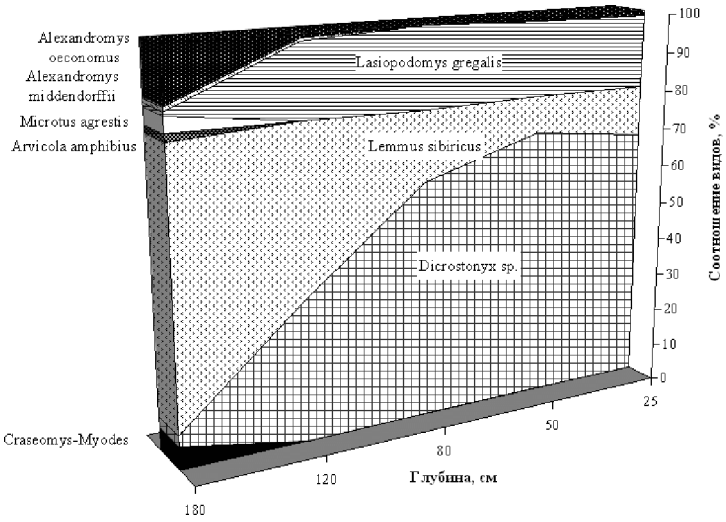
II. Суглинок ярко-коричневый с крупными глыбами и щебнем известняка. Верхняя часть слоя с примесью гумуса (–10 см). Содержит большое количество остатков грызунов и фрагменты костей крупных млекопитающих. Из горизонта собрано 3088 коренных зубов. На глубине 40 см прослежен десятисантиметровый слой,

сложенный почти исключительно костями мелких млекопитающих. Фауна на 97 % состоит из трех тундровых видов, из которых 68 % приходится на копытного лемминга и 19 % на узкочерепную полевку — обитателей сухих тундростепей, что указывает на очень холодные и сухие климатические условия (рис. 1). О развитии в окрестностях навеса ландшафта сухой тундры свидетельствует и преобладание в группе пыльцы древесных и кустарниковых растений пыльцы последних (*Betula nana* — 80 %, *Alnaster Fruticosus* — 10 % и *Salix sp.* — 2 %). Такие палеоклиматические условия на Северном Урале относятся предшественниками к максимально холодной стадии позднего валдая (16—18 тыс. лет назад) [3].

III. Суглинок серовато-коричневый с глыбами и щебнем известняка. В нижней части слоя присутствует небольшое количество ожелезненного и полуразложившегося щебня известняка. Содержит фрагменты костей крупных млекопитающих (зубы северного оленя и крупных хищников) и небольшое количество остатков грызунов. По-прежнему доминируют остатки тундровых видов (95 %), однако доля копытного лемминга значительно сократилась (с 67 % до 36 %), а доля сибирского лемминга наоборот увеличилась (с 12 % до 43 %). Содержание остатков узкочерепной полевки не изменилось (см. рисунок).

IV. Супесь серо-коричневая с большим содержанием крупного щебня известняка и неокатанными обломками сильно выветрелого кварца. Костные остатки немногочисленны. По 660 коренным зубам грызунов установлено соотношение видов и изменение видового состава по разрезу. По-прежнему доминируют остатки тундровых видов, в основном сибирского лемминга (69 %). Остатки узкочерепной полевки и копытного лемминга немногочисленны (вместе 5 %). Присутствуют также остатки полевки-экономки (15 %), лесных полевок (6 %), темной полевки (4 %) и полевки Миддендорфа (1 %). Палинологические спектры из этого слоя указывают на произрастание в данном районе березовых редколесий. Присутствие в составе фауны, наряду с тундровыми видами, лесных и луговых, а также палинологические данные свидетельствуют о значительно более влажном и менее холодном климате, чем климат, в условиях которого формировались осадки слоев 2 и 3 (см. рисунок).

Выделенные нами четыре слоя соответствуют слоям, описанным в работе Б. И. Гуслицера [1] не только по литологическим признакам [2], но и по составу и структуре фауны мелких млекопитающих извлеченных из них. Исключение составляют самые нижние



Соотношение остатков видов грызунов по разрезу рыхлых отложений навеса Студеного

горизонты мощностью около 2 м, которые были обнаружены только раскопками 1989 г., и в самой нижней части которых были найдены малочисленные остатки мелких млекопитающих (48 зубов).

Недавно были опубликованы пять радиоуглеродных датировок остатков копытного лемминга из отложений Студеной пещеры [5] варьирующие от 22 380±170 лет (OxA-30034) до 24 790±220 лет (OxA-30032), калиброванные значения которых находятся в диапазоне 26 430 — 29 070 лет. Предполагается, что образцы для датирования были взяты из отложений верхней части разреза с резким преобладанием остатков копытного лемминга (слой 2 разреза 2018 г.). Это подтверждает предположение Н. Г. Смирнова [3] о том, что возраст этих горизонтов — последний ледниковый максимум. Кроме того, есть также оценки абсолютного возраста костных остатков сибирского лемминга из Студеного — 30–35 тыс. лет, которые получены по степени расхождения генетических линий в программе BEAST [4]. Скорее всего костные остатки сибирских леммингов были взяты из нижней части разреза (слой 4 разреза 2018 г.), где они преобладают. Эти косвенные оценки возраста указывают на бызовской интерстадиал (средний валдай). Оценки возраста горизонтов находятся в соответствии с реконструкциями растительных ассоциаций

и сообществ грызунов. Средневалдайские отложения Студеного являются самыми древними пещерными отложениями, известными в Республике Коми.

Таким образом, изучение разреза отложений навеса Студеного позволило установить особенности изменения состава фауны мелких млекопитающих и растительных сообществ западного склона Северного Урала в конце бызовского интерстадиала и во время последнего ледникового максимума.

Работа выполнена в рамках темы НИР «Биогеологические события и стратиграфия фанерозоя субарктической зоны Баренцевоморского региона, Тимана и западного склона Урала» ГР № АААА-А17-117121140081-7 и проекта Президиума УрО РАН № 18-5-5-50.

Литература

1. Гуслицер Б. И., Павлов П. Ю., Панюкова Н. Н. Биостратиграфия и возраст отложений пещеры Студеной на верхней Печоре // Тр. Ин-та геологи Коми НЦ УрО АН СССР. Сыктывкар, 1989. Вып. 73. С. 92–100.

2. Кряжева И. В., Пономарев Д. В. Новые данные о позднечетвертичной микротериофауне лога Иорданского — объекта природного геологического наследия в верховьях Печоры // Природное геологическое наследие европейского севера России: Материалы Всероссийской научной конференции. Сыктывкар, 2017. С. 48—50.

3. Смирнов Н. Г. Разнообразие мелких млекопитающих Северного Урала в позднем плейстоцене и голоцене // Материалы и исследования по истории современной фауны Урала: Сб. науч. тр. Екатеринбург, 1996. С. 39—83.

4. Lagerholm V. K., Sandoval-Castellanos E., Ehrich D. Abramson N. I. et al. On the origin of the Norwegian lemming // Molecular Ecology. 2014. Vol. 23. No. 8. P. 2060—2071.

5. Palkopoulou E., Baca M., Abramson N. I., Sablin M. et al. Synchronous genetic turnovers across Western Eurasia in Late Pleistocene collared lemmings // Global Change Biology. 2016. V. 22. Issue 5.P 1710—1721.

ВОДОРАСТВОРИМЫЕ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ ПОЧВ ГОРНЫХ ЛУГОВ СЕВЕРНОГО УРАЛА

О. С. Кубик, Е. В. Жангуров
ИБ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
kubik-olesia@yandex.ru

Почва — кладовая огромных запасов углерода в мире [8], которая играет важную роль в биохимическом цикле элемента, включая накопление и высвобождение органического углерода (Сорг). Среди факторов, определяющих запасы органического вещества в почве можно выделить: климатические условия (главным образом температура и влажность), состав напочвенного покрова и возможность иммобилизации органического вещества в виде устойчивых гумусовых соединений и органоминеральных комплексов [7, 9]. Изменчивость хотя бы одного из этих факторов может привести к вариабельности уровней запасов углерода на небольших расстояниях в масштабе исследуемой местности. Аккумуляция органического вещества в почве приобретает особую актуальность в условиях глобального потепления климата [6, 8, 10]. Особенно чувствительными к воздействию изменения климата и загрязнению воздуха являются высокогорные экосистемы [11].

Значение и функции соединений углерода в почвообразовании определяются многообразием образуемых им соединений, среди которых существенную роль играют водорастворимые органические соединения (ВОС). Образование значительных количеств разнообразных групп ВОС является особенностью целинных почв Европейского Севера. В состав мобильных компонентов гумуса входят высокомолекулярные органические вещества — фульвокислоты, а также различные индивидуальные низкомолекулярные соединения гумуса [2].

Сформировавшись в поверхностном органогенном горизонте почвы ВОС, претерпевают многообразные физико-химические и биологические превращения при миграции в пределах профиля почвы, что, в конечном счете, определяет их состав и свойства. Эти соединения выполняют важнейшие экологические функции, участвуя в глобальном круговороте веществ, в частности в процессах почвообразования.

В настоящее время сведения о компонентном составе ВОС для горных почв отсутствуют, поэтому целью данной работы явля-

ется изучение природы и содержания водорастворимых органических соединений в некоторых типах почв горных лугов Северного Урала.

Исследования проводили на территории Печоро-Илычского государственного заповедника, в пределах хребта Мань-Хамбо (63°00' с. ш.; 59°11' в. д.). В качестве объектов исследования выбраны 2 почвенных разреза: 21-СУ (серогумусовая почва) и 15-СУ (дерново-подбур иллювиально-железистый). Общее содержание углерода органических соединений водных вытяжек из почв (ρ(СВОС)) устанавливали методом высокотемпературного каталитического окисления на анализаторе общего углерода ТОС $V_{СРН}$ (ГОСТ ГОСТ Р 52991-2008). Качественное и количественное определение низкомолекулярных органических соединений (НМОС) проводили методом газовой хроматографии и хромато-масс-спектрометрии (ГХ/МС) [4, 5]. Значения $pH_{вод}$ измеряли потенциометрически (ГОСТ 26423-85), погрешность методики 0.1 ед. pH. Номенклатура и классификация почв дана согласно «Полевому определителю почв России» [3].

Серогумусовая почва отдела органно-аккумулятивных почв расположена в пределах вейникового луга первичного происхождения (подгольцовый пояс, абс. выс. 623 м). Под хорошо разложившейся одернованной подстилкой О (0—5 см) формируется серогумусовый горизонт АУ (5—15 см) — опесчаненный легкий суглинок темно-серо-бурой окраски, обильно переплетенный корнями трав. Сообщества данного синтаксона наиболее распространены среди исследованных лугов горных массивов Северного Урала [1]. Дерново-подбур иллювиально-железистый развит в осоково-ситниковой луговинной тундре (нижняя часть горно-тундрового пояса, абсолютная высота 717 м над ур. м.). Под слаборазложившейся подстилкой О (0—2 см) развит серогумусовый горизонт АУ (2—9 см) — коричневато-серый легкий суглинок с зернистой структурой. Ниже охарактеризовано содержание и дан сравнительный анализ водорастворимых органических соединений в рассматриваемых почвах.

Общее содержание углерода ВОС органогенных горизонтов горных почв составляет 5—7 г/дм^3, для аналогичных горизонтов равнинных таежных и тундровых суглинистых почв данный показатель существенно меньше (<0.5 г/дм^3). Методом хромато-масс-спектроскопии проведен качественный анализ водорастворимых соединений. Детектированиие соединений в виде производных по-

зволило идентифицировать спирты, углеводы, алифатические кислоты, более половины которых представлены оксикислотами. При этом общее содержание идентифицируемых ВОС изучаемых объектов равно 1.8—6.2 г/дм^3, что на 1—2 порядка ниже по сравнению с упомянутыми почвами равнин. Вероятно, изучаемым объектам характерно бульшее содержание высокомолекулярных органических соединений в составе водных вытяжек и (или) иной состав низкомолекулярных соединений, определение которых затруднено в связи с ограниченными возможностями используемого метода. Различия горных и равнинных почв отмечены и в соотношении индивидуальных соединений. Если в первых углеводы составляют бульшую долю в общей массе идентифицированных соединений (около 80 %), то во вторых — лишь треть, около половины массы приходится на кислоты. Различия образования ВОС определяются особенностями состава и функционирования растительности и микробно-фаунистического комплекса. При переходе от органогенных горизонтов к минеральным содержание соединений снижается более чем на порядок, причем в серогумусовой почве эта закономерность выражена существенней. Отличны и сотношения разных классов соединений: в обоих профилях в серогумусовых горизонтах по сравнению с подстилками уменьшается доля углеводов в пользу кислот (в среднем вклад этих групп соединений становится равным 40 и 50 % соотвественно). В серогумусовой почве к соединениям, доминирующим в своих классах, относятся сахароза и глицериновая кислота, в дерново-подбуре иллювиально-железистом — D-рибоза и триоксибутановая кислота. Общим для двух разрезов является преобладание в соответствующих классах галактопиранозы и арабинозы (до 50 и 40 % соответственно); молочной и оксимасляной кислот (до 50 и 30 %), рибитола (60—80 %).

Таким образом, для почв горных лугов Северного Урала характерно специфическое накопление углеродсодержащих низкомолекулярных водорастворимых органических соединений. Несмотря на относительно большой пространственный масштаб (малая площадь) исследования, были обнаружены различия в составе и содержании НМОС в зависимости от особенностей функционирования растительности и микробно-фаунистического комплекса.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-04-00749 «Кислотный профиль как базовый регулятор почвообразовательных процессов (на примере арктических экосистем)».

Литература

1. Жангуров Е. В., Дубровский Ю. А., Дымов А. А. Морфолого-генетические особенности почв горных лугов Северного Урала // Бюллетень Почвенного института им. В. В. Докучаева. 2014. № 75. С. 36—47.

2. Орлов Д. С. Химия почв. М.: МГУ, 1992. 401 с.

3. Полевой определитель почв России. М., 2008. 182 с.

4. Шамрикова Е. В., Груздев И. В., Пунегов В. В, Хабибуллина Ф. М., Кубик О. С. Водорастворимые низкомолекулярные органические кислоты в автоморфных суглинистых почвах тундры и тайги // Почвоведение. 2013. № 6. С. 691—697.

5. Шамрикова Е. В., Кубик О. С., Пунегов В. В., Груздев И. В. Влияние разнообразия биоты на состав низкомолекулярных водорастворимых органических соединений почв южной тундры // Почвоведение. 2014. № 3. С. 295—303.

6. Djukic I., Zehetner F., Tatzber M., Gerzabek M. H. Soil organic-matter stocks and characteristics along an Alpine elevation gradient // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2010. Vol. 173. P. 30—38.

7. Drewnik M., Musielok Ł., Stolarczyk M., Mitka J., Gus M. Effects of exposure and vegetation type on organic matter stock in the soils of subalpine meadows in the Eastern Carpathians // Catena. 2016. Vol. 147. P. 167—176.

8. Lal R., 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. Geoderma 123, 1—22.

9. Egli M., Sartori G., Mirabella A., Favilli F., Giaccai D., Delbos E. Effect of north and south exposure on organic matter in high Alpine soils // Geoderma. 2009. Vol. 149. P. 124—136.

10. Post W. M., Kwon K. C. Soil carbon sequestration and land use change: processes and potential // Glob. Chang. Biol. 2000. Vol. 6. P. 317—327.

11. Simpson A. C., Zabowski D., Rochefort R. M., Edmonds R. L. Increased microbial uptake and plant nitrogen availability in response to simulated nitrogen deposition in alpine meadows // Geoderma. 2019. Vol. 336. P. 68—80.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА СКВ. ЗАПАДНО-ВУКТЫЛЬСКАЯ-1 ПО ДАННЫМ БАССЕЙНОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Е. А. Кузнецова
ПГНИУ, Пермь
e.lena.kuznetsova@yandex.ru

В последние годы наблюдается недостаточный прирост запасов углеводородов (УВ), однако значительные ресурсы нефти и газа могут быть разведаны и в старых нефтедобывающих районах. Одним из перспективных направлений исследований является изучение нефтегазоносности глубокопогруженных (ниже 4,5—5 км) отложений. Поэтому несомненный интерес для поисков скоплений УВ вызывают глубокозалегающие палеозойские отложения разреза юго-восточных районов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, которая характеризуется широким диапазоном промышленной нефтегазоносности, в её пределах наиболее изучена глубоким бурением Верхнепечорская впадина.

Нефтегазоносность глубокозалегающих отложений изучена недостаточно и очень неравномерно. Освоение больших глубин сдерживают недостаточные знания глубинного геологического строения, истории эволюции осадочных отложений и условий нефтегазоносности недр в режиме высоких температур и давлений, атакже большие технологические трудности и высокие финансовые затраты. Для таких слабоизученных геологических объектов может быть эффективно использование бассейнового моделирования. В настоящее время существует несколько программ, как зарубежных, так и отечественных, которые позволяют численно реконструировать историю погружения и эволюцию температурных условий пород осадочного чехла и фундамента и на основе этого восстанавливать историю реализации нефтегазогенерационного потенциала материнских толщ осадочного бассейна. Методика бассейнового моделирования рассматривается во многих работах [2, 5—7], оно всегда проводится на основании обширной базы данных результатов геологических, геофизических и геохимических исследований.

В данной статье использованы результаты одномерного моделирования, проведенного с помощью программы Petro Mod (Schlumberger).Для определения особенностей формирования не-

фтегазоносности глубокопогруженных отложений рассмотрены результаты моделирования параметрической скважины Западно-Вуктыльская-1 (забой 5605 м), которая вскрыла отложения палеозойской эры темы вплоть до нижнего отдела ордовикской системы. Основные нефтематеринские толщи выделены в девонских и нижнекаменноугольных отложениях. Коллекторы разной емкости распространены по всему разрезу скважины, прежде всего это каменноугольные и нижнепермские толщи. В разрезе отмечены также покрышки, наибольшее значение имеют отложениякунгурского яруса, которые являются региональным флюидоупором.

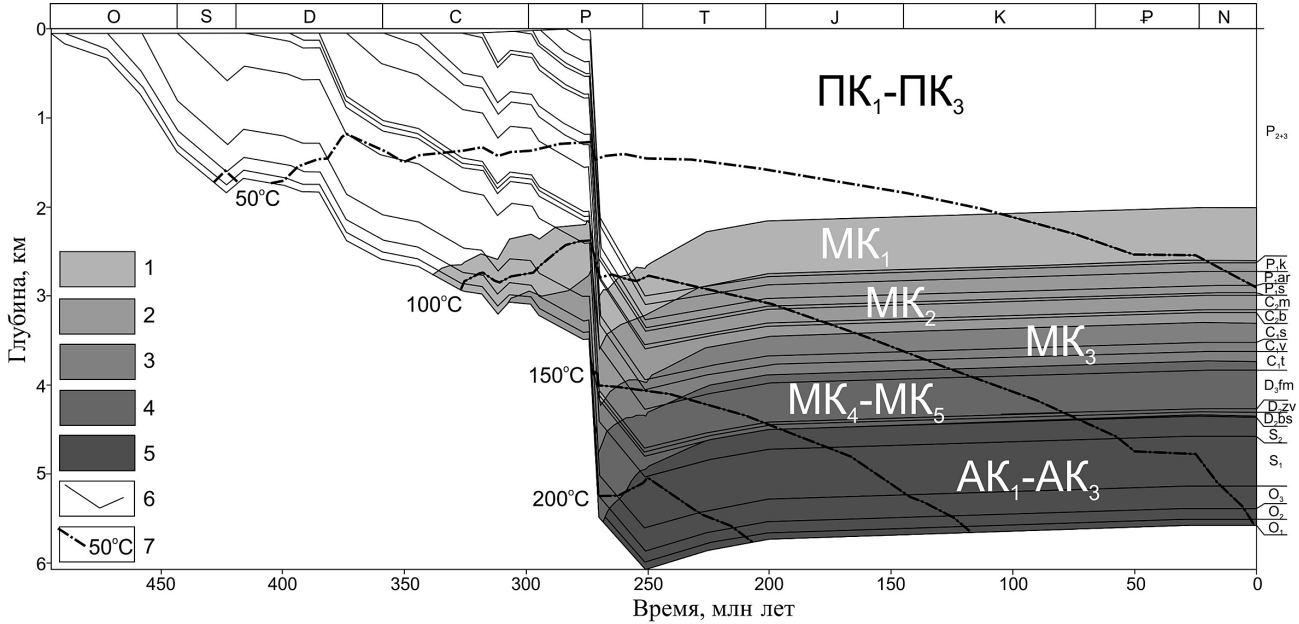
Модель формирования территории и геотермический режим согласованы с основными этапами развития Предуральского прогиба. Степень достоверности моделей оценивалась через сравнение рассчитанных и современных замеренных значений температуры, давлений и результатам пиролитических исследований, а также по данным атласа «Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции» [3], также были использованы результаты определения отражательной способности витринита (ОСВ) по разрезу ближайших параметрических скважин. При калибровке подбирались мощности размытых отложений и тепловые потоки.

В результате одномерного моделирования были получены модели, отображающие формирование современного геологического разреза, свойства горных пород, историю осадконакопления, прогрева и нефтегазогенерации в исследуемом районе с возможностью анализировать не только современный геологический разрез, но и его состояние на любой момент геологического времени в прошлом [4].

На модели погружения, прогрева и нефтегазогенерации (см. рисунок) выделяются три основных этапа увеличения амплитуды погружения: 1) ордовикско-силурийский, 2) девонско-каменноугольный и 3) пермский.

Для прогноза нефтегазоносности важное значение имеет оценка уровня зрелости органического вещества (ОВ), степень катагенеза оценивалась по рассчитанным значениям ОСВ. По результатам моделирования нижняя граница градации ПК (ОСВ = 0,55 %) выделяется на глубине 1905 м. Стоит отметить, что вычисленная мощность зоны ПК меньше, чем в подобных осадочных бассейнах. Это позволяет предположить, что верхняя часть разреза была размыта.

Градаций катагенеза $МК_1$—$МК_3$ (главная зона нефтеобразования (ГЗН), ОСВ = 0,55—1,30 %) достигают толщи от турнейского яруса и до низов нерасчлененных биармийского и татарского яру-



Модель погружения, прогрева и нефтегазогенерации по данным скв. Западно-Вуктыльская-1. Условные обозначения: 1—3 — ГЗН, 4—5 — ГЗГ, 6 — кривые погружения, 7 — палеоизотермы

сов пермской системы, «нефтяное окно» распространяется до глубины 3550 м. Пику генерации нефти (ОСВ = 0,7—1,0 %) отвечают отложения начиная с верхов нижнекаменноугольного отдела и до приуральского отдела пермской системы в интервале 2600—3310 м. Ниже и до забоя скважины установлена реликтовая главная зона газообразования (ГЗГ).

К глубокопогруженным отложениям можно отнести толщи ордовикской системы и нижний отдел силура. В разрезе скважины нижнеордовикские отложения слагают песчаники с частыми тонкими прослойками аргиллитов, гравелитов и ангидрита. Средний и верхний отделы представлены доломитами глинистыми с примесью кварцевых зерен с включениями и прослоями ангидрита. Разрез нижнего силура представлен в основном доломитами.

По данным пиролиза эти толщи характеризуются невысоким генерационным потенциалом, содержание общего органического углерода в породах этого комплекса также невелико, а рассеянное органическое вещество пород представлено в основном керогеном смешанного (II и III) типа.

Отложения ордовикской системы и нижнего отдела силура поочередно вступали в ГЗН с визейского по сакмарский век, а затем в раннюю и среднюю эпохи перми достигли ГЗГ (см. рисунок), при этом реализовав весь свой нефтяной потенциал. Коэффициент трансформации достигает 100 % к концу периода.

Результаты одномерного моделирования параметрической скважины Западно-Вуктыльская-1 показали, чтов глубокопогруженных отложениях в основном происходили процессы генерации газов и газоконденсатов, которые могли обеспечить формирование залежей как в глубоких толщах, так и в вышележащих горизонтах. Перспективы газоносности глубокопогруженных отложений подтверждаются результатами испытаний скважины. Наиболее глубокопогруженным является потенциально нефтегазоносный нижнеордовикский терригенный НГК. В комплексе на больших глубинах притоков и залежей УВ пока не обнаружено, но возможная продуктивность подтверждается газопроявлениями, полученными при испытании рассмотренной скважины (5490—5604 м) [1]. В итоге можно сделать вывод, что глубокопогруженные отложения Верхнепечорской депрессии — это одна из возможностей наращивать ресурсы нефти и газа на больших глубинах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00220.

Литература

1. Башкова С. Е., Карасева Т. В. Закономерности распространения залежей углеводородов на больших глубинах в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2014. № 7. С. 50—54.

2. Галушкин Ю. И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир, 2007. 456 с.

3. Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции / С. А. Данилевский, З. П. Склярова, Ю. М. Трифачев // Атлас карт. Ухта: Региональный дом печати, 2001.

4. Кузнецова Е. А. Особенности геологического строения и формирования нефтегазоносности в районе Вуктыльского надвига // Вестник ПНИПУ. Геология. Нефтегазовое и горное дело. 2017. Т. 16. № 4. С. 313—320. DOI: 10.15593/2224-9923/2017.4.2.

5. Allen A. Ph., Allen J. R. Basin analysis: principles and application to petroleum play assessment. 3 ed. Wiley-Blackwell, 2013. 619 p.

6. AlHajeriM. M., SaeedM. Al, Derks J. et al. Basin and petroleum system modeling // Oilfield Rewiew. 2009. Vol. 21, iss. 2. P. 14—29.

7. Hantschel T., Kauerauf A. Fundamentals of basin and petroleum systems modeling. Berlin: SpringerVerlag, 2009. 476 p. DOI: 10.1007/978-3-540-72318-9.

ТИТАНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ПРИ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМЕ ПОРОД НЕРКАЮСКОГО ЭКЛОГИТ-СЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Е. В. Кушманова
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
e.v.kushmanova@mail.ru

Неркаюский эклогит-сланцевый комплекс расположен на восточном склоне Приполярного Урала [1]. В его составе преобладают гранат-слюдяные кристаллические сланцы, гранат-барруазитовые амфиболиты и эклогиты, а также продукты их низкотемпературного диафтореза (хлорит-мусковит-альбит-кварцевые, эпидот-хлорит-актинолитовые и эпидот-глаукофановые сланцы) [2].

Титанистые минералы за счёт своего образования при различных термодинамических условиях являются прекрасными индикаторами полиморфного метаморфизма. Титановую минерализацию и переходы титановых минералов из одного состояния в другое изучали в свое время Г. Н. Вертушков [3, 4] и В. С. Мясников [5] при исследовании слабо метаморфизованных основных эффузивов и амфиболитов. Позднее были проведены исследования ильменит-содержащих метапелитов и прослежено изменение минерализации титанистых минералов в метаморфических породах Таймырской складчатой области и Тиманского кряжа [6].

В ходе исследований было определено, что в зеленосланцевой фации образуется лейкоксен ($Fe_2Ti_3O_9$). При дальнейшем повышении температуры и давления (эпидот–амфиболитовая фация) происходит образование ильменита ($FeTiO_3$). Рутил (TiO_2) кристаллизуется при более высоких температурах и давлениях из-за обладания наименьшего молекулярного объёма из всех модификаций оксида титана. В условиях гранулитовой и эклогитовой фаций рутил образовывается в виде зёрен, а также он замещает ильменит в условиях амфиболитовой фации. Титанит ($CaTiSiO_5$) преимущественно формируется при снижении температуры и давления. При замещении более высоко метаморфизованных Ti-минералов титанитом можно судить о диафторезе пород.

Эволюцию титанистых минералов для неркаюского комплекса при изучении амфиболов впервые отметили И. И. Голубева и В. В. Козлов [7].

Химические составы титанистых минералов в породах неркаюского эклогит-сланцевого комплекса (в мас. %)

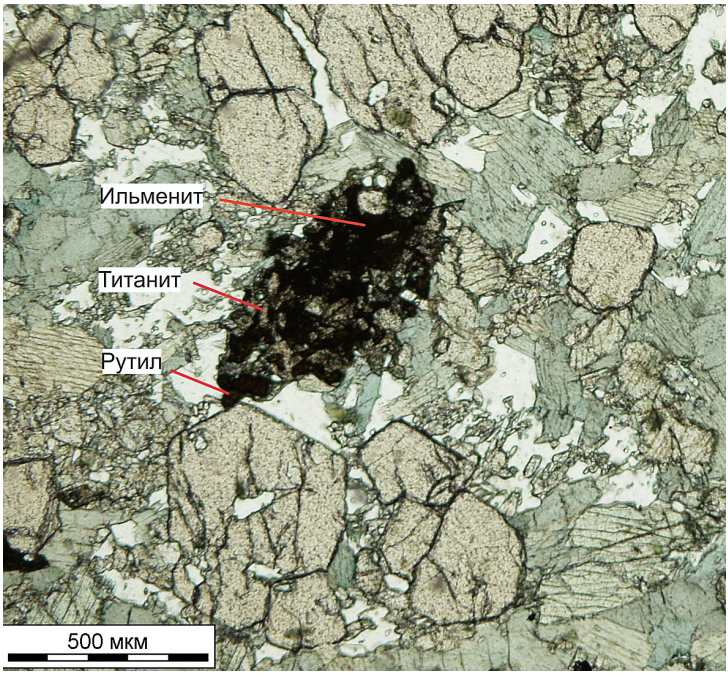
	Рутил		
	эклогиты	амфиболиты	кр. сланцы
TiO_2	94,27—104,67	90,06—95,43	92,83—96,95
FeO	0,03—1,00	0,24—1,01	0,45—1,19
CaO	0,17—0,69	0,06—2,09	0,00—0,34
MnO		0,02—0,18	0,05—0,14
V_2O_5	0,97—1,55	0,57—1,34	0,53—1,82
Nb_2O_5	0,00—0,01	0,33—0,42	0,22—0,44
SiO_2	0,19—0,22	0,26—1,65	0,00—0,36
Al_2O_3		0,00—0,16	0,00—0,17
MgO			
Sc_2O_3			
	Ильменит		
	эклогиты	амфиболиты	кр. сланцы
TiO_2	49,81—59,33	45,86—49,75	48,51—49,94
FeO	42,66—52,53	41,47—44,03	42,26—45,95
CaO	0,29—0,75	0,00—0,12	0,00—0,33
MnO	0,46—3,11	3,08—4,60	1,34—2,09
V_2O_5	0,38—0,87	0,37—0,50	0,42—0,82
Nb_2O_5	0,00—0,10	0,19—0,44	0,00—0,16
SiO_2	0,21—0,98	0,20—0,28	0,00—0,26
Al_2O_3	0,00—0,03		0,00—0,48
MgO			
Sc_2O_3			
	Титанит		
	эклогиты	амфиболиты	кр. сланцы
TiO_2	39,05—49,94	34,02—37,39	34,69—37,00
FeO	0,19—1,27	0,27—1,68	0,94—1,21
CaO	25,37—30,03	25,57—27,38	25,37—26,49
MnO	0,04—0,15	0,13—0,27	
V_2O_5	0,01—0,93	0,35—1,41	0,54—0,55
Nb_2O_5			0,00—0,13
SiO_2	26,21—32,96	26,89—28,96	26,71—28,62
Al_2O_3	0,63—2,08	1,12—2,48	0,96—2,75
MgO	0,17—0,41		0,00—0,36
Sc_2O_3	0,00—0,33		

В породах неркаюского комплекса (эклогитах, амфиболитах, кристаллических сланцах) из титанистых минералов были диагностированы рутил, ильменит, титанит (см. таблицу).

В эклогитах рутил и титанит встречаются совместно: рутил в основном полностью замещает ильменит, только в единичных зернах рутил не полностью преобразовал ильменит; титанит окаймляет рутил, частично замещая этот минерала. Скопления зерен рутила и титанита напоминают пойкилобласты.

В амфиболитах наблюдается замещение ильменита рутилом: оба минерала замещаются частично титанитом (см. рисунок). Количество рутила в эклогитах немного выше, чем в амфиболитах. Также иногда титанит может присутствовать не только в ассоциации с рутилом и ильменитом, но и в виде отдельных ромбовидных или удлиненных кристаллов, или скоплений зёрен этого минерала.

В кристаллических сланцах встречается ильменит, который частично или чаще всего полностью замещён рутилом. Петрографическим методом титанит не был обнаружен, но при по-



Замещение рутила и ильменита титанитом в амфиболитах

мощи микрозондового анализ было выявлено наличие небольшого количества данного минерала. Количество кристаллов рутила в кристаллических сланцах значительно меньше, чем в эклогитах и амфиболитах.

В целом, в породах комплекса чётко прослеживается прогрессивный метаморфизм, до условий эклогитовой фации, при котором происходило замещение ильменита рутилом, и последующий диафторез с замещением рутила и ильменита титанитом.

Исследования проведены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 18-5-5-19.

Литература

1. *Pystin A. M., Kazak A. P., Chernyshev Y. A.* Eclogites of the Nerkaysky complex in the Polar region of the Urals // International Geology Review. Vol. 32. Is. 11. 1983. P. 1108—1119.

2. Пыстин А. М., Кушманова Е. В., Потапов И. Л., Панфилов А. В. Неркаюский метаморфический комплекс Приполярного Урала. Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. № 11. 2014. С. 14—19.

3. Вертушков Г. Н., Соколов Ю. А., Яшкин В. И. Метаморфизм железо-титановых месторождений уфалейской группы // Зап. ВМО, ч. XCV, вып. 1. 1966. С. 10—16.

4. Вертушков Г. Н. Метаморфизм железо-титановых месторождений кусинского типа // Научные доклады высшей школы, №3. 1958 г. С. 139—143.

5. Мясников В. С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявлений в них метаморфизма // Геология рудных месторождений, № 2, 1959. С. 49—62.

6. Коробова Н. И. Ильменитсодержащие сланцы Таймыра // ДАН СССР, 1965. Т. 162. № 1. С. 15-20.

7. Голубева И. И., Козлов В. В. Амфиболиты неркаюского комплекса. Петрология и минералогия севера Урала и Тимана: Сборник статей. Сыктывкар, 2008. № 5. 148 с. (Труды Института геологии Коми научного центра УрО Российской АН. Вып. 124).

ИЗУЧЕНИЕ СЕРПЕНТИНОВ МЕТОДАМИ СИНХРОННОГО ТЕРМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Е. С. Логинов
ЮФУ, Ростов-на-Дону
egor.loginov.97@gmail.com

Изучение минерального состава серпентинитов имеет важное значение для решения широкого спектра задач — от реконструкции геодинамических режимов до оценки минерагенических перспектив ультрабазитовых массивов. При этом для достоверной идентификации минералов группы серпентина необходимо применение современных инструментальных методов, среди которых эффективны методы термического анализа [3—6]. Однако, анализ опубликованных данных показывает, что справочные сведения о термических эффектах серпентинов содержатся в немногочисленных работах, а приводимые в них температуры диагностических эффектов для минеральных видов изменчивы (так для лизардита приводится интервал экзоэффекта от ~620 до ~710 °С) [2, 4, 5].

В работе представлены результаты термического анализа образцов серпентинитов из Даховского кристаллического поднятия Большого Кавказа и Баженовского массива Урала. Изучение температурных эффектов проведено с применением прибора STA 449 Jupiter (шаг 10°С /мин, аргоновая атмосфера), совмещенного с квадрупольным газовым масс-спектрометром QMS 403C Aeolos. Рентгенофазовый анализ выполнен на дифрактометре Дрон-7, с излучение CuKα.

В структуре Даховского поднятия серпентиниты присутствуют в виде протрузий, приуроченных к крупному разлому [1], и контролируют размещение уран-торий-редкоземельной минерализации в сопряженных кальциевых метасоматитах [2]. Породы обычно состоят из ориентированных параллельно контактам протрузий пластинчатых или угловатых обломков серпентинита, связанных агрегатом серпентина, часто содержащим пылеватую примесь магнетита, характеризуются петельчатой структурой с размером петель ~0,1 мм (рис. 1, а, б). Данные рентгенофазового анализа указывают на лизардитовый состав с присутствием магнетита (PDF 50-1625 и 19-629), основной рефлекс серпентина соответствует межплоскостному расстоянию 7,17 Å. Образец из Баженовского массива, предо-

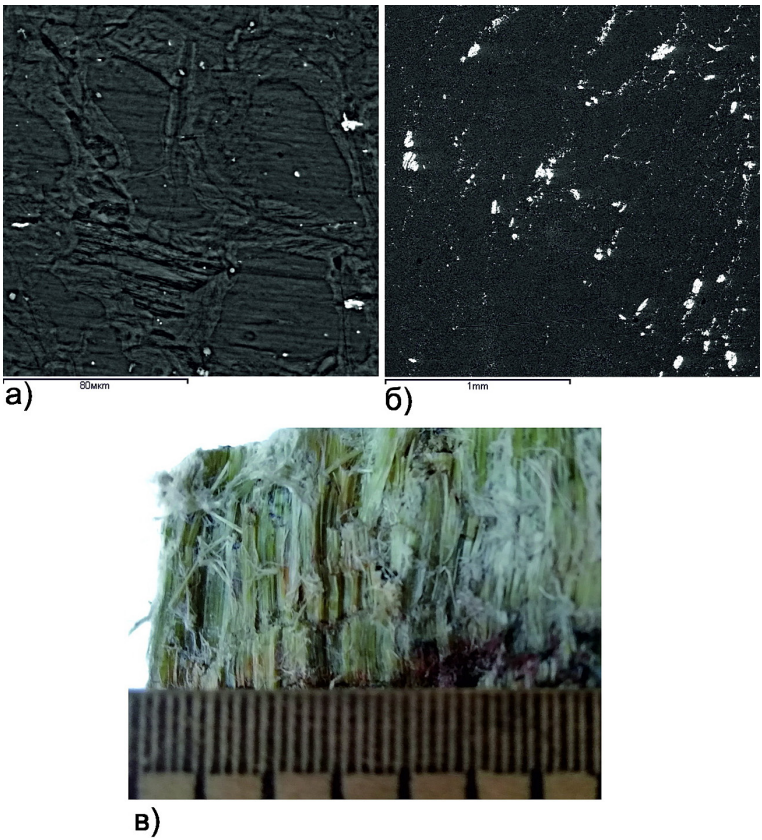


Рис. 1. Структурно-текстурные особенности серпентинитов: а — петельчатая структура даховского серпентинита; б — выделения вторичного магнетита в даховском серпентините; в — баженовский хризотил-асбест.

ставленный Минералогическим музеем ЮФУ, представлен хризотил-асбестом (рис. 1, в).

При изучении данных термического анализа установлено, что для даховских серпентинов (рис. 2, а) зафиксирован два эндотермических эффекта при температурах 620—640 °С и ~760°С обусловленных двухстадийной дегидратации [7]. Это подтверждается фиксацией таких же пиков на кривой динамике выделения воды. Экзоэффект при ~821—822 °С, связанный с образованием энстатита [5, 6]. Такой характер термических эффектов характерен для лизардитов [2].

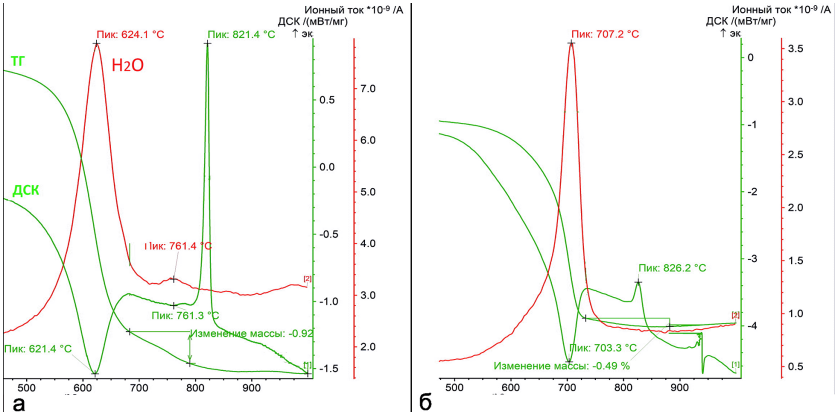


Рис. 2. Кривые синхронного термического анализа (ТГ, ДСК) и динамики выделения воды по результатам газовой масс-спектрометрии: а — даховский серпентинит, б — хризотил-асбест

Для уральского серпентинита на кривых термического анализа зафиксирован один эндотермический эффект при ~703 °С и выраженный экзоэффект ~826 °С, что позволяет относить его к хризотил-асбесту [3].

Таким образом, представленные результаты доказывают эффективность применения STA для идентификации минералов группы серпентина. Судя по ассоциации с пылевидным вторичным магнетитом (рис. 1б), изученный образец относится к β-лизардиту [4]. В качестве диагностического признака β-лизардита может рассматриваться дегидратация в интервале 620—640 °С, при этом смещение термических эффектов в серпентинитах связано с соотношением октаэдрических (бруситовых) и тетраэдрических слоёв [5].

Литература

1. Попов Ю. В., Пустовит О. Е. Основные черты тектонического строения территории полигона «Белая речка». Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ, 2010. 46 с.

2. Попов Ю. В., Бураева Е. А., Цицуашвили Р. А. Удельная активность ^{40}K, ^{226}Ra, ^{232}Th в кристаллических породах Даховского поднятия (Большой Кавказ) // Успехи современного естествознания. 2014. № 9—2. С. 115—119.

3. Mária Földvári. Handbook of thermogravimetric system of minerals and its use in geological practice. Budapest. 2011.180 p.

4. Варлаков А. С. Серпентиниты ультраосновных пород Урала // Уральский минералогический сборник. 1999. № 9. С. 78—101.

5. Zulumyan N., Mirgorodski A., Isahakyan A., Beglaryan H. The mechanism of decomposition of serpentines from peridotiteson heating // Journal of Thermal Analysis and Calorimetry. 2014. Volume 115 (2). P. 1003—1012

6. Zulumyan N., Isahakyan A., Beglaryan H., Melikyan S. A study of thermal decomposition of antigorite from dunite and lizardite from peridotite // Journal of Thermal Analysis and Calorimetry. 2018. Volume 131 (2). P. 1201—1211.

7. Mackenzie, K. J. D., Meinhold, R. H. Thermal reactions of chrysotile revisited: A 29Si and 25Mg MAS NMR study // The American Mineralogist, 1994. V. 79 (1—2). P. 43—50.

ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО КЕРНОХРАНИЛИЩА

А. А. Макаровский, Д. С. Макаровкая
УГТУ, Ухта
shakhova_dasha@mail.ru

Рождение регионального кернохранилища связано с созданием геологического музея в геологическом бюро Ухтинской экспедиции, затем он переехал в Горный техникум и закончил свое существование в Центральной научно-исследовательской лаборатории (ЦНИЛ).

Первыми создателями музея были заключённые-геологи: Н. Н. Тихонович, Б. Р. Компанец, П. И. Антонов, Н. М. Ледков, К. Г. Войновский-Кригер, И. И. Гинзбург, Г. А. Кубасов, Г. А. Рашкуев, Г. И. Боровко.

В феврале 1932 года руководитель геологической службы Н. Н. Тихонович назначил заведующим геологическим музеем Боровко Григория Иосифовича. В 1934 году из геологического бюро музей был перемещен в Ухто-Печорский горный техникум.

05.01.1953 года по приглашению главного геолога О. А. Солнцева был назначен заведующим геологическим музеем и кернохранилищем В. И. Свиридов. Как выяснилось, музея как такового не существовало. В деревянном помещении были только пустые витрины. Куда исчезли 5000 экспонатов и документация-неизвестно. Поэтому основная работа велась в кернохранилище. Так как коллекции геологов были в плохом состоянии, приходилось с лупой устанавливать этикетки и составлять каталоги. Керн по опорным скважинам также был в безобразном состоянии: ящики нестандартные без маркировки, а керн структурно-колонковых скважин вообще хранился в крафт-бумаге. Поэтому пришлось приводить каменный материал в надлежащий вид, заводить документацию на поступающий керновый материал по скважинам и готовить его к комплексной обработке.

Благодаря стараниям главного геолога УТГУ Вассермана Бернгарда Яковлевича и на основании письма Мингеологии СССР от 23.06.1967 года № СТ-2436/11 было разрешено включить в план работы УТГУ мероприятия по упорядочению и хранению керна, полученного при бурении на нефть и газ. С этой целью начальником УТГУ Н. Т. Забродоцким и главным геологом по нефти и газу Б. Я. Вассерманом при УТЭ в мае 1969 года была поставлена специальная тема № 31 «Систематизация, учёт и хранение образцов

горных пород и ископаемых остатков, полученных при производстве геологоразведочных работ в ТПП». Руководителем темы был назначен геолог Б. М. Овчинников, геологом — В. И. Свиридов. Основной задачей работы по теме являлась комплексная экспозиция материалов бурения и поисков, геологического строения ТПП, Тимана, Пай-Хоя, Урала, полезные ископаемые в этих регионах.

В январе 1972 года при УТЭ УТГУ была создана лаборатория сбора, хранения и обработки каменного материала, а 1 февраля 1972 года в лабораторию были переданы: геологический музей, кернохранилище и техническая библиотека, возглавляемая старшим геологом В. И. Свиридовым.

При кернохранилище была создана группа по созданию эталонных коллекций по регионам Тимано-Печорской нефтегазовой провинции. Эта работа велась и попутно при упорядочении, сокращении и ликвидации керного материала [1].

Региональное кернохранилище является самым крупным в Северо-Западном регионе России. Здесь собран и хранится каменный материал (керн) по скважинам, пробуренным за всю историю освоения не только Тимано-Печорской провинции, но и Мезенской синеклизы, Кировско-Кажимского прогиба.

В Региональном кернохранилище хранятся:

— петрофизическая коллекция (цилиндры, кубики), характеризующая все нефтегазоносные районы ТПП;

— коллекция каменного материала, представляющая сводные разрезы наиболее крупных месторождений нефти и газа ТПП;

— эталонные коллекции каменного материала, характеризующие весь разрез фундамента и осадочного чехла отдельных нефтегазоносных районов Тимано-Печорской провинции.

Документация кернового (каменного) материала. Вся информация по приемке и обработке кернового материала содержится в электронном виде в базе данных Регионального банка цифровой геолого-геофизической информации (РБЦГИ) Тимано-Печорской провинции, в информационной системе «КЕРН», предназначенной для сопровождения процессов учета и хранения керна, а также прослеживания «движения» кернового материала при его обработке и лабораторном анализе.

Основными функциями информационной системы «КЕРН» являются:

— учет керна по алфавиту;

— учет керна по нефтегазоносным районам;



Рис. 1. Установка ГеосФото

— учет керна по нефтегазоносным комплексам и стратиграфическим подразделениям внутри них;

— поинтервальный учет керна по каждой скважине;

— учет местонахождения керновых ящиков по скважинам;

— формирование отчетной формы ведомости наличия керна по скважине.

Техническое оборудование. Для подготовки кернового материала к исследованиям кернохранилище располагает камнерезной мастерской, оборудованной:

— станками с водяным охлаждением для высверливания цилиндрических заготовок диаметром 30 мм и 50 мм длиной до 100 мм;

— станками с водяным охлаждением для распиловки керна любого диаметра вдоль и поперек оси длиной до одного метра.

Для качественного и оперативного фотографирования керна как при дневном свете, так и в ультрафиолетовом освещении используется цифровая фотографическая установка ГеосФото (см. рис. 1).

Организация хранения керна включает в себя ревизию условий хранения и его состояния, упорядочение и сокращение, а также систематизацию освещенности районов ТПП керновым материалом и его механическую обработку (см. рис. 2, 3). Основная задача кер-



Рис. 2. Условия хранения керна до переезда в ТП НИЦ



Рис. 3. Условия хранения керна после переборки в новые ящики

нохранилища — создание условий для долговременного хранения керна и возможностей для работы с каменным материалом.

На всем протяжении работы двери Регионального кернохранилища всегда были открыты для студентов, сотрудников и преподавателей УГТУ. Информация по изучению керна использовалась при написании научных статей, тематических работ и диссертаций.

Литература

1. Мы были первыми!.. ГУП РК ТП НИЦ, Ухта. Киров: ОАО «Кировская областная типография», 2008. 396 с.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ЗЮВИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ

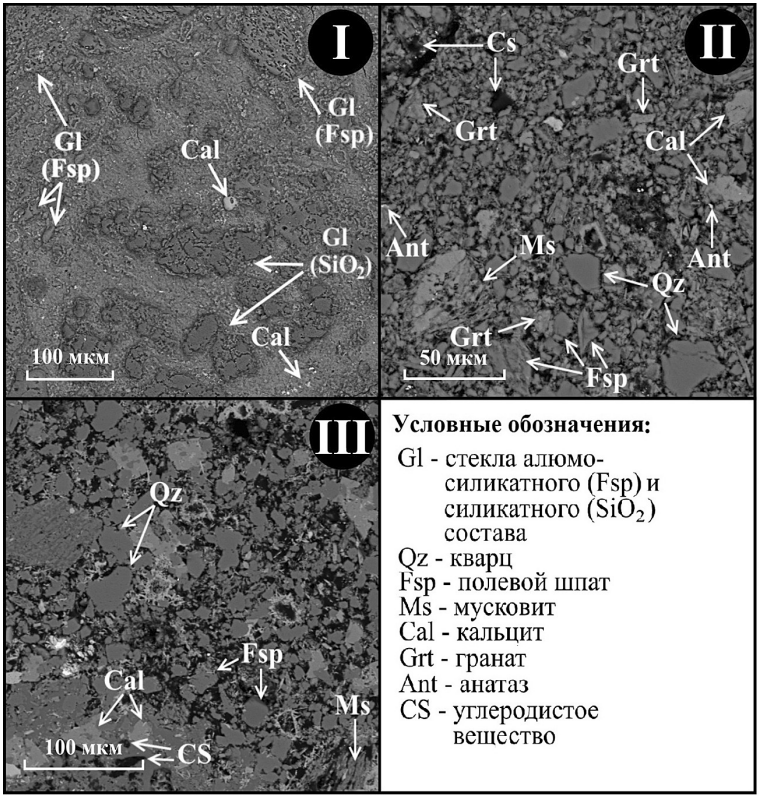
Н. И. Максименко
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
nadiamaximenko@mail.ru

В результате экспедиционных работ 2015 г. зювиты, слагающие борта Карского метеоритного кратера, были классифицированы на три разновидности, исходя из предположения о различии преобладающего протолита для каждого типа [1]. Предполагается, что исходными породами для зювитов I типа являлись песчаники, алевролиты и силикатные магматические породы; для зювитов II типа — известковистые алевролиты и известняки; для зювитов III типа — угли и существенно углистые отложения. В связи с этим дальнейшее углубленное изучение выделенных разновидностей представляет собой весьма актуальную и важную задачу с целью подтверждения предполагаемых различий между ними.

Нами были проведены детальное исследование и сравнительный анализ геолого-минералогических характеристик трех типов зювитов [2,3], проведенные методом оптической микроскопии, микрозондового и силикатного анализа.

Установлено, что разновидности зювитов формируют протяженные разнонаклонные массивные скальные выходы на берегах рек Анарога, Кара и Сопчаю. Зювиты I типа тесно пространственно и генетически связаны с тагамитами. Зювиты IIтипа находятся в тесном пространственном расположении с известковистыми алевролитами и известняками подложки. Контакты зювитов III типа с породами мишени в современном эрозионном срезе пока не были обнаружены.

В ходе изучения минералого-петрографических особенностей зювитов выяснено, что зювиты I типа обладают наименьшим содержанием кластогенно-расплавного матрикса (см. рисунок) преимущественно алюмосиликатного, силикатного и магнезиального состава. Данная разновидность выделяется максимальным количеством (до 55 %) преимущественно нераскристаллизованных витрокластов с флюидальными текстурами и весьма причудливыми формами, размер которых достигает 0.7 мм. Среди таких стекол



Электронно-микроскопические изображения разновидностей зювитов: **I** — кластогенно-расплавный матрикс зювитов I типа, **II** — пепловый спекшийся, частично стеклоподобный матрикс зювитов II типа, **III** — пористый, частично спекшийся матрикс зювитов III типа. Изображения в упругоотраженных электронах

преобладают разности ортоклазового и санидинового состава с повышенным содержанием кремнезема и щелочей. Кроме того, зювиты I типа отличаются минимальным количеством интенсивно преобразованных литокластов, среди которых превалируют песчаники и сланцы.

Зювиты II типа характеризуются тонкодисперсным пепловым частично стеклоподобным преимущественно спекшимся матриксом (см. рисунок) со значительной долей карбонатного вещества.

Эти породы содержат минимальное количество (10—30 %) кластов преимущественно девитрифицированных массивных изометричных пористых импактных стекол [3] алюмосиликатного состава с высоким содержанием CaO, FeO и MgO. Размеры витрокластов варьируют в пределах 0.7—4 мм. В данном типе преобладают в различной степени измененные класты известняков и алевролитов.

Третья разновидность зювитов отличается значительным содержанием весьма пористой частично спекшейся основной массы (см. рисунок), обогащенной углеродистым веществом. Зювиты III типа существенно обеднены (15—30 %) кластами пористых импактных стекол с пятнистыми, флюидальными, реже массивными текстурами и различной степенью раскристаллизации. Такие фрагменты достигают 5 мм, содержат существенное количество включений и характеризуются ортоклазовым составом с достаточно низким содержанием SiO_2. Данная разновидность зювитов выделяется максимальным количеством (до 75 %) весьма литологическиразнообразных кластов пород.

В результате анализа петрохимических данных, полученных в ходе силикатного анализа обломочных импактитов, выявлено, что три типа зювитов характеризуются значительным расхождением петрохимических характеристик. Так, зювиты I типа, в сравнении с другими, отличаются повышенным содержанием глинозема, железа, TiO_2, MgO и суммы щелочей. Вторая разновидность зювитов обладает значительным содержанием CaO, относительно высоким содержанием глинозема, MgO, Fe_2O_3, щелочей и CO_2, в то время как зювиты III типа характеризуются повышенным количеством кремнезема, достаточно высоким содержанием глинозема и CaO.

Таким образом, установленные геолого-минералогические особенности типов обломочных импактитов четко указывают на различие между тремя разновидностями зювитов на всех уровнях выполненных исследований, на основании чего можно с уверенностью подтвердить обоснованность типовой классификации карских зювитов. Результаты исследований имеют важное практическое значение и могут быть использованы для дальнейшего изучения и выявления новых и переходных разновидностей зювитов, что будет способствовать более целостному классифицированию карских импактитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 17-17-01080.

Литература

1. Шумилова Т. Г., Исаенко С. И., Ковальчук Н. С., Уляшев В. В., Макеев Б. А. Разновидности импактитов, апоугольных алмазов и сопутствующих углеродных фаз Карской астроблемы // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2016). Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2016. С. 270—271.

2. Максименко Н. И., Шумилова Т. Г., Ковальчук Н. С. Своеобразие обломочной компоненты разновидностей зювитов Карской астроблемы // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2018). Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. С. 189—190.

3. Максименко Н. И., Зубов А. А. Особенности кластогенных и жилоподобных импактных стекол Карской астроблемы // Новое в познании процессов рудообразования: Седьмая Российская молодежная научно-практическая Школа. Сборник материалов. М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 184—186.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМСКОГО ВОЗРАСТА ПО ЭЛЕКТРОМЕТРИЧЕСКИМ МОДЕЛЯМ ФАЦИЙ В. С. МУРОМЦЕВА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

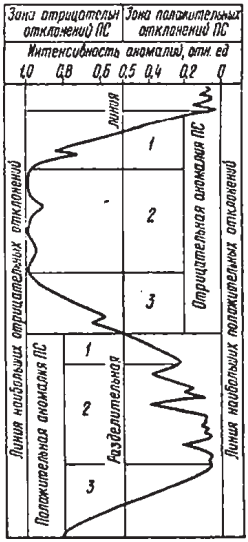
И. А. Маракова
УГТУ, Ухта
miss.marakova@mail.ru

В настоящее время во многих традиционных районах нефтегазодобычи Тимано-Печорской провинции фонд поисковых объектов исчерпывается. В северо-восточной части Тимано-Печорской провинции открыт целый ряд залежей углеводородов различного генезиса в пермских терригенных отложениях. Залежи находятся в ловушках различного типа, приуроченные к пологим зонам палеосклонов, моноклиналям и контролируемыми антиклиналями. Как правило, открытия имели эпизодический характер и в континентальной части являлись попутными. Поэтому для решения проблемы поиска новых объектов в терригенных отложениях требуются новые методические подходы. Установление фациальных условий образования песчаных тел позволит выяснить их пространственное размещение и выполнить прогноз коллекторских свойств пород.

На основе комплексного анализа описаний кернового материала и каротажных диаграммпо 23 скважинам выполнена реконструкция фациальных условий осадконакопления (вал Сорокина, Коротаихинская впадина, шельф).

Реконструкция фациальных условий осадконакоплений проводилась по электрометрическим моделям фаций В. С. Муромцева. Теоретические и методические основы прогноза песчаных тел разработанные В. С. Муромцевым делают его возможным при отсутствии или минимальном количестве кернового материала.

По В. С. Муромцеву под электрометрической моделью ритма мы понимаем ряд характерных электрометрических аномалий, обнаруживающих тенденцию к многократному повторению в определенной последовательности на изучаемом отрезке каротажной кривой. Электрометрические модели ритмов различного генезиса отличаются друг от друга по характеру размещения положительных и отрицательных аномалий, соответствующих положению в раз-



Части кривой: 1 — верхняя, 2 — средняя, 3 — нижняя (по В. С. Муромцеву)

резе ритма песчаных и глинистых пород. [1]. Электрометрическую модель фации отображает свойственная только ей форма кривой потенциалов собственной поляризации.

Главным геологическим событием явилось столкновение в раннепермское время Восточно-Европейского континента с Тагильско-Магнитогорской островной дугой — активной окраины Сибирского континента. В результате субдукции океанской коры Уральского палеоокеана и коллизии суперконтинентов образовался Уральский ороген, явившийся в дальнейшем основным источником обломочного терригенного материала переносимого по рекам с континента в шельфовую часть океана.

Исследуемые терригенные разрезы сложены преимущественно переслаиванием песчаников, глин, встречаются пропластки углей, которые формировались в прибрежно-морских, дельтовых и континентальных обстановках.

По результатам сейсмостратиграфического анализа и выявления электрометрических фаций на площадях акватории Печорского моря, в том числе на Северо-Гуляевской площади, подтверждаются перспективы связанные с верхнепермским нефтегазоносным комплексом. Оперативный локальный прогноз позволил установить особенности изменения литологического состава, мощностей, коллекторских свойств пород и выделить благоприятные поисковые зоны. Перспективы связаны отложениями с руслового, дельтового и авандельтового генезиса.

Литература

1. Муромцев В. С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.

2. Грунис Е. Б. Маракова И. А. Ростовщиков В. Б. Особенности строения, условия формирования пермского терригенного комплекса, этапы образования неантиклинальных ловушек в северо-восточной части Тимано-Печорской провинции // Геология нефти и газа, 2017. С.13—25.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

И. А. Маракова, З. М. Ахметжанова
УГТУ, Ухта
miss.marakova@mail.ru , zumrad96@mail.ru

Российский шельф Баренцева моря — является наиболее изученным по сравнению с шельфами других морей России. Здесь закончено строительством 37 скважин, из которых 32 дали промышленные притоки нефти и газа.

Нефтяные и нефтегазоконденсатные месторождения расположены в юго-восточной части Баренцева моря. На остальной части шельфа Баренцева моря открыты только газовые и газоконденсатные месторождения [4, стр. 19].

Баренцево море охватывает западную часть арктического шельфа, включающую Баренцево-Карскую окраинно-материковую плиту, ограниченную прогибами Северного Ледовитого и севера Атлантического океанов.

Основными структурными элементами акватории Баренцева моря являются Южно-Баренцевская, Северо-Баренцевская, Восточно-Баренцевская впадины, Центрально-Баренцевское поднятие. С востока рассматриваемая акватория отделена Новой Землей от Южно-Карской синеклизы. Западнее Центрально-Баренцевского поднятия расположен Нордкапский прогиб, а Северо-Баренцевская впадина ограничена с запада Шпицбергенской антеклизой, с севера — сводовым поднятием Земли Франца-Иосифа. В восточной части Северо-Баренцевской впадины выделяется обширное Адмиралтейское поднятие, отделенное Прогибом Седова от Новой Земли. С юго-запада Южно-Баренцевская впадина и Центрально-Баренцевское поднятие отделены Кольско-Колгуевской моноклизой от Русской и Тимано-Печорской плит Восточно-Европейской платформы.

Особенностью рассматриваемой акватории является широта стратиграфического диапазона нефтегазоносности: от юры, возможно и мела, до каменноугольных отложений. В разрезе выделены три структурных этажа, разделенных отчетливыми перерывами и стратиграфическими несогласиями: каменноугольно-нижнепермский, верхнепермско-триасовый и юрско-меловой.

На сегодняшний день геолого-геофизическая изученность шельфа Баренцева моря позволяет:

1) выделять в разрезах регионально продуктивные и перспективные породы-коллекторы и перекрывающие их покрышки;

2) судить о геологическом строении крупных зон поднятий (сводов, валов, выступов, седловин), представляющих собой установленные или предполагаемые зоны газонефтенакопления;

Основными районами поиска и разведки нефтегазовых месторождений являются:

1) Северо-Баренцевская возможно нефтегазоносная провинция;

2) Адмиралтейская возможно нефтегазоносная область;

3) Южно-Баренцевская нефтегазоносная область;

4) Кольско-Канинская возможно нефтегазоносная область.

Проведенные многочисленные исследования показывают, что региональные поисково-разведочные работы на шельфе Баренцева моря позволили выявить углеводородные скопления практически по всему разрезу осадочного чехла. Однако при новой количественной оценке перспектив нефтегазоносности недр шельфа Баренцева моря заметно возросли прогнозные ресурсы нефти в палеозойских отложениях [1, 2]. В мезозойских отложениях более вероятно преимущественное выявление газовых месторождений, а в палеозойских нефтяных.

Основные ее результаты таковы: в целом по шельфу Баренцева моря в мезозойских отложениях сосредоточено около 85 % начальных суммарных ресурсов УВ. При этом разведанные запасы составляют 18 % а более достоверные прогнозируемые ресурсы 20 %. Установленные породы-коллекторы принадлежат к различным стратиграфическим подразделениям триасового и юрского разреза. По этим и другим критериям на схематической карте перспектив нефтегазоносности шельфа Баренцева моря четко выделяются Лудловская седловина, свод Федынского, Восточно-Федынский выступ с которыми связываются основные перспективы газонефтеносности. Именно в них открыты уникальные газоконденсатные Штокмановское и Ледовое и газовое Лудловское месторождения в среднеюрских отложениях. Выявленные в триасовом комплексе газовые месторождения (Северо-Кильдинское и Мурманское) приурочены к выступам, расположенным в западной зоне Южно-Баренцевской впадины. Подобные же условия газонакопления вероятны для западных частей Восточно-Федынского выступа и Лудловской седловины.

Палеозойские отложения по аналогии с Тимано-Печорским бассейном могут содержать хорошие нефтематеринские толщи. Но предпосылки нефтегазоносности палеозойских отложений в восточной части Баренцева моря изучены ещё недостаточно, поэтому о них можно судить только по косвенным данным, полученным при изучении разрезов этих отложений на островах архипелага Новая Земля, Земля Франса Иосифа, острове Шпицберген [3, 4].

Так как перспективы нефтегазоносности на шельфе отнесены к мезозойским и палеозойским отложениям, то можно сделать следующие выводы:

Главные перспективы мезозойского комплекса связаны с несколькими зонами: Штокмановско-Лунинский порог (Штокмановское, Лудловское месторождения), депоцентр Южно-Баренцевской впадины.

В качестве первоочередного преимущественно нефтеносного комплекса рассматривается каменноугольный. На основании сравнения глубин его залегания в северной части Адмиралтейского вала с аналогичными глубинами в восточной части Печороморского шельфа он оценен как высокоперспективный III категории. Вышележащий комплекс, выделенный в нижней части пермских отложений тоже на основании аналогии оценен как высокоперспективный IV категории. Перспективность вышележащих терригенных частей разреза осадочных отложений не оценивалась.

В настоящее время мы выполнили оценку начальных потенциальных ресурсов нефти и газа Южно-Баренцевской впадины по литолого-стратиграфическим комплексам, данные представлены в таблице 1. Планируется выполнить оценку начальных потенциальных ресурсов нефти и газа Северо-Баренцевской и Восточно-Баренцевской впадин.

Литература

1. Мордасова А. В., Суслова А. А., Ступакова А. В. Сейсмостратиграфические комплексы нижнемеловых отложений Баренцева моря. Георесурсы, 2017. Спецвыпуск. Ч. 1. С. 36—42. DOI: http://doi. org/10.18599/grs.19.5

2. Суслова А. А. Сейсмостратиграфический анализ и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Баренцевоморского шельфа // Нефтегазовая геология. Теория и практика (электронный журнал), 2014. Т. 9. № 2. С. 1—19.

3. Захаров Е. В., Федоровский Ю. Ф., Толстиков А. В. Основные направления поиска и разведки углеводородных месторождений в мезозойских отложениях российской части Баренцева моря // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2005. №2. С. 4—8.

4. Федоровский Ю. Ф., Захаров Е. В., Оксенойд Б. Е. Нефть Баренцева моря — новый этап освоения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2005. №12. С. 4—8.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕВЕРХНЕПЕРМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО КОМПЛЕКСА ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ (ТИМАНО-ПЕЧОРСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН)

И. А. Маракова, А. А. Бечкова
УГТУ, Ухта
miss.marakova@mail.ru, alena15.11@mail.ru

Хорейверская НГО является одной из основных территорий по развитию нефтедобычи на Европейском Севере. Характеризуется достаточно высокой плотностью геологоразведочных работ и сложным характером залегания скоплений углеводородов [1, 2]. Подавляющее большинство месторождений представлены сложными залежами, в том числе и рифовыми. Для дальнейшего наращивания разведанных запасов основными объектами поиска являются залежи в рифогенных и терригенных отложениях.

В период 80-х годов прошлого века в провинции выполнены наибольшие объемы сейсморазведки МОГТ-2D, материалы которых анализировались на нескольких стадиях и уровнях их проведения: камеральная обработка полевых материалов, тематика на уровне экспедиции и объединения, министерства России или СССР. В ПГО «Печорагеофизика» (Богданов и др., 1985, 1987, 1988) были составлены модели седиментации нижнепермско-каменноугольных отложений, на которых выделены десятки рифов и аномалий.

Морфология построек хорошо картируется сейсморазведкой по комплексу признаков, которые были разработаны в процессе выработки методических приемов картирования рифовых построек нижней перми-карбона в ПГО «Печорагеофизика».

В Печоро-Колвинском авлакогене нижнепермско-каменноугольные постройки очень широко распространены на Колвинском мегавале от Хыльчуюской до Харьягинской площадей. Они объединяются в линейные и кольцевые формы, или локализуются в виде небольших биогермов. В северной части Хорейверской впадины сейсморазведкой МОГТ закартировано множество аномалий волнового поля, которые могут быть связаны с органогенными постройками типа карбонатных банок, с одиночными рифами.

При общем достаточно хаотичном расположении установленных и предполагаемых карбонатных органогенных постро-

ек установлена закономерность, которая, в частности заключается в том, что наиболее северные из построек имеют преимущественно позднекаменноугольный возраст, а южные и юго-восточные — раннепермский. Очень часто пермско-каменноугольные постройки размещаются над верхнедевонскими. Принципиально важные результаты для понимания особенностей строения нижнепермских построек и их нефтегазоносности получены в 2010—2011 гг. на Колвинском и Западно-Хатаяхском месторождениях в Хорейверской впадине.

Рифы нижней перми часто развиты над рифами верхнего девона, как это наблюдается на Сандивее, на Харьяге, в Денисовской впадине. На рассмотренном полигоне в терригенных отложениях перми-триаса широко развиты бескорневые тектонические нарушения. Бескорневые нарушения часто связаны со склонами нижележащих пермских рифов [1].

Для картирования и последующего опоискования уникальных нижнепермских рифов на Ладотынском полигоне необходимо поставить сейсморазведку 3D, которая в том числе закартирует особенности строения нижележащих верхнедевонских рифов, силурийских построек, зону срезания продуктивных пластов нижнего девона. Наименее изученной является проблема силурийского рифообразования. Карбонатные постройки в этих отложениях установлены на Западно-Возейшорской, Баганской, Сандивейской и других площадях, достоверные рифы известны в Приуралье. На сегодняшний день нет эффективной геологической модели седиментации этого комплекса. По-видимому, основная трудность в разработке модели заключается в том, что силурийские отложения в пределах Большеземельского свода были подвергнуты глубоким предверхнедевонским размывам, которые нарушили целостность картины осадконакопления в это время.

В Хорейверской впадине пермские терригенные отложения по всем признакам вполне могут быть нефтеносными. Нефтепроявления зафиксированы на Веякошорской площади из песчаников в основании кунгурского яруса. Углеводороды могли поступать путем вертикально-латеральной миграции из погруженных участков, а также могли быть сингенетичными. В Верхнеадзьвинской депрессии на временных разрезах в пермских терригенных отложениях фиксируются аномалии типа врез, связываемые с погребенными речными долинами, которые могут являться потенциальными ловушками для углеводородов, а вмещающие породы нефтегазоматеринскими.

Палеотектоническая реконструкция Хорейверской впадины раскроет значительные перспективы открытия новых залежей нефти в рифогенных комплексах и терригенных НГК.

Литература

1. Богданов Б. П., Ростовщиков В. Б., Маракова И. А. Уникальные рифовые объекты Хорейверской впадины в связи с нефтегазоносностью // Материалы международного семинара «Рассохинские чтения». Ухта, 2016. Ч. 1. С. 98—103.

2. Богданов Б. П., Кузьменко Ю. С., Панкратова Е. И., Терентьев С. Э. Карбонатные постройки перми-карбона севера Тимано-Печорской провинции и их свойства // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014. Т. 9. № 3. http://www.ngtp.ru/rub/11/38_2014.pdf

КОЛЛЕКЦИЯ СТРОМАТОЛИТОВ РИФЕЙ-ВЕНДА В ЭКСПОЗИЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМ. А. А. ЧЕРНОВА

В. А. Матвеев, И. С. Астахова
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
vamatveev@geo.komisc.ru

Строматолитовые постройки встречаются повсеместно во всех геологических периодах от самого древнего до современного. Известно, что строматолитовые маты формировались на дне неглубоких водоемов еще в архее (2.5—3.5 млрд лет назад). Обычно они рассматриваются как биогенно-осадочные образования — продукты механического захвата, связывания и осаждения частиц осадка, которые формировались микроорганизмами, главным образом цианобактериями [18]. В течение продолжительного времени цианобактерии в сообществе с другими бактериями определяли жизнь на Земле, а также контролировали геохимические процессы [2, 4, 5].

Цианобактериальные маты, формирующие строматолиты, встречаются в разных физико-географических условиях. Современные строматолиты образуются в наши дни в заливах Северной Австралии, в соленых озерах США, на побережье Багамских островов, Персидского залива, в термальных источниках Камчатки, в содовых озерах Алтайского края и других регионах [2, 3, 4, 5, 13, 18 и другие].

Древние строматолиты чаще всего представлены известняками или доломитами, но также встречаются кремнистые, фосфатные, железистые, марганцевые и серные [2, 4, 5, 18].

В настоящее время в литературе имеется описание более 1.5 тыс. групп (формальных родов) строматолитов, которые выделяются на основе морфологических особенностей их построек и микроструктуры [7, 8, 9, 10, 11, 12 и другие]. Нередко они являются единственными биогенными образованиями в осадочных толщах разного возраста, поэтому им принадлежит важнейшая роль в породообразовании.

Образцы строматолитовых построек можно встретить в экспозициях многих музеев. Они представляют большой научный и музейный интерес, так как являются одной из древнейшей форм жизни на Земле. Строматолитовым постройкам посвящают различные вы-

ставки, совещания и конференции и отдельные альбомы-каталоги, в которых приводятся цветные изображения и справочная информация [6, 14]. В 2008 году в Гёттингеском университете (Германия) прошел международный симпозиум «Геобиология строматолитов», по случаю, 100-летней годовщины выхода работы Э. Кальковского [17]. В июле 2014 года в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Аппатиты) состоялась Всероссийская (с международным участием) научно-практическая конференция «Уникальные геологические объекты Кольского п-ова: строматолиты п-ова Средний» [15].

В геологическом музее им. А. А. Чернова экспозиционная часть, полностью посвященная геолого-минералогической характеристике и сырьевому потенциалу Европейского Северо-Востока России. Выставочная площадь насчитывает около 350 квадратных метров. Экспозиции расположены в восьми залах. Строматолитам и онколитам выделен отдельный стенд и витрина, с которой начинается показ зала эволюции органического мира (в настоящее время общий фонд геологического музея составляет 591 монографическую и 155 рабочими коллекциями объемом 165 тыс. единиц хранения [1]).

Основой музейной коллекции строматолитов послужили образцы, собранные сотрудниками Института Геологии Коми НЦ УрО РАН во время полевых работ на территории Республики Коми, Архангельской области (Ненецкого АО) и некоторых соседних государств — США (Аляски) и Эстонии. Коллекция фондов строматолитов и онколитов насчитывает более 70 экземпляров. Возраст этих строматолитов находится в диапазоне от архея (болев 2.5 млрд лет) до настоящего времени. Коллекция содержит фрагменты строматолитовых построек, а также аншлифы и шлифы.

Самой представительной в экспозиции музея является рифей-вендская коллекция строматолитов, которая насчитывает 23 экспоната. В ней представлены строматолиты из Южного Тимана (Джежимпарма), Среднего Тимана (р. Белая), Северного Тимана (п-ва Канин, мыс. Зап. Лудловатый), Приполярного Урала (рр. Щугор, Косью, Черная, верховья р. Кожым), Полярного Урала (р. Пайпудына), Архангельской области (разрез «Водоспуск») и единственный образец из скв. 533 (Тиман) (рис. 1).

Образцы рифейских строматолитов Тиманского кряжа в разное время передавались в музей известными российскими геологами-исследователями В. В. Беляевым, В. Г. Оловянишниковым (Геценом), О. В. Мизовой, Я. Э. Юдовичем, В. И. Капитановым.

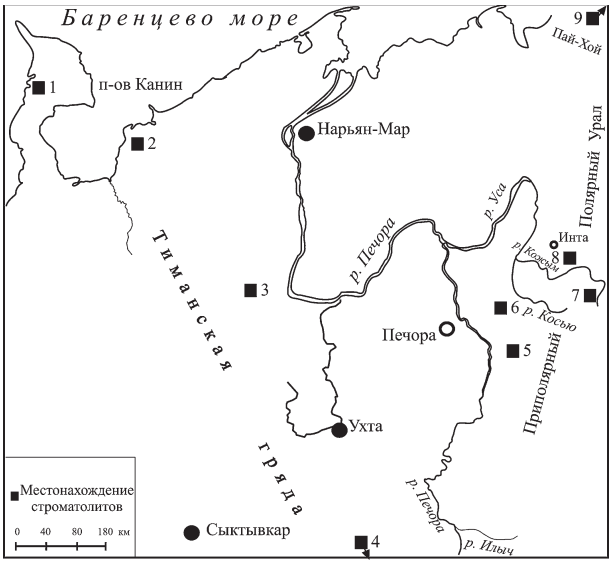


Рис. 1. Схема расположения основных местонахождений рифей-вендских строматолитов из коллекции Геологического музея им. А. А. Чернова.
1 — п-ов Канин, мысы Западные Лудловатые; 2 — Северный Тиман; 3 — Средний Тиман, р. Белая, руч. Половинный; 4 — Южный Тиман, Джеджимпарма, р. Вапол. Приполярный Урал: 5 — р. Щугор; 6 — р. Косью; 7 — верховья р. Кожым, 8 — р. Черная, 9 — разрез «Водоспуск». Архангельская область

Рифейские строматолиты Приполярного и Полярного Урала переданы В. А. Озеровым, В. Н. Охотниковым, М. В. Фишманом, вендские строматолиты Приполярного Урала А. И Елисеевым, онколиты А. А. Беляевым. Среди этих коллекций М. Е. Раабен определила строматолиты *Inseria djeimi* Raaben, *Gymnosolen ramsaji* Steinmann, *Parmites concrescens* Paaben (рис. 2).

Таким образом, музейная коллекция рифей-вендских строматолитов представлена образцами практически всего Европейского Северо-Востока России. К сожалению, в большинстве случаев представленные в музее строматолиты не имеют латинских названий, что не позволяет дать им полною характеристику. Поэтому дальнейшее их изучение, позволит систематизировать их морфологическое разнообразие, а так же расширить знания о географическом и стратиграфическом их распространении.

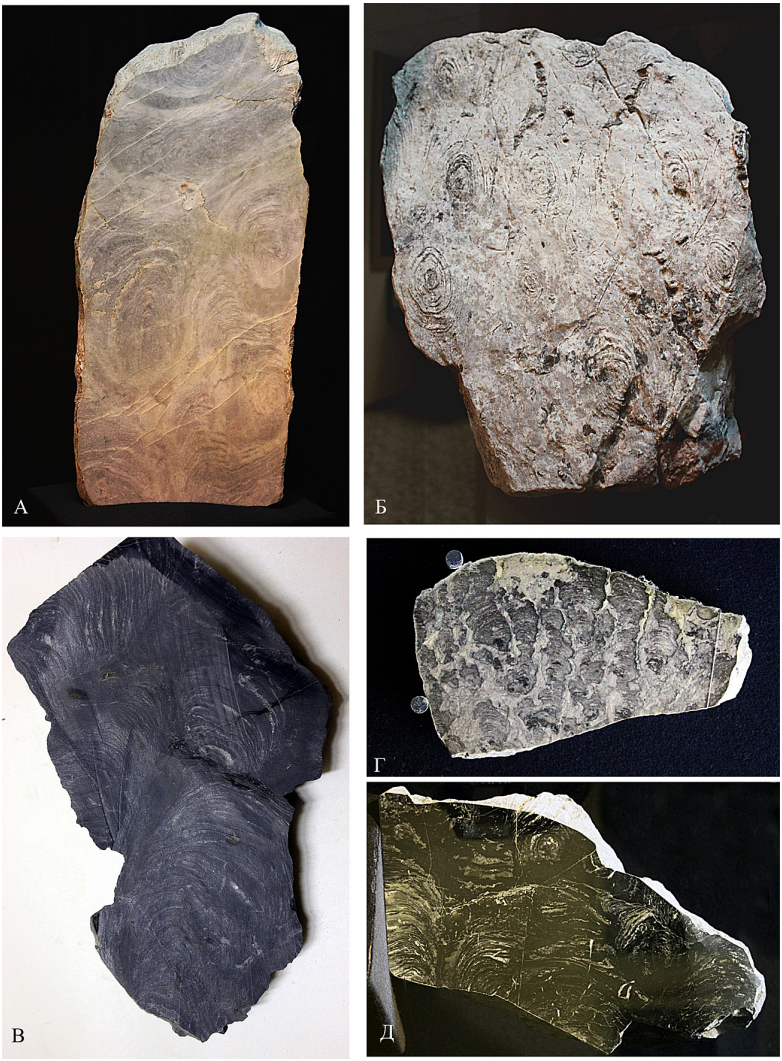


Рис. 2. Строматолиты из экспозиции Геологического музея им. А. А Чернова.

А, Б — *Inseria djeimi* Raaben (№ колл. 548—109 и 548—109—1. Верхний рифей. Приполярный Урал, р. Косью, обн. 399. Сборы М. В. Фишмана); В, Г — *Parmites concrescens* Paaben (№ колл. 548/112 и 548/112—2. Верхний рифей. Южный Тиман, Джеджимпарма, р. Вапол. Сборы В. Г. Оловянишникова), Д — *Gymnosolen ramsayi* Steinmann (№ колл. 548/115, Средний Тиман, Цилемский Камень, р. Белая. Сборы В. Г. Оловянишникова)

«Работа проводилась в рамках Госпрограммы № ГРАААА-А17-117121270038-1 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-50».

Литература

1. Астахова И. С., Жданова Л. Р. Информационные ресурсы Геологического музея им. А. А. Чернова по геолого-экономическому потенциалу Европейского Севера России // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления: Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 14—16.

2. Бактериальная палеонтология. А. Ю. Розанов (ред.). М.: ПИН РАН. 2002. 188 с.

3. Карпов Г. А., Жегалло Е. А., Герасименко Л. М., Зайцева Л. В., Орлеанский В. К., Самылина О. С. Биолитогенез в современных гейзеритах Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2016. 70 с.

4. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах / М. М. Астафьева, Л. М. Герасименко, А. Р. Гептнер и др. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.

5. Заварзин Г. А. Избранные труды / Г. А. Заварзин; сост.: Н. Н. Колотилова, Т. Н. Жилина; отв. ред. Н. Н. Колотилова; авт. предисл. А. В. Пиневич; ред. Н. В. Пименов; Институт микробиологии им. С. Н. Виноградского, ФИЦ Биотехнологии РАН. М.: МАКС Пресс, 2015. 512 с.

6. Касаткин М. В. Строматолиты. Каталог коллекции Государственного биологического музея имени К. А. Тимирязева. М.: Акварель, 2009. 96 с.

7. Королюк И. К. Строматолиты верхнего докембрия // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат. 1963. С. 479—498.

8. Крылов И. Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 240 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 234).

9. Маслов В. П. Строматолиты (их генезис, метод изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 187 с.

10. Раабен М. Е. Строматолиты верхнего рифея (гимносолениды). М.: Наука, 1969. 100 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 203).

11. Семихатов М. А., Комар В. А. Строматолиты докембрия: биологическая интерпретация, классификация и стратиграфическое значение. М.: Наука, 1989. С. 13—31. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 431).

12. Серебряков С. Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири // Тр. ГИН АН СССР, 1975. Вып. 200. 217 с.

13. Самылина О. С., Зайцева Л. В., Синетова М. А. Участие альго-бактериального сообщества в формировании современных строматолитов в Петуховском содовом озере (Алтайский край) // Палеонтологический журнал. 2016. № 6. С. 92—101.

14. Строматолиты Карелии и мира из новой серии «Коллекция Музея геологии докембрия» / Авторы-составители П. В. Медведев, В. В. Макарихин, А. В. Дмитриева. Петрозаводск: Издательский дом «ПИН», 2013. 14 с.

15. Уникальные геологические объекты Кольского п-ова: строматолиты п-ова Средний. Материалы Всероссийской (с международным участием) научно-практической конференции, посвящённой исследователям докембрийской стратиграфии и палеонтологии региона Б. С. Соколову, В. З. Т. Ф. Негруца, В. В. Любцову. Апатиты — п-ов Средний, 21—25 июля 2014 г. / Ред. Ю. Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К & М, 2014. 100 с.

16. Шаповалова И. Г. Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск: Наука СО АН СССР, 1974.

17. Geobiology of stromatolites. International Kalkowsky-symposium, Goettingen, october 4—11, 2008. Abstract volume and field guide to excursions / Edited by Joachim Reitner Nadia-Valerie Queric and Mike Reich. Universitaetsverlag Goettingen, 2008. 208 p.

18. Walter M. R. Stromatolites. Amsterdam: Elsevier, 1976. 790 p.

ПРОБЛЕМАТИЧНЫЕ МИКРОФОССИЛИИ *HALYSIS* ИЗ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Н. А. Матвеева
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
nakaneva@geo.komisc.ru

Halysis — проблематичные известковые микрофоссилии, встречающиеся в известняках от ордовика до среднего девона Западной Европы, России, Восточной Канады, Южной Америки и нескольких регионах Азии. Данный род был впервые выделен O. E. Høeg [11] из ордовика Норвегии как нитевидная водоросль. Подобные образования из известняков силура Сибири О. А. Липина [6] условно отнесла к фораминиферам и выделила 2 вида *Syniella silurica* и *Syniella lucida*, отличающиеся структурой стенки. Затем Т. В. Пронина [7] из силурийских карбонатов западного склона Среднего Урала отнесла *Syniella silurica* к цианобактериям рода *Coactilum silurica*, а *Syniella lucida* — Incertae Sedis. В. П. Шуйский [8] из отложений нижнего девона выделил цианобактерии рода *Flabellia*, к которым отнес формы, описанные О. А. Липиной как *Syniella*. Позднее исследования J.-P. Guilbault, C. Hubert и B. Mamet [10] позволили придти к мнению об общности родов *Halysis* и *Flabellia*, А. А. Ищенко [5] и A. Roux [15], исходя из морфологических различий в строении слоевищ, разделяли цианобактерии *Halysis* и *Flabellia*. Так, *Halysis* имеет округлую форму в продольном сечении, *Flabellia* — прямоугольную форму нитей, расширяющиеся к верху. Этого же мнения придерживались Б. И. Чувашов с соавторами [4], выделяя *Flabellia* в самостоятельный род. В настоящее время исследователями род *Flabellia* относится к синониму *Halysis* и несмотря на многочисленные исследования данных фоссилий с применением электронного микроскопа [12; 13; 14; 9; 16 и др.] остается дискуссионным вопрос об их таксономической принадлежности. Их сравнивали с красными водорослями [14], цианобактериями [13] и сифоновыми зелеными водорослями [16].

Подобные органические остатки были встречены в нескольких разрезах силура Тимано-Североуральского региона (рис. 1). В венлокских отложениях в разрезе по руч. Безымянный (обн. 2) на поднятии Чернова (рис. 1, В) и в лудловских отложениях по р. Илыч (обн. 23Т, обн. 111) на Северном Урале (рис. 1, С).

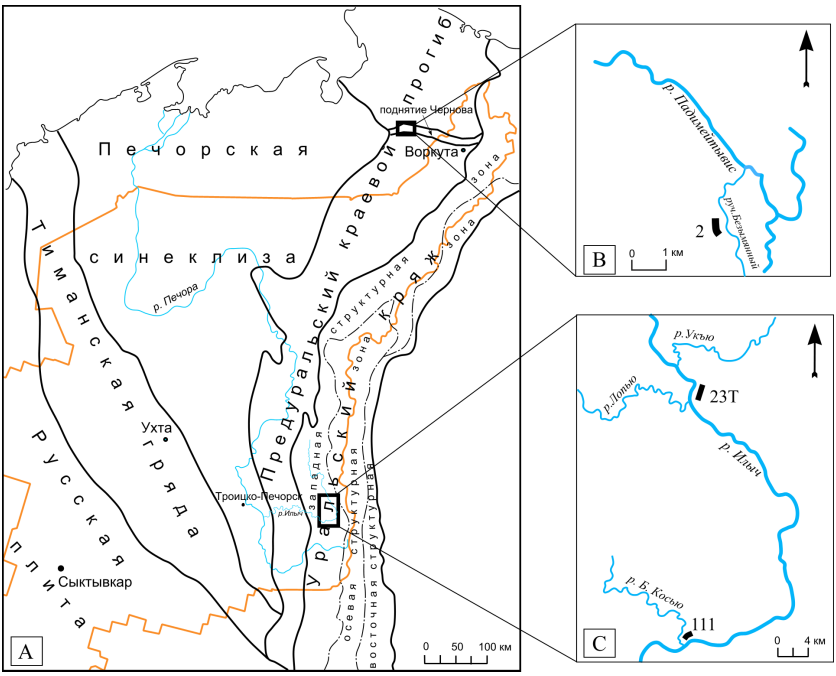


Рис. 1. Схема расположения разрезов, в которых были встречены микроостатки *Halysis* (?): А — общий план; В — обн. 2 по руч. Безымянному (нумерация по А. И. Антошкиной); С — обн. 23Т (нумерация по М. Г. Трущелеву) и обн. 111 (нумерация по В. А. Варсанофьевой) в бассейне р. Илыч

В обн. 2 по руч. Безымянному данные формы органических остатков были установлены в средней части первой пачки, где распространены микрозернистые тонкоплитчатые известняки, прослоями с кварцевым алевролитом и пиритизированным мелким детритом [2] и в основании второй пачки, представленной известняками иловыми, биокластово-иловыми, сгустково-микрокомковатыми с прослоями остракодовых известняков, алевритопесчаников и плоскогалечников [3].

На р. Илыч сходные микрофоссилии были обнаружены в известняковых сланцах с желваками и линзами известняков из основания обн. 23Т (полевой дневник А. И. Антошкиной, 1974) и в рифовой толще обн. 111 [1].

При микроскопическом исследовании были установлены фрагменты микрофоссилий в виде цепочек прямой или немного изогну-

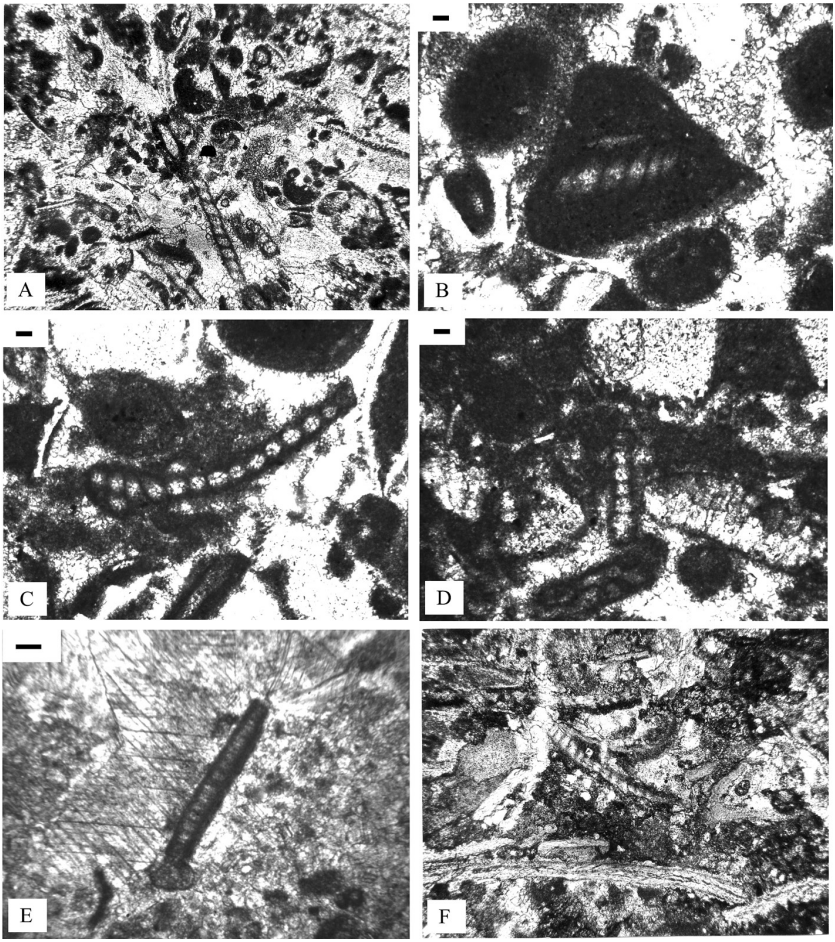


Рис. 2. Микрофотографии шлифов в которых встречены *Halysis* (?): A–D — нижний силур, венлок, обн.2 по руч. Безымянному: A — обр. 2/392; B–D — обр. 2-ф32; E, F — верхний силур, лудлов: E — обр. 23Т/115; F — обр. 111м/7. Масштаб: A, F — ув. 40; B–E — линейка 0,04 мм

той формы, состоящей из нитей (колец, трубочек), которые предположительно отнесены к роду *Halysis* (рис. 2). Размеры органических остатков приведены в Таблице, из которой видно, что существенной разницы в размерах *Flabellia* и *Halysis* не наблюдается, и исследуемые силурийские микрофоссилии имеют сходные характеристики. Y. Shen и F. Neuweiler [16, fig.14, p. 703] проанали-

Сравнительная характеристика установленных микрофоссилий

Параметры / Объект	Длина, мм	Внутренний диаметр (D_p), мм	Внутренний диаметр (D_n), мм	Толщина внутренней стенки (между нитями) (W_p), мм	Толщина внешней стенки (W_n), мм	Количество нитей
Flabellia (нижний девон) [по: 1]	1—2	0,025—0,1		0,005—0,01		14—30
Halysis (силур) [по: 13]	2,3 (max)	0,037 (среднее)	0,039 (среднее)	0,004 (среднее)	0,0026 (среднее)	32
Halysis (верхний ордовик) [по: 9]	2 (max)	0,052—0,11 (0,052 среднее)	0,052—0,099 (0,075 среднее)	0,005—0,017 (0,01 среднее)	0,007—0,017 (0,011 среднее)	20 (max)
Halysis (средний-верхний ордовик) [по: 16]	12 (max)	0,07—0,227 (0,131 среднее)	0,06—0,247 (0,121 среднее)	0,005—0,058 (0,021 среднее)	0,008—0,044 (0,017 среднее)	83 (max)
Обр. Без 2/392 (нижний силур, венлок)	0,75	0,05—0,075	0,05—0,06	0,025	0,012—0,025	9
Обр. БЗМ-ф32 (нижний силур, венлок)	0,24—0,56	0,024—0,04	0,024—0,032	0,008	0,008—0,016	6—17
Обр. 111м/7 (верхний силур, лудлов)	1,06	0,024—0,036	0,048—0,064	0,016—0,04	0,024—0,04	14
Обр. 23Т/115 (верхний силур, лудлов)	1	0,025—0,05	0,05—0,1	0,012—0,025	~	13

зировав размеры фоссилий выяснили, что в силуре встречаются самые мелкие остатки *Halysis*, а в ордовике и в девоне–более крупные. Исследуемые органические остатки сильно преобразованы процессами микритизации, вплоть до образования комков грануляции (рис. 2, В). Стоит отметить, что все встреченные остатки имеют только поперечные сечения. Такие срезы, по данным K. Frisch с соавторами [9], являются самыми распространенными. Нити имеют овальные, округлые, округло-прямоугольные и прямоугольные формы. Разные формы нитей по данным K. Frisch с соавторами [9], которые представили 3-D реконструкцию *Halysis*, зависят от плоскости его сечения. Стенки фоссилий сложены темным микритом, ядро — светлым кристаллическим кальцитом. В то же время в фоссилиях из ордовика Южного Китая стенки представлены несколькими видами: тройная, двойная; темная микритовая; светлая спаритовая, сочетание которых может встречаться в одном образце [9; 16].

Таким образом, микроскопическое изучение силурийских микроостатков в шлифах показало, что они в некоторой степени преобразованы вторичными процессами, но несмотря на это имеют сходные морфологические признаки с микрофоссилиями, относимыми к роду *Halysis*. В силурийских разрезах Тимано-Североуральского региона, в отличие от других регионов мира данные органические остатки встречаются редко. Дальнейшее комплексное исследование, возможно, позволит внести ясность в вопрос об их систематическом положении.

Автор выражает признательность А. И. Антошкиной и В. А. Матвееву за предоставление материалов для исследования.

Работа проводилась в рамках Госпрограммы № АААА-А17-117121270034-3 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-31.

Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области) // Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 304 с.

2. Антошкина А. И., Безносова Т. М. Новые данные по стратиграфии венлокских отложений Большеземельской тундры // Бюл. МОИП, отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 6. С. 32—39.

3. Безносова Т. М., Мянник П., Майдль Т. В., Лукин В. Ю., Матвеев В. А. Условия осадконакопления и биота на рубеже лландовери и венлока (поднятие Чернова) // Вестник ИГ Коми НЦ. 2014. № 3. С. 14—18.

4. Ископаемые известковые водоросли (морфология, систематика, методы изучения) / Чувашов Б. И., Лучинина В. А., Шуйский В. П. и др. Новосибирск: Наука, 1987. 225 с.

5. Ищенко А. А. Силурийские водоросли Подолии. Киев: Наук. Думка, 1985. 115 с.

6. Липина О. А. Находка фораминифер в силуре и ордовике Сибири // ДАН СССР. 1959. Т. 123. № 4. С. 823—826.

7. Пронина Т. В. Фораминиферы и некоторые сопутствующие микроорганизмы силура Уфимского амфитеатра // Палеонтол. журнал. 1963. № 4. С. 3—13.

8. Шуйский В. П. Ископаемые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. Свердловск: Изд-во ИГГ УНЦ АН СССР. 1973. 155 с.

9. Frisch K., Munnecke A., Schulbert C., Zhang Y. Tubes or cell sheet? A 3-D reconstruction of Halysis Høeg, 1932, from the Upper Ordovician of South China // Facies. 2013. v. 59. p. 113—132.

10. Guilbault J.-P., Hubert C., Mamet B. Nuia et Halysis, deux algues ordoviciennes йnigmatiques des Basses-Terres du Saint-Laurent // Extrait du Naturaliste canadien. 1976. v. 103. p. 119—132.

11. Ншеg O. E. Ordovician algae from the Trondheim area // Skrifter utgitt av Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo I Matematisk-naturvidenskapelig Klasse. 1932. v. 4. p. 63—96.

12. Mamet B., Roux A., Lapointe M., Gauthier L. Algues ordoviciennes et siluriennes de l'ole d'Anticosti (Quйbec, Canada) // Revue de Micropal ontologie. 1992. v. 35. p. 211—248.

13. Munnecke A., Servais T., Vachard D. Halysis Ншеg, 1932–a problematic Cyanophyceae: new evidence from the Silurian of Gotland (Sweden) // Neues Jahrbuch fьr Geologie und Paldontologie, Monatshefte. 2001. v. 1. p. 21—42.

14. Riding R., Braga J. C. Halysis Høeg, 1932–an Ordovician coralline red alga // Journal of Paleontology. 2005. v. 79. p. 835—841.

15. Roux A. Introduction a l'étude des algues fossiles paléozoïques (de la bactérie a la tectonique des plaques) // Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine. 1985. v. 9. p. 465—699.

16. Shen Y., Neuweiler F. Halysis Ншеg, 1932 in Ordovician carbonate mounds, Tarim basin, NW China. Palaios. 2015. v. 30 (9). p. 692—706.

МИКРОКОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ ПЕРМСКИХ УГЛЕЙ ВОРКУТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Т. Д. Мишина[1], О. С. Котик[2]
[1]СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар
[2]ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
tati_mishka@mail.ru, olya.procko@gmail.com

В пределах Печорского угольного бассейна на сегодняшний день, прослеживается отчетливая тенденция уменьшения балансовых запасов за счет интенсивной эксплуатации угольных месторождений. В настоящее время особое внимание геологов сосредоточено на поисках новых районов с улучшенными технологическими свойствами угля. При рассмотрении вопросов освоения угольных ресурсов важными моментами являются петрографический состав и технологические свойства углей, на прямую зависящие от условий накопления органического вещества.

В рамках исследований были изучены пласты углей, вскрытые в скважине К-2582. Скважина пробурена на южном блоке шахты «Северная» Воркутского угольного месторождения на глубину 1019 м. Пермские отложения разреза представлены породами лекворкутской, интинской и сейдинской свит, общей мощностью 929 м.

Изучение петрографического состава углей проводилось в отраженном и проходящем свете. Во всех образцах отмечается высокое содержание микрокомпонентов группы витринита (рис. 1), которые образуют основную массу, встречаются в виде линз и отдельных включений. В группе витринита определены компоненты — колотелинит, витродетринит и гелинит, с преобладанием последнего. Содержание компонентов группы инертинита изменяется от 0 до 50 %. Он распределен неравномерно по образцам в виде мелких фрагментов и скоплений в зольных прослоях (рис. 1). Среди микрокомпонентов группы инертинита определены — фюзинит, семифюзинит, микринит, макринит, фунгинит, склеротинит, инертодетринит. Компоненты группы липтинита немногочисленны, содержание их колеблется от 1 % до 10 %, единично до 30 % (рис. 1). Среди липтинитовых компонентов преобладают резинит и споринит, редко встречается липтодетринит и кутинит.

Распределение органических микрокомпонентов по разрезу не одинаковое. Треугольник соотношения групп компонентов в образ-

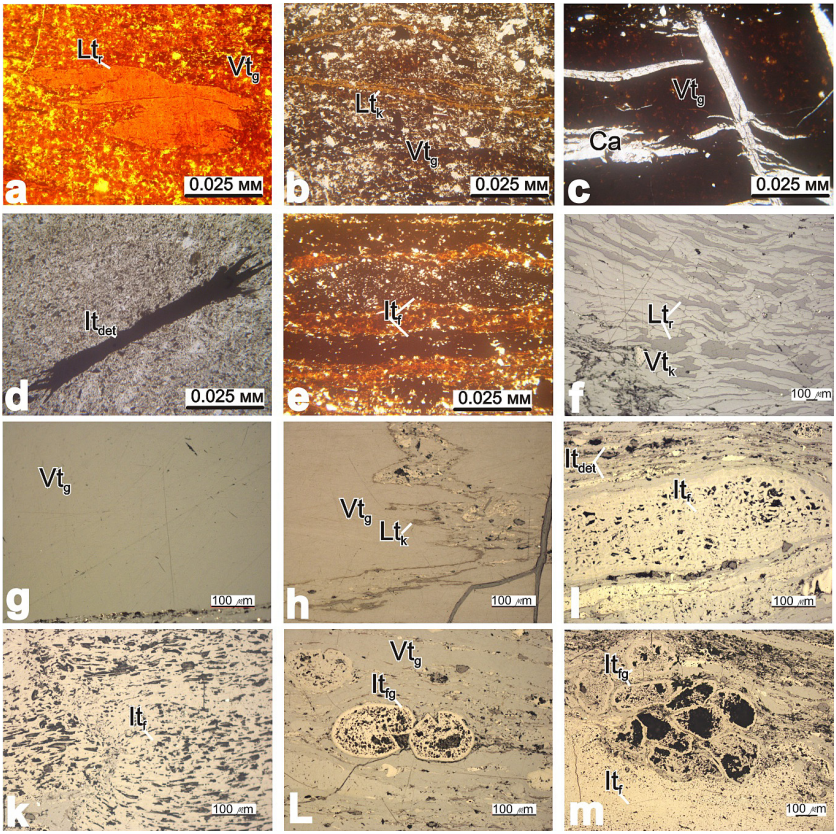


Рис. 1. Микрокомпоненты углей по скв. 2582, Воркутское месторождение: a—e — проходящий свет, f—m — отраженный свет, без иммерсии; a, g — обр. 11-2, b, c — обр. 4-2/1, d — обр. 3-1, e — обр. 8-1, f — обр. 10-1, h — обр. 2-1, I — обр. 4-2/2, k — обр. 13-1, L — обр. 9-1, m — обр. 1-1. Условные обозначения: Vt — группа витринита (Vt$_k$ –колотеленит, Vt$_g$ — геленит), It — группа инертинита (It$_{det}$ — инертодетринит, It$_f$ — фюзинит, It$_{fg}$ — фунгинит), Lt — группа липтинита (Lt$_k$ — кутинит, Lt$_r$ — резинит); Ca — кальцит

цах углей (рис. 2) показывает, что наименьшее содержание инертинита в целом характерно для углей лекворкутской свиты.

Угли сейдинской свиты сложены витринитовым и инертинитовым веществом примерно в равных соотношениях. Наиболее разнообразным составом, но с преобладанием витринитовых компонентов, характеризуются образцы углей интинской свиты. Исключение составляет один образец углистого аргиллита, в котором повыше-

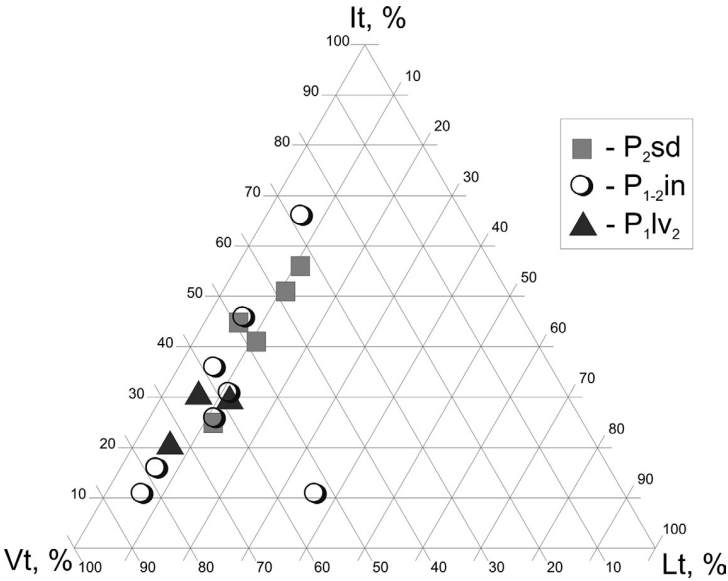


Рис. 2. Петрографический состав углей по скв. 2582, Воркутское месторождение

но содержание инертинита до 70 %. Данные углепетрографических исследований, показали, что основная часть углей характеризуется инертинито-витринитовым (It-Vt) составом с небольшим содержание липтинитовых компонентов (Lt).

Большое разнообразие типов углей обусловлено проявлением различных геолого-генетических факторов при углеобразовании. По составу углепетрографических компонентов угли подразделяются на двух- и трехкомпонентные с преобладанием компонентов группы витринита, а инертинитовые и липтинитовые компоненты играют подчиненную роль.

Повышенное содержание компонентов группы липтинита (до 10, единично до 30 %) характерно преимущественно для углей сейдинской и интинской свит. Преобладание гелефицированного вещества (группа витринита) в составе углей указывает на преобладание восстановительных сильнообводненных и застойных условий торфонакопления. Наличие форменных элементов групп инертинита и липтинита, сосредоточенных в сильноминерализованных прослоях, свидетельствует о периодической проточности среды осадконакопления.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА СОРТОВ МЕДНЫХ РУД ВОЛКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

А. И. Морохин
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Alexey.geologist@yandex.ru

Волковский габбро-диоритовый массивраспоженк северу от г. Нижний ТагилСвердловской областина территории крупного Тагило-Баранчинского комплекса Среднего Урала [1].

Волковское месторождениекомплексных медно-железо-ванадиевых руд является крупным объектом по добыче медных руд в настоящее время и на ближайшие десятилетия. Оноусловно подразделяется на четыре участка: Северо-Западный, Волковский, Промежуточный и Лаврово-Николаевский [2]. Медно-железо-ванадиевые руды месторождения являются главным объектом отработки месторождения на медь. В настоящее время известны три технологические сорта медных руд (окисленные, смешанные и первичные) [3].

Для более корректной отработки запасов и обогащения медных руд месторождения имеется необходимость выяснения особенностей вещественного состава разных сортов медных руд и их сравнения между собой для уточнения границ между сортами руд. В связи с этим стало актуальным выяснение минералого-петрографических особенностей сортов медных руд, спецификации разновидностей минералов меди по сортам руд и последовательности формирования рудных минералов.

Основной целью данной работы являлосьвыявлениевещественной специфики сортов медных рудСеверо-Западного участка Волковского месторождения.

Изучение вещественного состава сортов медных руд проводилось в шлифах под поляризационным микроскопом,методами силикатного, спектрального, рентгендифрактометрического и микрозондовых анализов, а также йодометрического метода определения окисленной меди. Определения окисленной меди выполнены в лаборатории Красноуральского медеплавильного комбината ОАО «Святогор». Все остальные исследования проводились в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Минеральный состав и структурно-текстурные особенности сортов медных руд Северо-Западного участка месторождения име-

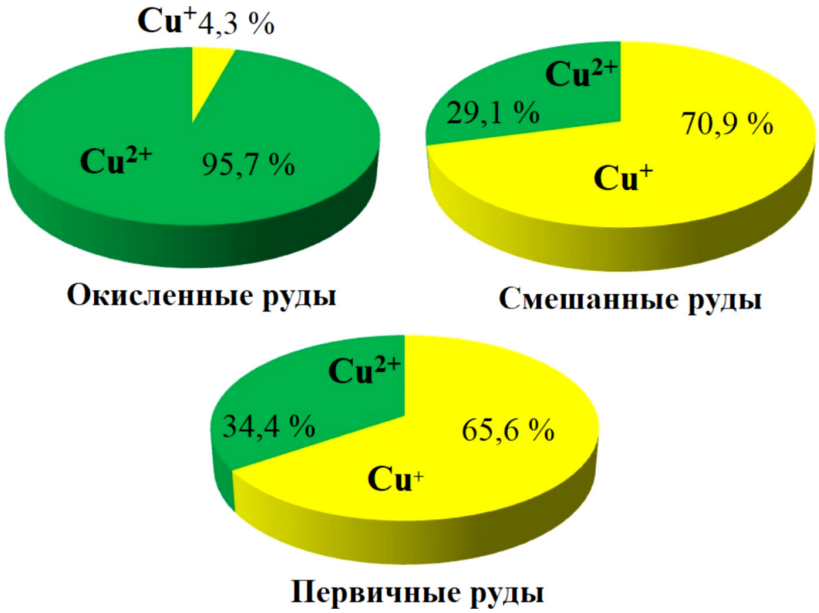
ют свои отличительные черты. Ввиду проявлений признаков гипергенеза с поверхности при подсчете запасов появилась необходимость в разделения руд на первичный, смешанный и окисленный сорта по степени окисленности меди.

В результате проведенных исследований выявлено, что выделенные на месторождении разновидности медных руд, прежде всего, отличаются по количественно-минералогическому составу. Собственно в первичных рудах главным минералом является пироксен, в смешанных преобладает амфибол, а в окисленных — апатит. Вторичные изменения развиты достаточно интенсивно во всех сортах медных руд, однако, по степени интенсивностипреобразования минералов наиболее заметно процессы замещения прослеживаются в смешанных и окисленных рудах, менее проявлены в первичных. Наиболее хорошо выраженные кристаллографические очертания минералов наблюдаются в первичных рудах. По мере усиления степени окисленности руд наблюдается уменьшение зернистости. Собственно первичные руды обладают крупнозернистой и среднезернистой структурой, смешанные руды характеризуются среднезернистой, а окисленные представляют собой мелкозернистые и среднезернистые руды.

Изученная собственно рудная минерализация сортов медных руд представлена титаномагнетитом, борнитом, халькопиритом, халькозином и ковеллином. При этом руды характеризуются высоким содержанием титаномагнетитовой минерализации, и редкой вкрапленностью медных минералов.

Анализ вещественного состава сортов медных руд по количественному определению содержания компонентов рудной минерализации по сортам рудпоказал, что смешанные (в среднем 29,1 мас. % Cu^{2+})и окисленные (в среднем 95,7мас. % Cu^{2+}) руды однозначно соответствуют выделенным промышленным сортам месторождения, а исследованные руды из горизонта балансовых «первичных руд» не соответствуют основному критерию их отнесения к промышленному сорту первичных руд, они содержат в среднем 34 мас. % Cu^{2+}, что существенно больше по сравнению с установленным требованием < 20 мас. % Cu^{2+} для балансовых первичных руд (см. рисунок).

Установлено, что состав борнита в первичных и смешанных рудах практически не отличается, в то время как в окисленных наблюдается существенное изменение борнита, связанное с выносом меди. При этом структура борнита всех разновидностей руд соответ-



Количественное содержание окисленной меди в балансовых границах сортов медных руд

ствует орторомбическому борниту, относится к высокотемпературной модификации.

На основе проведенных исследований показано, что образование медно-железо-ванадиевых руд Северо-Западного участка Волковского месторождения связано с многостадийным процессом. Собственно руды отлагались в течение трех последовательных стадий: первая рудная (*анатит-титаномагнетитовая ассоциация I*), вторая рудная (*борнит-халькопиритовая ассоциация II*), третья рудная (*борнит-халькопирит-халькозиновая ассоциация III*), в результате которых формировались рудные тела, определяющие промышленный потенциал месторождения. Завершался минералообразующий процесс образованием повсеместно распространенных малахитовых жил, прожилков, корочек и налетов.

Выявленное несоответствие основного критерия выделения первичных руд по содержанию окисленной меди может быть связано с особенностями формирования руд на данном участке и указывает на необходимость смещения границы между первичными и смешанными рудамиСеверо-Западного участка Волковского место-

рождения на более глубокие горизонты при использовании содержания окисленной меди в качестве критерия определения сортов балансовых медных руд.

Таким образом, проведенные исследования позволили детально охарактеризовать сорта медных руд, что может быть использовано для уточнения границ между ними при дальнейшей отработке Северо-Западного карьера и других участков, что будет способствовать более корректной отработке Волковского месторождения.

Автор выражает благодарность Т. Г. Шумиловой за научные консультации и помощь в определении направления исследований, а также К. Д. Мукамбетову и Т. Н. Поликашинойза помощь в опробовании медных руд.

Литература

1. Аникина Е. В., Алексеев А. В. Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (платиноносный пояс Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 100 с.

2. Тимихов К. Д. Закономерности в распределении медносульфидного, титаномагнетитового и апатитового оруденения на Волковском месторождении (Средний Урал). Екатеринбург: Изд. АН СССР, 1962. 46 с.

3. Виноградов К. П., Булатов В. П. «Строительство Северо-западного карьера (восполнение мощностей Лаврово-Николаевского карьера) ОАО «Святогор» Волковский рудник. Вторая очередь», 2006, 70 с.).

ХАРАКТЕРИСТИКА НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕСПУБЛИКИ КОМИ, ПОДГОТОВЛЕННЫХ ДЛЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ

Р. В. Мосин
УГТУ, Ухта
Audileon.mr.96@mail.ru

Основная цель данной работы показать общую картину для дальнейшей разработки нефтесодержащих месторождений, емкостно-фильтрационные свойства коллекторов и физико-химические свойства флюида.

Нефтяные залежи приурочены в основном к южной части Ижма-Печорской впадины, к Колвинскому мегавалу, к южной части Хорейверской впадины и Варандей-Адзьвинской структурной зоне (см. рисунок).

Нефтегазоносность Республики Коми (РК) приурочена к терригенным и карбонатным коллекторам палеозойского возраста (от ордовикских до пермских отложений). Основные разведанные запасы нефти сосредоточены в девонских и пермско-каменноугольных отложениях. Залежи нефти в ордовикских отложениях приурочены только к Среднемакарихинскому месторождению. Основная доля запасов нефти девонских отложений приходится на Ярегское, Нижнечутинское, Восточно-Ламбейшорское, Каменское и Западно-Сынатыское месторождения, пермско-каменноугольных — Усинского месторождения.

Глубина залегания залежей колеблется от 80 до 4424 м. Основная часть извлекаемых запасов нефти приходится на залежи с глубиной залегания в пределах от 1200 до 2500м, на залежи с глубиной менее 1200 м и более 2500м приходится примерно одинаковое количество остаточных извлекаемых запасов.

По состоянию на 01.01.2017 г. Сводным балансом запасов нефти по РК учтено 145 нефтесодержащих месторождений (128 нефтяных, 9 нефтегазоконденсатных, 5 нефтегазовых, 3 газонефтяных). Из них 82 — разрабатываемых и 63 интересующих нас — разведываемых, а также выработанное Ягтыдинское нефтяное месторождение. По величине запасов из 145 нефтесодержащих месторождений 1 уникально, 7 крупных, 29 средних, 55 мелких, 53 очень мелких.

Цель данной работы заключалась в анализе литологических параметров пласта и физико-химических свойств нефти. Были про-

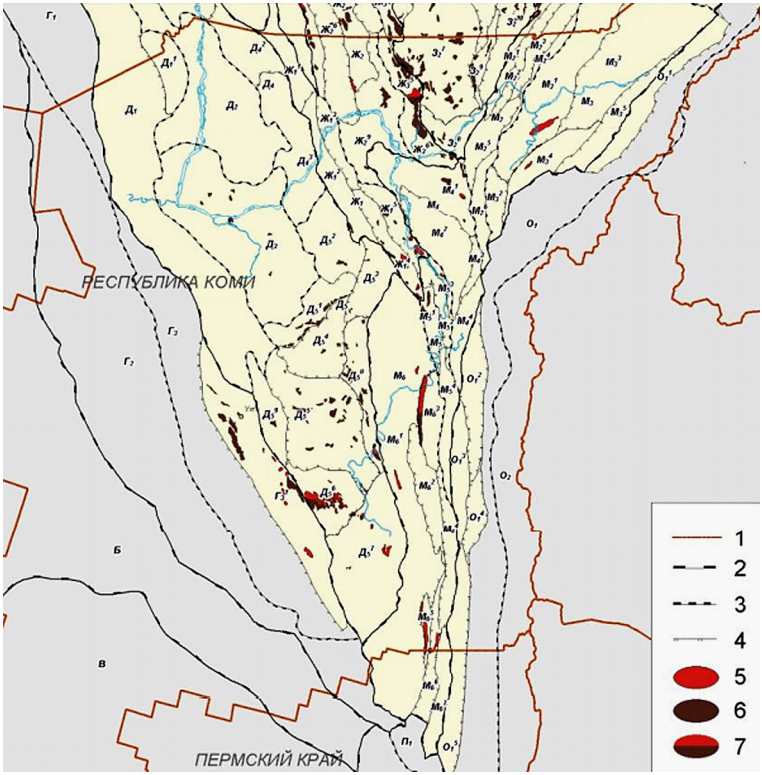


Схема тектонического районирования Тимано-Печерской нефтегазоносной провинции (по [1]):

1 — административные границы; 2—4 — границы тектонического районирования: 2 — надпорядковые, 3 — первого порядка, 4 — второго порядка; 5—7 — месторождения: 5 — газовые, 6 — нефтяные, 7 — смешанного состава. Элементы тектонического районирования: Г — Тиманская гряда, Д — Ижма-Печорская синеклиза, Ж — Печоро-Колвинскийавлакоген, З — Хорейверско-Печороморскаясинеклиза, М — Предуральский краевой предгорный прогиб, О — Западно-Уральская складчато-надвиговая область

анализированы глубина залегания, нефтенасыщенная толщина, проницаемость, тип залежи, содержание в нефти примесей серы и парафина, вязкость нефти в пластовых условиях и пластовая температура. При проведении анализа характеристики нефти использовались методические подходы, используемые в ООО »ТП НИЦ» [2].

Из всех месторождений РК 78,51 % находятся на глубине от 1200 до 2500 м, по литологии преобладают карбонатные коллектора. Проницаемость пород в основном колеблется от 50 до 300 мДарси. Нефтенасыщенная толщина преобладает от 10 до 30м, также есть толщины более 30м. Вязкость нефти в основном менее 10 мПа·с. По типу залежи 97 % месторождений нефтяных и только 3 % нефтегазовых. Содержание серы не превышает 3 %. Содержание парафина колеблется от 0,42 до 15,45 %, преобладают нефти с содержанием парафинов не более 3 %.

Литература

1. Прищепа О. М., Богацкий В. И., Макаревич В. Н., Чумакова О. В., Никонов Н. И., Куранов А. В., Богданов М. М. Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т.6. №4.http://www.ngtp.ru/rub/4/40_2011.pdf

2. Кутлинский А. А., Куранов А. В., Желудова М. С. Составление геологического отчёта о результатах поисково-оценочного бурения на нефть и газ на Водненской структуре. СЫК 01028 НР. Договор № 19-НИР/2016 от 15.09.2016 г. ООО «ТП НИЦ», 2016.157 с.

ДИНАМИКА СТРУКТУРЫ НАЧАЛЬНЫХ СУММАРНЫХ РЕСУРСОВ НЕФТИ (ИЗВЛЕКАЕМЫХ) В РЕСПУБЛИКЕ КОМИ С 01.01.2008 ПО 01.01.2018

А. Н. Марченко, Р. В. Мосин
УГТУ, Ухта
Audileon.mr.96@mail.ru

В основу методического подхода по выбору критериев и метода оценки начальных суммарных ресурсов (НСР) Тимано-Печорской провинции (ТПП) положены рекомендации, изложенные в «Методическом руководстве по количественной и экономической оценки ресурсов нефти, газа и конденсата России».

В качестве общей оценки ресурсов углеводородного сырья любого нефтегазоносного бассейна, провинции, принята величина начальных суммарных ресурсов, которая включает следующие составляющие:

— разрабатываемые и разведанные запасы месторождений категорий $A + B + C_1$;

— предварительно оцененные запасы месторождений категории C_2;

— накопленная добыча за весь период разработки и эксплуатации месторождений иотдельных залежей;

— подготовленные ресурсы категории D_0;

— перспективные и прогнозные ресурсы категорий D_1 и D_2;

Перспективные ресурсы категории D_1и прогнозируемые ресурсы категории D_2составляют неразведанную часть НСР территории.

Неразведанные ресурсы включают в себя в подготовленных, выявленных и находящихся в бурении структурах ресурсы категорий D_0 + Dл.

Ресурсы категорий $D_1 + D_2$ являются производной величиной, получаемой в результате вычитания из величины НСР суммы запасов категорий $A + B + C_1$ и C_2, накопленной добычи и локализованных ресурсов категорий D_0 + Dл. Категории ресурсов $D_1 + D_2$ и часть НСР показывает, какое количество ресурсов (и в конечном итоге запасов) может быть впоследствии локализовано в ловушках различного типа (в том числе и за счет прироста запасов по залежам уже открытых месторождений). Величина неразведанных ресурсов характеризует потенциал территории, исходя из нее рассчитывает-

ся плотность неразведанных ресурсов на единицу площади (степень перспективности территории).

Поскольку с прошлого года принята новая классификация, мы перевели данные согласно этой классификации.

Настоящая классификация запасов, ресурсов нефти и горючих газов устанавливает единые для Российской Федерации принципы подсчета и государственного учета запасов и ресурсов нефти, горючих газов и газового конденсата.

Мы рассматривали динамику прироста подготовленных ресурсов категории D_0с 01.01.2008 по 01.01.2018 года.

Ресурсы нефти, газа и конденсата возможно продуктивных пластов подготовленных к бурению ловушках в районах с доказанной промышленной нефтегазоносностью или не вскрытых бурением продуктивных пластах открытых месторождений. Форма, размеры и условия залегания предполагаемых залежей определены по результатам геолого-геофизических исследований, толщина и фильтрационно-емкостные свойства пластов, состав и свойства углеводородов принимаются по аналогии с открытыми месторождениями относятся к категории D_0.

По состоянию на 01.01.2008 года подготовленные ресурсы НСР составляют 248,266 млн т, на 01.01.2012 наблюдается прирост ресурсов категории D_0 на 3,6 % что составило 394,902 млн т, по состоянию на 01.01.2018 года подготовленные ресурсы НСР значительно увеличились на 7,4 %, что составило 590 млн т по сравнению с состоянием на 01.01.2012 года (см. рисунок).

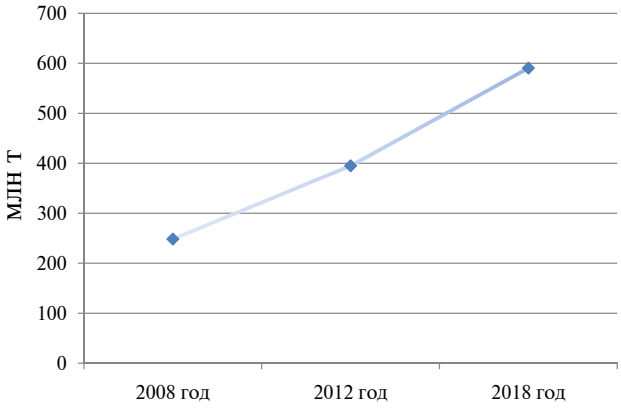


График прироста ресурсов категории D_0

Исходя из полученных данных можно сказать что подготовленные ресурсы НСР по состояния на 01.01.2018 года значительно увеличились и отражают возможность открытия залежей нефти и газа вподготовленных к поисковому бурению ловушкахи использования для проектирования поисковых работ.

ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЯРЕГСКОЙ ТОЛЩИ ДЖЬЕРСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОГО ТИМАНА. ГЕНЕЗИС И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

А. С. Мяндин[1], О. В. Удоратина[2], Б. А. Макеев [2]
[1]СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар
[2]ИГ Коми НЦ УрО РАН
anremand@gmail.com, taykey@yandex.ru

Скважиной 114-р1 вблизи пос. Ярега Республики Коми вскрыт разрез пород слагающих ярегскую толщу джьерской свиты ($D_3dž$) [3]. В этом разрезе наряду с покровами (силлами) нормальных базальтов наблюдаются прослои мощностью до 1,5 м сложенные породами с высокими содержаниями K_2O — до 10 мас.%. Поскольку имеются различные точки зрения на происхождение этих образований: магматическое или метасоматическое, данное исследование, проводится нами для определения генезиса высококалиевых пород.

Образцы для исследований были взяты из части керна скважины 114-р1 с интервала глубин 14,0—18,8 м. Текстурно-структурные особенности пород изучались в штуфах, а также в шлифах под микроскопом, содержание макроэлементов в породе определялось с помощью классического химического анализа, минералы установленные в шлифах подтверждены микрозондовым и рентгеноструктурным анализами. Все исследования проведены в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН. Петрографические и петрохимические исследования позволили нам разделить образцы на два типа.

Первый тип пород (I) представлен светло-серыми, зеленовато-серыми базальтами. Образцы характеризуются миндалекаменными, трещиноватыми, такситовыми текстурами и сериально-порфировыми, гломеропорфировыми структурами. Вкрапленники представлены плагиоклазом состава лабрадор-битовнит и редкими, разложившимися индивидами орто- и клинопироксенов. Встречаются сростки плагиоклазов с пироксенами. Интерсертальная основная масса состоит из лейст плагиоклаза, рудных минералов, погруженных в агрегат карбонатных и глинистых минералов. Встречаются небольшие участки стекла. По данным микрозондовых исследований рудные минералы представле-

ны титаномагнетитом и халькопиритом. Миндалины заполнены карбонатами или хлоритом. В некоторых образованиях наблюдается концентрически-зональное строение: центр миндалины заполнен кальцитом, периферийная часть — сидеритом, а края сферы сложены хлоритом. Вторичные прожилки в породе заполнены карбонатами или хлоритом.

Второй тип пород (II) представлен породами бежевой, светло-серой окраски. Образцы характеризуются миндалекаменными, такситовыми текстурами и афировыми, сериально-порфировыми структурами. Редкие вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом. Микролитовая основная масса состоит из мелких индивидов калиевого полевого шпата и рудных минералов, погруженных в каолинит, карбонаты. По данным микрозондовых исследований акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, рудные минералы — титаномагнетитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом. Миндалины заполнены карбонатами, оксидами и гидроксидами железа, прожилки выполнены карбонатами и каолином.

Химический состав образцов не соответствует принятой классификации (см. таблицу). Тип 1 по сравнению с типом 2 отличается большим содержанием CaO, Fe_2O_3, FeO, но меньшим — K_2O. Выполненные ранее исследования изотопного состава карбонатов показали, что они соответствуют образованиям, сформированным при вторичных процессах [1]. Поэтому мы считаем, что высококалиевые породы близки по своему первичному составу к средним породам (например, фонолитам), низкие содержания кремнезема обусловлены высокими содержаниями наложенных карбонатов.

Для определения генезиса пород выполнены рентгеноструктурные исследования калиевого полевого шпата. Расчеты по методу И. Е. Каменцева и О. Г. Сметанниковой показали, что калиевый полевой шпат является санидином [2], высокотемпературной модификацией КПШ. Учитывая первично вулканические структуры, химический состав породы, рентгеноструктурные особенности КПШ, а также вторичную природу карбонатов, мы заключаем, что исследованные породы имеют магматическое (вулканическое) происхождение, и не являются калиевыми метасоматитами.

Исследования выполняются в рамках госзадания №ГР АААА-А17-117121270035-0.

Химический состав исследуемых пород (мас. %)

Интервал	14,0—15,6	14,0—15,6	15,6—17,1	15,6—17,1	15,6—17,1	15,6—17,1	17,1—18,8	17,1—18,8
Расстояние от забоя	0,1	0,9	0,25	0,55	0,65	1,3	0,45	1,3
Тип пород	II				I			II
SiO_2	43,91	32,24	32,56	38,39	33,89	47,03	32,62	43,63
TiO_2	1,21	1,18	1,11	1,17	1,15	1,10	1,12	1,56
Al_2O_3	17,31	16,36	15,29	16,68	13,98	15,09	15,34	18,78
Fe_2O_3	1,12	1,49	0,89	0,81	1,53	3,05	0,78	0,88
FeO	4,78	9,66	4,80	2,87	5,84	8,32	7,85	3,06
MnO	0,13	0,10	0,42	0,36	0,44	0,14	0,51	0,35
CaO	6,02	7,95	11,26	11,03	15,56	11,47	16,04	6,73
MgO	4,34	5,92	5,66	5,21	6,37	6,57	5,08	2,70
K_2O	8,10	3,52	4,13	1,76	0,95	0,23	0,19	7,95
Na_2O	0,97	1,35	0,56	0,75	1,75	1,85	1,85	0,57
P_2O_5	0,12	0,12	0,10	0,10	0,10	0,10	0,26	0,13
ППП	12,12	20,22	22,42	20,34	18,71	5,02	17,81	13,46
H_2O	0,55	0,56	0,62	0,94	0,66	0,96	0,70	0,58
CO_2	9,17	15,90	16,46	15,20	17,43	3,79	16,14	8,92

Литература

1. Мяндин А. С., Удоратина О. В., Смолева И. В. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов щелочных базальтов (Южный Тиман) // Материалы докладов III Всероссийской (XVIII) молодежной научной конференции «Молодежь и наука на Севере» (в 2-х томах). Том II. (Сыктывкар, Республика Коми, Россия, 2018 г.). Сыктывкар, 2018. С. 76—77. (ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

2. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты). Под ред. В. А. Франц-Каменского. Л.: Недра, 1983. 359 с.

3. Юманов Ф. Л., Сиваш Н. С., Иванов Н. Ф. и др. Геологическое доизучение м-ба 1:200 000 листа P-39-VI (Ухтинская площадь). 296 с. УФ ОАО «Полярноуралгеология», г. Ухта, 2004г., Росгеолфонд, Комигеолфонд, УФ «Полярноуралгеология», Респ. Коми

СИНТЕЗ И АТТЕСТАЦИЯ НАНОРАЗМЕРНЫХ ПИРОХЛОРОВ $Bi_{1.5}M_xTi_2O_{7-\Delta}$ (M = Sc, In)

М. С. Напалков[1], А. Г. Краснов[2],
М. И. Власов[3], И. В. Пийр[1]
[1]СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар
[2]ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
[3]ИВТЭ УрО РАН, Екатеринбург
alexey-krasnov@rambler.ru

Титанат висмута со структурой типа пирохлора $Bi_2Ti_2O_7$ считается перспективным фотоактивным материалом в диапазоне видимого излучения, что известно по результатам первопринципных квантово-химических расчетов, а также из экспериментального исследования процессов разложения органических красителей и выделения водорода в водно-метанольных растворах [1—3]. С помощью допирования структуры пирохлора титаната висмута катионами элементов с подходящим размером и зарядовым состоянием возможно создание новых соединений с модифицированным электронным строением. Такие соединения могут обладать меньшей шириной запрещенной зоны и, как следствие, характеризоваться сдвигом края фундаментального поглощения в длинноволновую область спектра, что приводит к повышению фотокаталитической активности по сравнению с исходным $Bi_2Ti_2O_7$ и с главным конкурентом в фотокатализе — анатазом TiO_2.

В ходе работы методом соосаждения были синтезированы образцы следующих составов: $Bi_2Ti_2O_{7-x}$ и $Bi_{1,5}Ti_2O_{7-x}$; $Bi_{1,5}Ti_2M_xO_{7-x}$, где x = 0,25; 0,5; M — Sc^{3+}; In^{3+}. В качестве реагентов использовали кристаллогидраты нитратов соответствующих металлов, тетраизопропилат титана и оксид скандия. Полученные соосаждением образцы высушивали, прессовали в таблетки и обжигали в муфельной печи при 650 °C в течение 6 часов.

По результатам рентгенофазового анализа после термообработки образцы $Bi_{1,5}Ti_2M_xO_{7-\Delta}$, где x = 0,25; 0,5; M — Sc^{3+}; In^{3+}; $Bi_{1,5}Ti_2O_{7-\Delta}$, содержали только фазу пирохлора (рис. 1). В случае образца $Bi_2Ti_2O_7$ наблюдалось наличие фазы пирохлора и примесной фазы слоистого перовскита.

На микрофотографиях (рис. 2), полученных на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) видно, что образцы после обжига

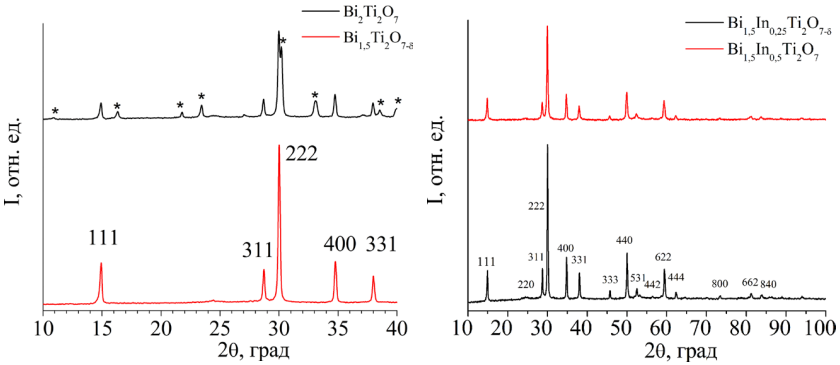


Рис. 1. Рентгенограммы образцов, полученных методом соосаждения после обжига при 650 °С (6 ч) (* — примесная фаза $Bi_4Ti_3O_{12}$)

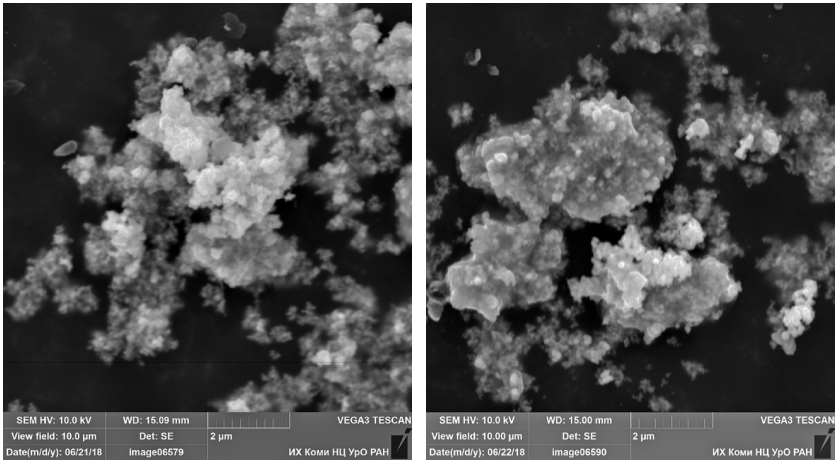


Рис. 2. Изображение СЭМ: а — $Bi_{1.5}In_{0.5}Ti_2O_{7-\delta}$; б — $Bi_{1.5}Sc_{0.5}Ti_2O_{7-\delta}$ после обжига при 650 °С (6 ч)

имеют одинаковую морфологию не зависимо от типа допанта, частицы образуют агломераты около 5 мкм.

Измерения спектров диффузного отражения света на образцах после обжига при 650 °С выполнены при комнатной температуре на спектрометре Shimadzu 2450 с применением интегрирующей сферы ISR-2200. Найденные величины электронных переходов прямого и непрямого типа лежат в зоне энергии, соответствующей синей области видимого излучения ($E < 3.2$ эВ), что говорит о возможности применения соединений как фотокатализаторов.

Фотокаталитическая активность была изучена на порошковых образцах, синтезированных методом соосаждения после обжига при 650 °С в течение 6 часов. В качестве модельного разлагаемого вещества использовали раствор органического красителя родамина Б. С целью диспергирования частиц в растворе красителя проводилась ультразвуковая обработка в течение 3 минут. Для равномерного распределения частиц по объему, в процессе катализа, система подвергалась ультразвуковому воздействию в течение 3 минут каждые 2 часа фотокаталитического теста. Выявлено, что все синтезированные изученные образцы проявляют фотокаталитическую активность в видимом свете. Максимальной активностью обладает соединение состава $Bi_{1.5}In_{0.5}Ti_2O_7$.

Литература

1. Merka O., Bahnemann D., Wark M. Photocatalytic hydrogen production with non-stoichiometric pyrochlore bismuth titanate // Catalysis Today. 2014. V. 225. P. 102—110.

2. Bencina M., Valant M. $Bi_2Ti_2O_7$-based pyrochlore nanoparticles and their superior photocatalytic activity under visible light // Journal American Ceramic Society. 2018. V. 101. P. 82—90.

3. Murugesan S., Huda M. N., Yan Y., Al-Jassim M. M., Subramanian V. Band-Engineered Bismuth Titanate Pyrochlores for Visible Light Photocatalysis // J. Phys. Chem. C. 2010. V. 114. № 23. P. 10598—10605.

МЕЖФОРМАЦИОННЫЙ КОНТАКТ РИФЕЙСКИХ И ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОЛУОСТРОВА КАНИН

М. А. Павлова[1], Д. В. Зархидзе[2],
Л. И. Богатырев[2], А. Е. Цыбульская[2]
СПбГУ ИНоЗ[1], ВСЕГЕИ[2], Санкт-Петербург
milana.a.pavlova@yandex.ru, dzarkhidze@yandex.ru,
leonid_bogatyrev@vsegei.ru, aleksandra_tsybulskaya@vsegei.ru

Геологические структуры полуострова Канин входят в состав Тимано-Печорской-Баренцевоморской эпибайкальской плиты, в строении которой участвуют два структурных этажа: нижний представлен метаморфизованными толщами верхнего протерозоя (слагают широкую осевую часть кряжа Канин Камень), верхний — осадочными отложениями фанерозойского чехла (палеозой, мезозой и кайнозой) [4].

За последние более чем пятьдесят лет геологические подразделения Канинского полуострова неоднократно исследовались в ходе различных геологических работ. Здесь проводились геолого-съемочные работы, а также поисковые и геофизические работы [1—4] и др. Предшественниками было установлено, что позднедевонские отложения залегают на неравномерно размытой поверхности подстилающих докембрийских (рифей), реже — палеозойских (силурийских) образованиях.

В 2018 году ФГБУ «ВСЕГЕИ» были проведены полевые работы с целью ревизионного изучения геологического строения территорий и закономерностей размещения полезных ископаемых.

В пределах поискового подучастка «Таяокуяхинский» (рис. 1), находящегося в приустьевой части реки Талянаяха, рифейские образования представлены сильно дислоцированными, метаморфизованными (в условиях эпидот-амфиболитовой фации) кристаллосланцами (Mu-Bt-Q, Gr-Mu-Bt-Q, Gr-Bt-Q, Bt-Q составов). На размытой поверхности рифейских кристаллосланцев с резким угловым несогласием залегают позднедевонские терригенные отложения таяокуяхинской свиты, представляющие собой переслаивание маломощных (до 3 м) прослоев конгломератов, песчаников и алевролитов. В рамках работ 2018 г., горными выработками (расчистки 8006, 8007) в нижнем течении р. Талянаяха был вскрыт несогласный контакт рифея и девона, который можно определить,

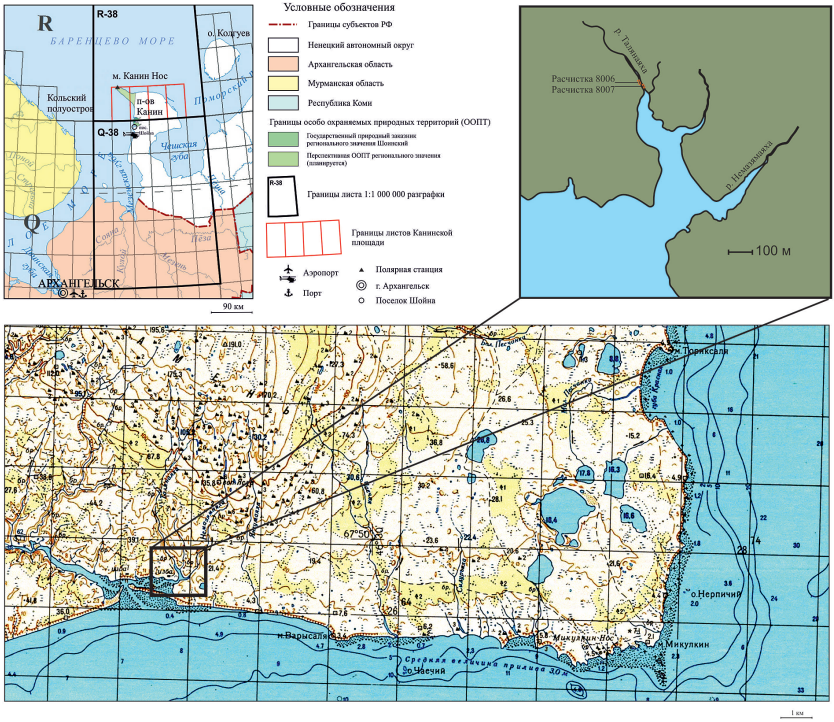


Рис. 1. Обзорная схема расположения площади работ

как **межформационный контакт**. Ниже приведено описание разрезов в этих обнажениях.

Разрез Талянаяха-1 (по расчистке 8006)

Находится в правом борту р. Талянаяха в основании склона долины над пойменной террасой, в 500 м выше места слияния с р. Немазямаяха (рис. 2).

Описание по полотну (сверху вниз):

Инт. 0,0—1,2 м. Базальный галечный, галечно-гравийный конгломерат в слюдисто-песчаном цементе коричневато-зелено-серого цвета. В основании мелкие валуны (10—15 см) выветрелых базальтов (?) и жильного кварца, щебень, дресва, галька метапесчаников и метасланцев. Валуны, галька, щебень часто находятся в гравийно-галечном матриксе. Порода сильно трещиноватая, дезинтегри-

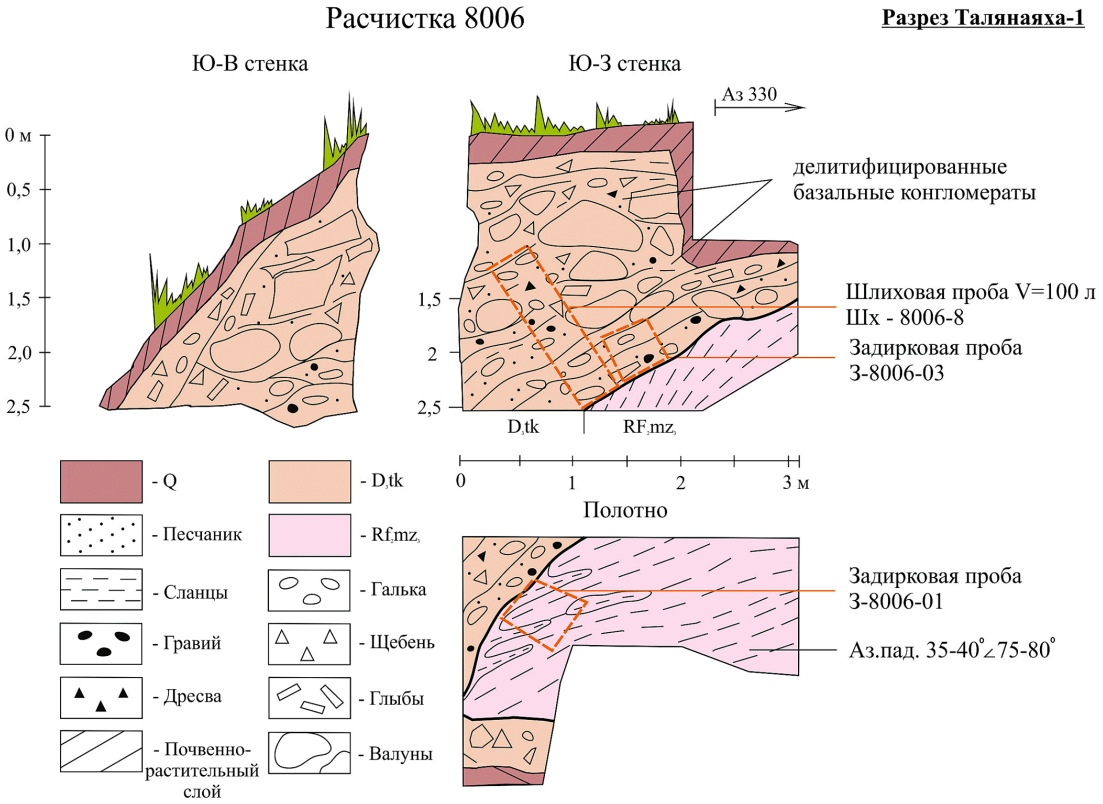


Рис. 2. Схема расчистки 8006. Контакт сланцев рифея с базальными конгломератами верхнего девона

рована, обохрена, ожелезнена, часто обохренность гнездами, вкрапленниками.

Инт. 1,2—3,2 м. Подстилающие кристаллосланцы Q-Bt, Q-Bt-Src серебристо-серые, коричнево-серые, сильно выветрелые. Тонкослоистые (0,5—1 мм) за счет переслаивания более темных микрослойков. На контакте с перекрывающими конгломератами наблюдается «утыкание» — **резкое угловое несогласие**, маркирующееся глинистым материалом коричнево-серого цвета, в виде примазок, «затеками» как по самому контакту, так и между крупными пластинами рифейских кристаллосланцев.

Описание юго-западной стенки расчистки 8006 (сверху вниз):

Инт. 0,0—0,25 м. Почвенно-растительный слой.

Инт. 0,25—1,8 м. Делитифицированный базальный конгломерат, представленный валунником с галечно-щебнистым с дресвой и песком матриксом, иногда глинистым. Встречены валуны жильного кварца размером до 1,2 м. Много валунов базальтов (?) до 1,5 м.

Инт. 1,8—2,5 м. В левой части стены конгломерат галечно-гравийный, аналогичный описанному в интервале 0,0—1,2 м по полотну. В правой части стенки слюдистые сланцы рифея (аналогично интервалу 1,2—2,3 м, описанному по полотну).

Разрез Талынаяха-2 (по расчистке 8007)

Находится в левом берегу р. Талынаяха в основании склона 5 м террасы и в 460 м выше места слияния с р. Немазямаяха. (рис. 3)

Описание северо-восточной стенки:

Инт. 0,0—0,25 м. Почвенно-растительный слой.

Инт. 0,25—0,5 м. Щебнисто-дресвяная делювиальная смесь. В обломках метасланцы и метапесчаники кристаллические.

Инт. 0,5—2,0 м. Метасланцы Q-Bt, Q-Src, метапесчаники Bt-Q коричневато-серые, зелено-серые.

Инт. 2,0—4,5 м. По неровной бугристой границе сланцы наращиваются к оси долины (перекрываются) толщей крутопадающих песчаников коричнево-серых, коричневых, в невыветрелых реликтах цвет зелено-серый. В составе много слюды (серицита). Текстура комковатая и слоисто-линзовидная. Контакт — **резкое угловое несогласие** (с бугристой границей). По границе толщ есть слабая глинизация по подстилающим сланцам.

По зоне межформационного контакта между рифейскими и среднепалеозойскими образованиями здесь было проведено руд-

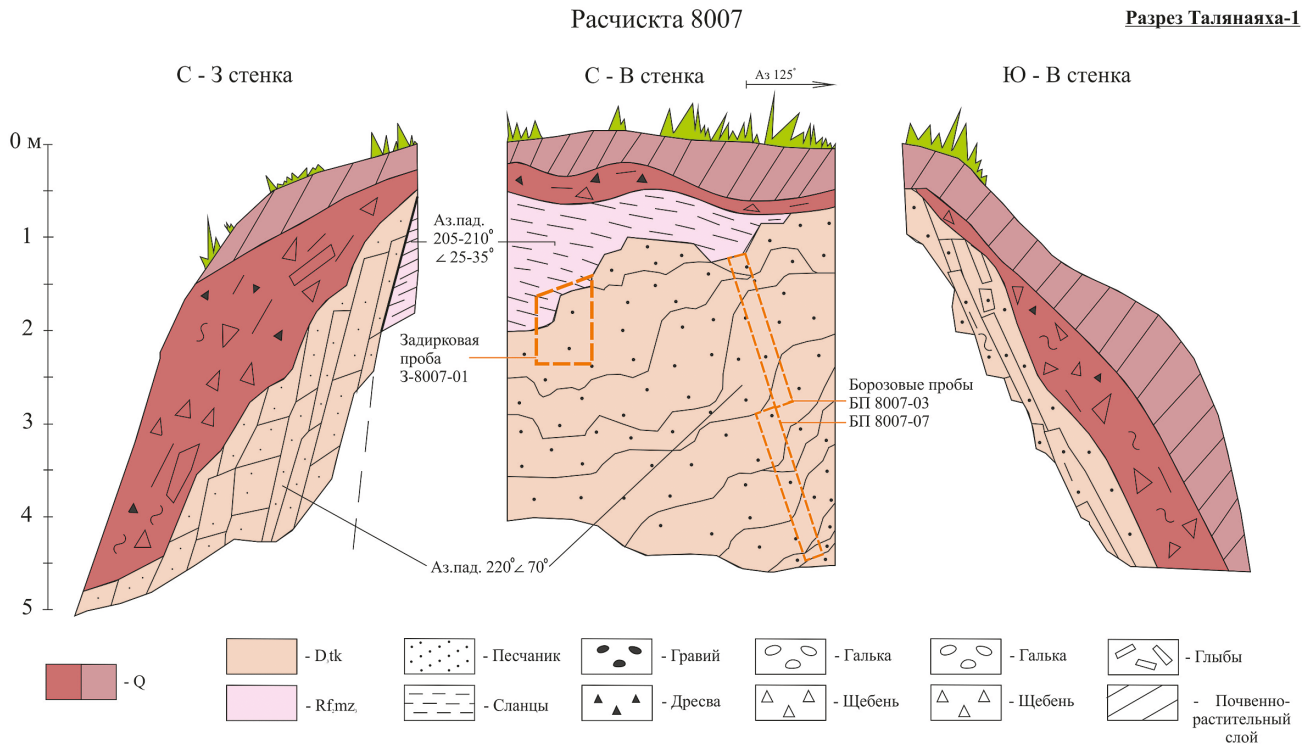


Рис. 3. Схема расчистки 8007. Угловое несогласие между рифейскими сланцами и верхнедевонскими песчани-

ное опробование (задирковое, бороздовое, штуфное). Также по разрезам свиты промыта серия мелкообъемных (по 100 л) шлиховых проб, взятых из встреченных делитифицированных разностей конгломератов.

В дальнейшем по этой зоне межформационного контакта планируется описание шлифов и аншлифов; минералогический анализ шлихов и протолочных проб, полученных из задирковых, бороздовых, штуфных и малообъемных проб, а также количественные лабораторные исследования (ICP-MS, пробирный анализ) на предмет наличия различных полезных ископаемых (золото, редкие элементы и полиметаллы).

Литература

1. Горностай Б. А. и др. Отчет о ГГС м-ба 1:50000 и поисках проведенных на территории листов R-38-111-Г, 123Б, 124АБВГ, 125АВГ, 126Ввг, Гвг, 137Аб, Баб, 138АБ, Гб, 139АБ, Ваб, Габг, 140Авг, Бвг, В, Г, 141ВГ, 142В; Q-38-8-Баб, 9АВГ, 10АВ на п-ве Канин. Архангельское ПГО, Тиманская ГРЭ, Нарьян-Мар, 1984. 1571 с.

2. Кочетков О.С., Алексеев Н.В. и др. Составление прогнозно-металлогенической карты Тимана и п-ова Канин м-ба 1:200000, Архангельск-Ухта, 1986—1988. 422 с.

3. Пачуковский В. М. и др. Геологическое строение территории листов R-38-XXXIV, R-38-XXXV, Q-38-IV, Q-38-V (Отчет о производстве ГПС работ Канинской ГПСП на территории листов R-38-XXXIV, R-38-XXXV, Q-38-IV, Q-38-V в 1965—1967 гг.). ЛГГУ, УГРЭ, Ухта, 1968. 420 с.

4. Черемхина Г. М. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые полуострова Канин. Отчет Несской геолого-съемочной партии о результатах ГГС и ГДП ранее заснятых площадей м-ба 1:200000, проведенных в 1988—1996 гг. на п-ве Канин. Листы R-38-XXXII, XXXIII, XXXIV, XXXV; Q-38-II, III, IV, V, VIII, IX, XV, XVI, Новодвинск, 1996. 428 с.

ФАЗОВЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СТРОНЦИЕВОГО СИТИНАКИТА ПРИ ТЕМПЕРАТУРНОМ ВОЗДЕЙСТВИИ

И. А. Перовский[1], Н. Ю. Яничева[2]
[1]ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
[2]Центр наноматериаловедения КНЦ РАН, Апатиты
igor-perovskij@yandex.ru

Использование атомной энергии в мирных целях сопровождается образованием радиоактивных отходов. Наибольшая опасность исходит от высокоактивных жидких отходов, переработка которых затруднена наличием трансурановых элементов и продуктов их деления (^{137}Cs, ^{90}Sr, ^{140}Ba, ^{226}Ra), обладающих высоким выходом и длительным периодом полураспада. Международная стратегия безопасного обращения с такими отходами состоит в сокращение их количества путем концентрирования и удержания внутри устойчивых твердых материалов, обеспечивающих полную изоляцию от биосферы.

Одним из технологических решений является иммобилизация радионуклидов в составе минералоподобной титанатной керамики Synroc-типа [1, 2]. В качестве прекурсоров способных образовывать полифазные минералоподобные матрицы возможно использование каркасных титаносиликатов зорита, иванюкита и ситинакита являющихся эффективными сорбентами радионуклидов Cs и Sr из жидких радиоактивных отходов любого состава.

Нами был синтезирован титаносиликат со структурой ситинакита [3], показана его эффективность в извлечении стабильного катиона стронция. Целью данной работы являлось изучение температурных преобразований стронций замещенного ситинакита, для его применения в качестве матрицы иммобилизации радионуклида ^{90}Sr.

Исходный титаносиликат, Na-ситинакит, был получен в ходе гидротермального синтеза. Особенностью синтеза является использование в качестве прекурсора отходов обогащения лейкоксеновых руд Ярегского месторождения. Синтезированный образец представляет собой порошок белого цвета, состоящий из кубовидных и короткопризматических кристаллов размером от 0.1 до 3 мкм. По данным физической сорбции азота удельная поверхность варьируется от 40 до 50 м^2/г.

Sr-замещенный титаносиликат получен в ходе сорбционных экспериментов. Исходный образец массой 0.03г помещали в полипропиленовую пробирку, заполненную 15 мл раствора хлорида стронция ($c(Sr^{2+})$ = 1 г/л, pH = 4.7) и выдерживали при температуре 20 °С в течение 24 ч. По завершении эксперимента порошок отделяли от раствора, промывали дистиллированной водой и сушили при температуре 103 °С. Сорбционная емкость титаносиликата составила 80 мг/г.

Изучение фазовых преобразований исходного и Sr-замещенного титаносиликата проведена методами дифференциальной сканирующей калориметрии (NETZSCHSTA 409 PC/PG) и рентгеновской дифракции (XRD-6000 SHIMADZU, излучение Cu Kα).

На рис. 1 представлены кривые нагревания исходного и Sr-замещенного титаносиликатов. Как видно из кривых, титаносиликат при нагревании претерпевает изменения связанные с потерей физической и структурной воды, разрушения кристаллической структуры и образования новых фаз. Отличительной особенностью Sr-замещенного образца является наличие выраженных экзоэффектов при температурах 290, 680, 850, 950 и 1025 °С.

Проведенные рентгеноструктурные исследования позволили установить, что исходный ситинакит имеет более стабильную структуру, устойчивую до 300 °С (рис. 2). Дальнейшее прокаливание до 600 °С ведет к необратимой потере структурной воды и полной аморфизации титаносиликата. Экзотермический пик при 650 °С соответствует кристаллизации новой фазы, идентифицированной как фрейденбергит. Низкая степень кристалличности образца после прокаливания при 700 °С вероятно связана с коротким временем изотермической выдержки.

Sr-замещенный образец имеет менее стабильную структуру, которая разрушается при относительно низкой температуре в 250 °С, а прокаливание при 300 °С ведет к кристаллизации фазы фрейденбергита (рис. 3). Экзотермический пик при 680 °С не удалось связать с процессами формирования новой фазы. Вероятно, требуется изменение параметров рентгеновской съемки: уменьшение шага и увеличение времени экспозиции. Прокаливание при 800 °С приводит к появлению анатаза и последующим его переходом в рутил при 900 °С (рис. 4). Также при 900 °С диагностируется фаза калийрихтерита. Прокаливание при 1000 °С сопровождается полным переходом анатаза в рутил, кристаллизацией титанатов со структурами джеппеита, перовскита (возможно фазы таусонита) и силиката со структурой окерманита.

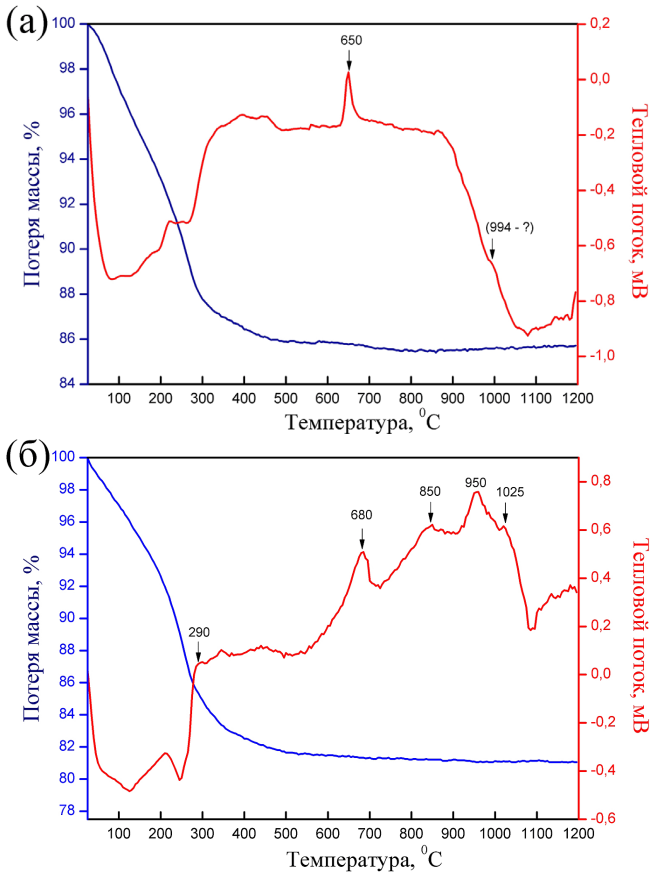


Рис. 1. Кривые нагревания исходного (а) и Sr-замещенного (б) образцов ситинакита

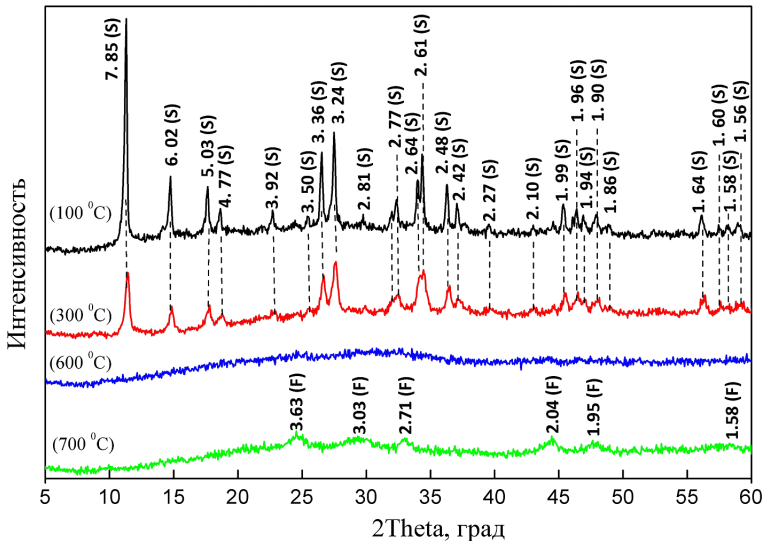


Рис. 2. Фазовые преобразования исходного Na-ситинакита при нагревании (S — ситинакит; F — фрейденбергит)

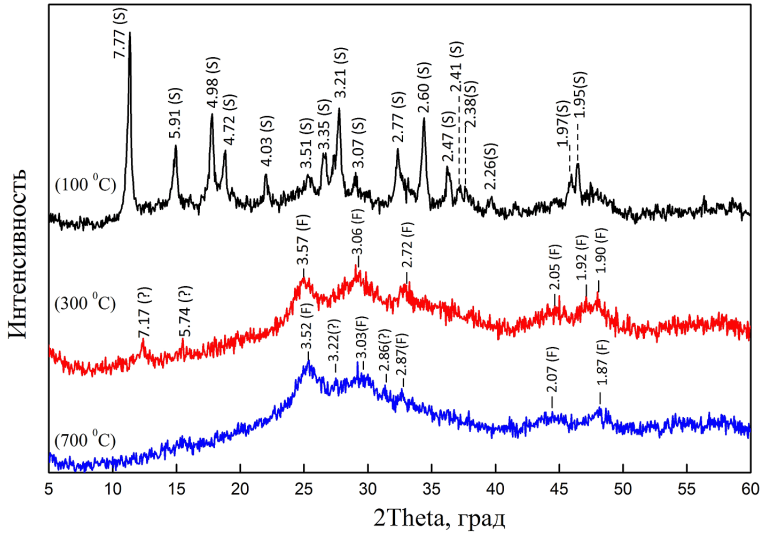


Рис. 3. Фазовые преобразования Sr-замещенного ситинакита при нагревании от 100 до 700 °C (S — ситинакит; F — фрейденбергит; ? — не идентифицированная фаза)

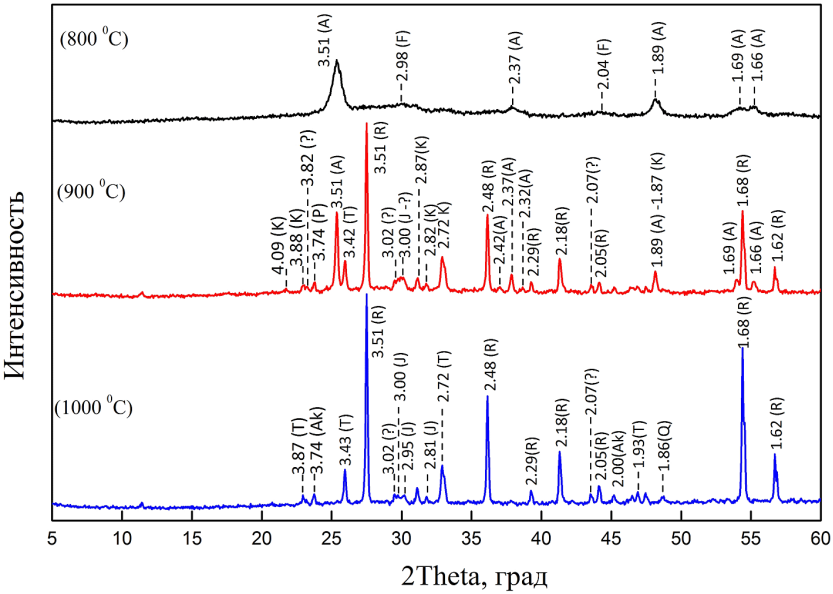


Рис. 4. Фазовые преобразования Sr-замещенного ситинакита при нагревании от 700 до 1000 °C (F — фрейденбергит; A — анатаз; R — рутил; K — калийрихтерит; T–таусонит; Ak — окерманит; ? — не идентифицированная фаза)

Таким образом, на основе термического и рентгенофазового анализов установлено, что прокаливание Sr-ситинакита до 1000 °C приводит к формированию устойчивых фаз. Полученные результаты говорят о том, что ситинакит синтезированный из отходов обогащения лейкоксеновых руд Ярегского месторождения, является не только перспективным материалом для извлечения радионуклидов но и их иммобилизации в керамической матрице.

Авторы выражают благодарность ЦКП «Геонаука» за помощь при проведении аналитических работ. Работа выполнена при финансовой поддержке Государственного задания № АААА-А17-117121270037-4 «Научные основы эффективного недропользования, развития и освоения минерально-сырьевой базы, разработка и внедрение инновационных технологий, геолого-экономическое районирование Тимано-Североуральского региона».

Литература

1. Семак, Е. Ю. Перспективный метод захоронения долгоживущих радиоактивных отходов // VIII Всероссийской научно-технической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, посвященной 155-летию со дня рождения К. Э. Циолковского. 2012. Режим доступа: http://conf.sfu-kras.ru/sites/mn2012/section04.html

2. Britvin S. N., Gerasimova L. G., Ivanyuk G. Yu. et. al. Application of Titanium-Containing Sorbents for Treating Liquid Radioactive Waste with the Subsequent Conservation of Radionuclides in Synroc-Type Titanate Ceramics // Theoretical foundations of chemical engineering. 2016. V. 50, №. 4, pp. 598–606. DOI: 10.1134/S0040579516040072

3. Perovskiy I. A., Khramenkova E. V., Pidko E. A., Krivoshapkin P. V., Vinogradov A. V. Krivoshapkina E. F. Efficient extraction of multivalent cations from aqueous solutions into sitinakite-based sorbents // Chemical Engineering Journal. 2018. V. 354. pp. 727-739. https://doi.org/10.1016/j.cej.2018.08.030

NEXAFS-ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОКСИАПАТИТА И МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ РЫБ

О. В. Петрова, А. Е. Мингалева
ФМИ Коми НЦ УрО РАН,
СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар
teiou@mail.ru

Кость представляет собой композиционный материал, со сложной иерархически организованной архитектурой, в состав которого входят как органические (коллаген), так и неорганические (биоаппатит или гидроксиапатит (HAP) $Ca_{10}(PO_4)_6(OH)_2$) компоненты, а также липиды и вода. Кость имеет нанокристаллическое строение и может быть представлена в виде трехмерной сверхрешетки (3D-super-lattice, 3DSL) [1]. Отдельные конгломераты, образующие основу минерального матрикса кости, состоят из нанокристаллитов гидроксиапатита, имеющих форму параллелепипеда с размерами 7.0—15.8 нм по ширине, 13.0—37.3 нм по длине и толщину 1.5—4.0 нм [2], разделенных гидратными слоями ненасыщенного раствора ионов фосфата и кальция. Современные теоретические и экспериментальные исследования показали, что электронная структура HAP, входящего в состав минерального матрикса костной ткани, зависит от линейных размеров нанокристаллитов HAP. При этом отношение толщины гидротированных слоев d и средний размер нанокристаллитов HAP L, будут пропорциональны красному сдвигу δE3d, присутствующему в NEXAFS Ca2p-спектрах костных тканей по сравнению с твердотельным монокристаллом HAP: $\delta E3d = E3d \cdot d/L$, где E3d — энергия свободного 3d-состояния, отсчитываемая от дна зоны проводимости и равная $E3d \approx 2$ eV.

Исследования элементного и химического состава, а также нанокристаллической структуры композиционных биологических материалов, в состав которых входят как органические, так и неорганические элементы имеет важное прикладное значение, а также представляют большой интерес с научной и эволюционной точек зрения. К таким материалам, в частности, относятся, рассматриваемые в данной работе, кости и другие минерализованные элементы скелета (чешуя, зубы и отолиты) ледяных рыб.

Исследования минерализованных образований ледяных рыб, а также чистых поликристаллических Ca-содержащих минера-

лов, таких как оксид кальция CaO, кальцит $CaCO_3$, фосфат кальция $Ca_3(PO_4)_2$, гидроксиапатит $Ca_{10}(PO_4)_6(OH)_2$ и фторапатит $Ca_5(PO_4)_3F$, проводились методом ультрамягкой рентгеновской спектроскопии, основанной на анализе ближней тонкой структуры рентгеновских спектров поглощения (near edge x-ray absorption fine structure, NEXAFS). NEXAFS C1s-, N1s-, P2p-, и Ca2p-спектры поглощения были получены на Русско-Германском канале выхода и монохроматизации синхротронного излучения на BESSY-II методом полного электронного выхода (Total electron Yield, TEY) [3].

Метод NEXAFS-спектроскопии характеризуется атомной селективностью, дипольными правилами отбора, высокой чувствительностью к элементному составу и параметрам ближайшего окружения атома, поглотившего рентгеновский квант. В настоящее время NEXAFS-спектроскопия широко используется для изучения наноразмерных структур, биологических объектов и неорганических материалов [3]. Проведенные ранее исследования [4, 5], показали, что анализ NEXAFS-спектров позволяет определять элементный и химический состав, а также структурные изменения в органических и неорганических функциональных группах, как в природных, так и синтезированных материалах, содержащих кальций в своем составе.

Образцы для исследования представляли собой мелкодисперсные порошки предварительно очищенных механически и в раство-

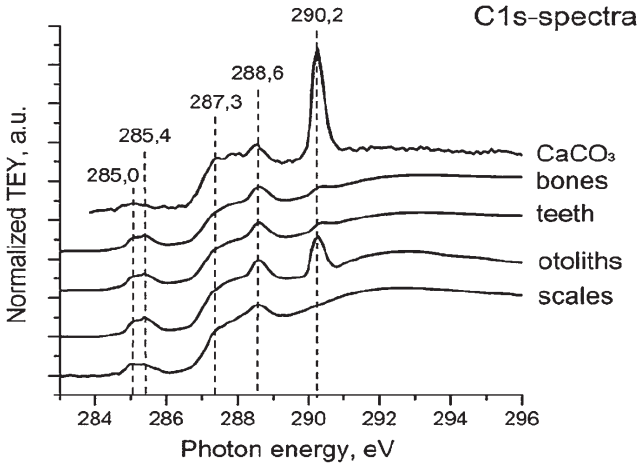


Рис. 1. NEXAFS C1s-спектров образцов костей, зубов, чешуи, отолитов ледяных рыб и поликристаллического $CaCO_3$

ре H_2O костей ледяных рыб и контрольных Ca-содержащих минералов, впресованных тонким слоем в металлическую (Cu или In) пластину. Для лучшей проводимости порошки образцов смешивались с порошком чистого фуллерена C_{60}, при этом исследования NEXAFS спектров в области C1s-края поглощения проводились на чистых образцах.

Комплексный сравнительный анализ ближней тонкой структуры рентгеновских спектров поглощения в припороговой области C1s- (рис.1), P2p- (рис. 2), Ca2p- (рис. 3), N1s- и F1s- краев поглощения костей, чешуи, отолитов и зубов ледяных рыб и реперных Ca-содержащих соединений показал, что в составе костей, зубов, чешуи и отолитов ледяных рыб отсутствует фторапатит, при этом в чешуе и отолитах также отсутствует и HAP. В костях и зубах ледяных рыб присутствует HAP и карбонат кальция. В отолитах выявлено наличие карбоната кальция, с сильно искаженной октаэдрической структурой. Предполагается, что в чешуе ледяных рыб кальций

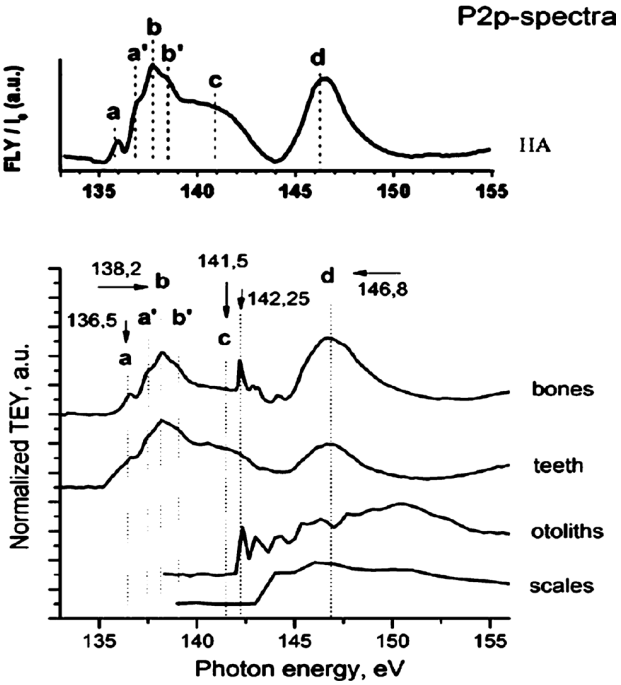


Рис. 2. NEXAFS P2p-спектров образцов костей, зубов, чешуи и отолитов ледяных рыб и HAP

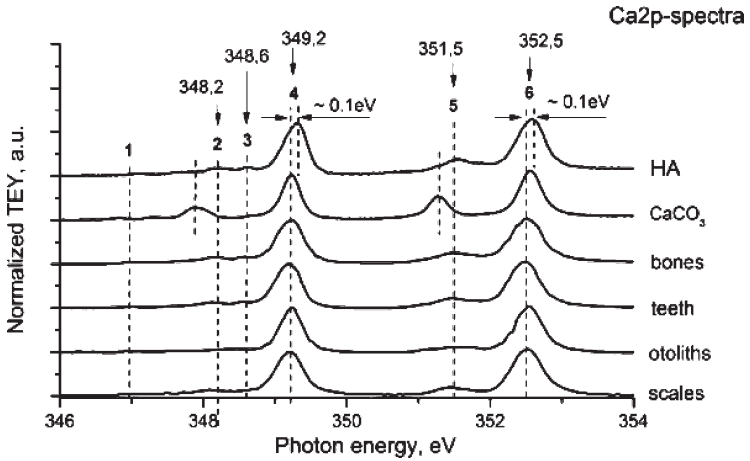


Рис. 3. NEXAFS Ca2p-спектров образцов костей, зубов, чешуи и отолитов ледяных рыб; кальцита и HAP

находится в виде аморфного CaO или гидроксида кальция Ca(OH)2. В спектрах твердых тканей ледяных рыб, по сравнению с HAP, выявлено наличие красного сдвига порядка 0,1 эВ полос 4 и 6 (рис. 3).

Работа была выполнена в рамках двухсторонней программы Русско-Германской лаборатории на BESSY II, при финансовой поддержке Минфина РК, грантов РФФИ № 16-42-110610 р-а, 16-43-110350 р-а и Программы фундаментальных исследований УрО РАН 18-10-2-23.

Литература

1. Local electronic structure and nanolevel hierarchical organization of bone tissue: theory and NEXAFS study / A. A. Pavlychev, A. S. Avrunin, A. S. Vinogradov, et al. // Nanotechnology. 2016. No. 27. P. 504002.

2. Hierarchy of the skeleton structure organization. Structural Relationships and Functions / A. S. Avrunin, R. M. Tihilov, I. I. Shubniakov, et al. // Morphology. 2010. No. 6. P. 69—75.

3. Stöhr J. NEXAFS Spectroscopy. Berlin: Springer Verlag, 1992. P. 403.

4. First report on chitinous holdfast in sponges (Porifera) / H. Ehrlich, O. V. Kaluzhnaya, M. Tsurkan, et al. // Proc Roy Soc B. 2013. V. 280. P. 1762.

5. Nikolaev A., et al., Psychrophilic Calcification In Vitro. In book Extreme Biomimetics edited by H. Ehrlich. Springer NY. 2016.

ФИЛОМОРФОГЕНИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ТУРНЕЙСКИХ КОНОДОНТОВ РОДА *POLYGNATHUS*

А. Н. Плотицын, А. В. Журавлев
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
anplotitzyn@rambler.ru

Начало каменноугольного периода ознаменуется крупной перестройкой в комплексах конодонтов и многих других групп фауны (см. [9]), регистрируемой в разрезах по всему миру. Причинами этой перестройки, вероятно, послужили последствия Хангенбергского глобального геологического события. В это время заканчивают свое существование крупная позднедевонская родовая группа конодонтов *Palmatolepis*, некоторые таксономические группировки *Polygnathus* и *Pseudopolygnathus* и многие другие. Экологическую нишу вымерших на рубеже девонского и каменноугольного периодов конодонтов в турнейском веке заполняют новые таксоны и таксономические группировки, наиболее крупной из которых является *Siphonodella*. На филоморфогении именно этого рода разработан ряд стандартных зональных шкал [4, 7, 8, 10], на основе которых традиционно проводится расчленение самых верхов фаменского и большей части турнейского яруса (гумеровский, малевский, упинский, черепетский и нижняя часть кизиловского горизонта Восточно-Европейской платформы и западного склона Урала). Учитывая столь высокое стратиграфическое значение, представителям рода *Siphonodella* уделяется достаточно пристальное внимание, и в последние 40 лет выпущен целый ряд крупных ревизионных работ [4, 7, 8, 10, 11]. При этом в других, не менее стратиграфически важных, таксономических группировках объединенных под родовыми названиями *Polygnathus* и *Pseudopolygnathus* остается большое количество, прежде всего, диагностических проблем.

Как неоднократно было отмечено ранее, родовое название *Polygnathus* применяется для обширной группы конодонтов и объединяет гомеоморфные по морфологии Pa-элементов таксоны [1, 3]. В связи с этим, составление адекватной схемы, отображающей филогенетическое развитие всей группы не представляется возможным. При этом за исключением предположений о филетических связях отдельных видов, для турнейского яруса существует только одна полноценная схема филогении и только для одной «внутри-

родовой» группы *Neopolygnathus* [2]. Настоящая работа представляет собой попытку выявления морфологических особенностей и филетических связей отдельных эволюционных ветвей и фратрий некоторых турнейских полигнатид на базе материала, полученного из разрезов севера Урала и Приуралья.

В настоящее время из турнейского яруса известно более 40 видов, относящихся к роду *Polygnathus*. В турнейских разрезах севера Урала и Приуралья, за исключением многочисленных неополигнатид и единичных находок достаточно редких, экзотических представителей рода (например: *Polygnathus ornatus* Cooper, *Pol. tenuiserratus* Corradini et Spalletta, *Pol. radinus* Cooper и др.), наиболее распространенными можно назвать *Polygnathus purus* Voges, *Pol. vogesi* Ziegler (в самых низах турне), *Pol. distortus* Branson et Mehl, *Pol. inornatus* Branson, *Pol. fornicatus* Ji, Xiong et Wu, *Pol. parapetus* Druce и *Pol. proprius* Kononova et Pistshikova. Рассмотрим несколько эволюционных последовательностей подробнее:

Эволюционная линия *Polygnathus purus — Pol. radinus — Pol. sp.* B — *Pol. proprius — Pol. sp.* C

Polygnathus purus характеризуется несколько ассиметричной (у ранних представителей может быть субсимметричной) неорнаментированной уплощенной в плане платформой, которая с нижней стороны имеет узкую щелевидную базальную ямку с узкими флангами и тонкий киль. В процессе эволюционного перехода от *Polygnathus purus* к *Polygnathus radinus* в фазу поздняя duplicata происходит значительное расширение флангов базальной ямки, а поверхность платформы приобретает бугорчатую орнаментацию. Дальнейшее развитие *Polygnathus radinus* к *Polygnathus proprius* происходит через переходную форму *Pol.* sp. B (см. рисунок) в интервале поздняя duplicata — sandbergi. В процессе этого развития происходит общее изменение пропорций платформы (сужение и приобретение субсимметричных очертаний), бугорчатая орнаментация постепенно видоизменяется в бугорчато-ребристую, а базальная ямка и ее фланги претерпевают сужение. В передней части платформы *Polygnathus proprius* формируются неглубокие адкаринальные троги. Позднее, приблизительно в фазе quadruplicata, появляется *Pol.* sp. C, который характеризуется копьевидной платформой, хорошо выраженной ребристостью, узкой базальной ямкой с небольшими флангами и уплощенным на большей части платформы килем. При этом ребристость в задней и средней частях платформы характеризуется веерной ориентировкой ребер. *Polygnathus* sp. C представляет со-

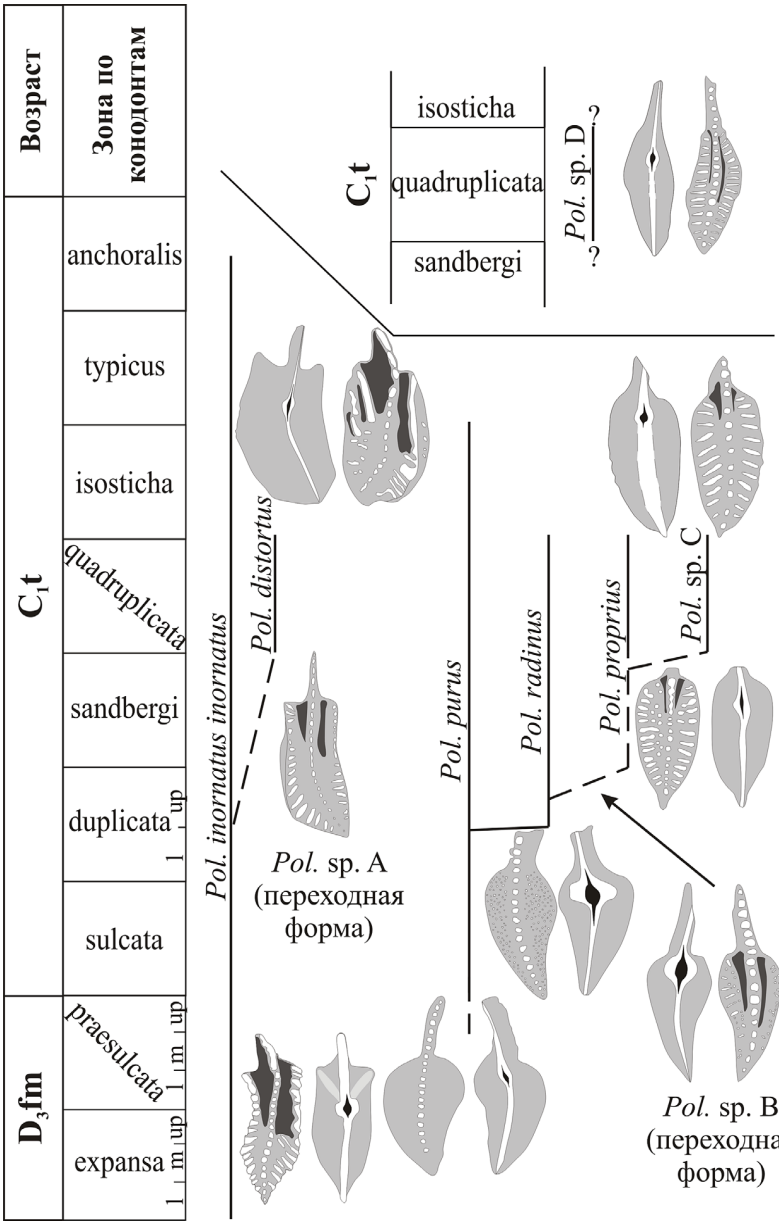


Схема филогении и стратиграфическое распространение некоторых турнейских представителей рода *Polygnathus*

бой орнаментационно более высокоорганизованную форму относительно *Polyganthus proprius* и, вероятнее всего, является новым видом.

Форма *Polygnathus* sp. D, изображенная на рисунке 1, вероятно, является родственной представителям эволюционной линии *Polygnathus purus — Pol. radinus — Pol.* sp. B — *Pol. proprius — Pol.* sp. C, однако, в настоящий момент обнаружить переходные формы от какого-либо из видов не удалось. Такие морфологические особенности, как сигмоидальный изгиб осевого гребня и линзовидные очертания платформы, позволяют предполагать, что эта форма, аналогично *Polygnathus* sp. C, является новым видом.

Эволюционная линия Polygnathus inornatus inornatus — Pol. distortus *через переходную форму* Pol. *sp.* A

Polygnathus inornatus inornatus имеет клинковидную, коробчатую в передней половине, слабо асимметричную платформу, которая орнаментирована поперечными ребрами. Снизу платформа несет четкий тонкий киль с тонкой базальной бороздой и небольшую округлую базальную ямку с относительно широкими флангами. В процессе перехода от *Polygnathus inornatus inornatus* к *Pol. distortus* приблизительно в фазу поздняя duplicata отмечается появление форм (см. *Pol.* sp A на рисунке), у которых поднятие края платформы на внешней стороне преобразуется в длинный гребень. Обособление этого гребня происходит путем дальнейшего расширения платформы. В палеонтологическом материале, полученном из разрезов севера Урала и Приуралья, первые находки *Pol. distortus* приурочены к зоне quadruplicata (в некоторых источниках — к зоне sandbergi [1]). *Polygnathus distortus*, по сравнению с *Pol. inornatus*, приобретает более развитую гребневую структуру платформы. Количество гребней увеличивается до 3-х на поздних стадиях онтогенеза, что приводит к существенному расширению платформы. При этом правосторонние и левосторонние элементы демонстрируют расхождение в строении гребневой структуры. У левосторонних элементов наиболее орнаментационно развита внешняя сторона платформы (два гребня на внешней стороне и один на внутренней), а у правосторонних — внутренняя (два гребня на внутренней и один на внешней). Кроме того, на фоне расширения платформы, у этого вида происходит утонение киля и уменьшение базальной ямки и ее флангов.

Таким образом, рассмотрены две отдельные эволюционные линии позднефаменко-турнейских фратрий представителей рода *Polygnathus*. В предполагаемой в настоящей работе эволюционной

линии *Polygnathus purus — Pol. radinus — Pol.* sp. B — *Pol. proprius — Pol.* sp. C, помимо переходных, выявлено несколько форм, которые, по всей видимости, являются новыми видами. В обеих ветвях основной этап видообразования происходит в пределах фазы верхняя duplicata, что отлично корреспондируется с аналогичными этапами у некоторых групп других полигнатид [5], а также радиацией, отмечающейся на этом уровне у представителей рода *Siphonodella* (Event 2 или второе морфологическое событие по [6, 11]).

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00330.

Литература

1. Барсков И. С., Воронцова Т. Н., Кононова Л. И. и др. Определитель конодонтов девона и нижнего карбона. М.: Изд-во МГУ, 1991. 184 с.

2. Воронцова Т. Н. Род Neopolygnathus (конодонты): филогения и некоторые вопросы систематики // Палеонтологический журнал. 1996. № 2. С. 82—84.

3. Журавлев А. В. Конодонты верхнего девона — нижнего карбона Северо-Востока Европейской России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 85 с.

4. Пазухин В. Н. Филогения конодонтов рода Siphonodella // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 10—11: Приложение к журналу «Геология и геофизика». Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. Т. 49. С. 41—44.

5. Плотицын А. Н., Журавлев А. В. Новый вид конодонтов рода Polygnathus из турнейских отложений севера Урала, гряды Чернышева и Пай-Хоя // Палеонтологический журнал. №3. 2017. С. 77—80.

6. Плотицын А. Н., Журавлев А. В. Морфологические события в эволюции развитых представителей рода Siphonodella (конодонты, ранний карбон) // Взаимодействие учреждений Роснедра, Минобрнауки России и РАН при региональном геологическом изучении территории Российской Федерации и ее континентального шельфа: Материалы V Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. С. 187—189.

7. Ji Q. Study on the phylogeny, taxonomy, zonation and biofacies of Siphonodella (Conodonta) // Bulletin of the Institute of Geology Chinese Academy of Geological Sciences. 1985. V. 11. P. 51—78.

8. Sandberg C. A., Ziegler W., Leuteritz K., Brill S. M. Phylogeny, speciation, and zonation of Siphonodella (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous) // Newsletters on Stratigraphy. 1978. V. 7. № 2. P. 102—120.

9. Walliser O. H. Global events in the Devonian and Carboniferous // Global

Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin: Springer, 1996. P. 225—250.

10. Zhuravlev A. V. Speciation and phylogeny of the European lineage of shallow-water siphonodellids (Conodonts, Latest Famennian — middle Tournaisian) // Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources: Proceedings of Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting. 2017. P. 255—259.

11. Zhuravlev A. V., Plotitsyn A. N. The symmetry of the rostrum as a key to taxonomy of advanced Siphonodella (Conodonta, Early Carboniferous) // Stratigraphy. V. 14. №№ 1—4. 2017. 457—474.

КОНИАТОЛИТЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЛУДЛОВСКОЙ ЗАРИФОВОЙ ЛАГУНЫ (Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

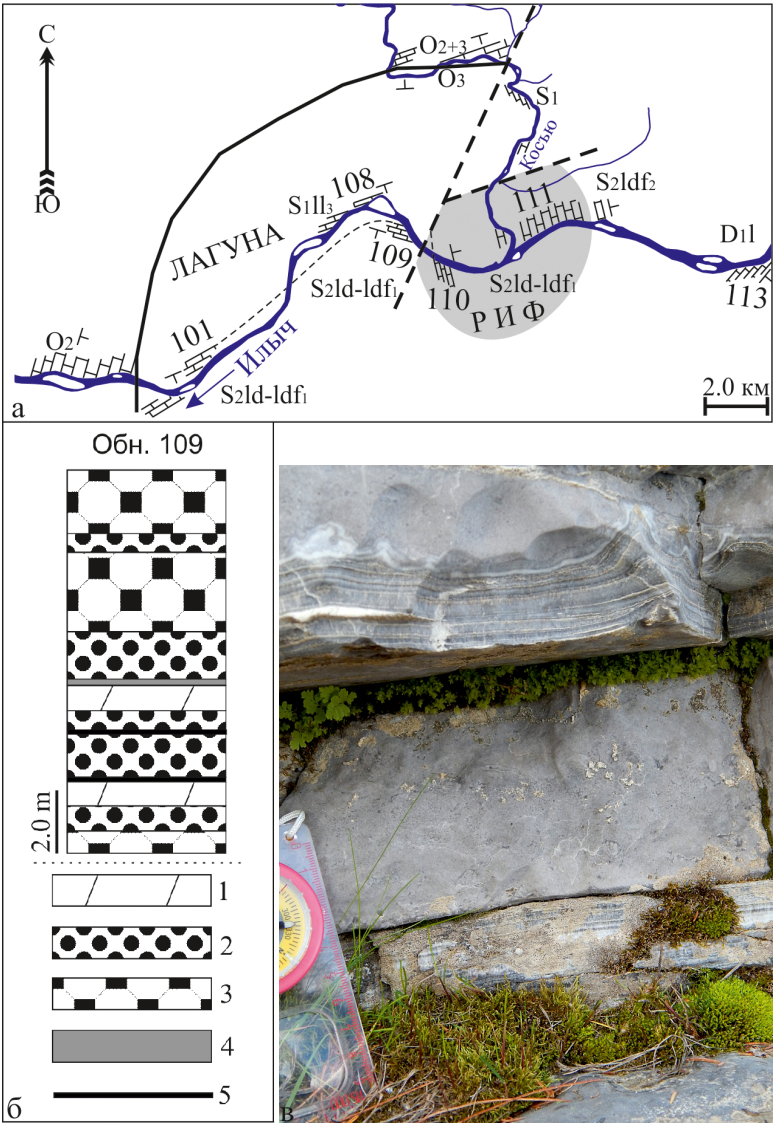
Е. С. Пономаренко
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
esponomarenko@geo.komisc.ru

Верхнесилурийские карбонатные отложения широко распространены в бассейне р. Илыч и включают разные фациальные пояса окаймленного шельфа и открытого моря. Нами изучались образования зарифовой лагуны в обн. 109 (рисунок, а). Их возраст определяется по нахождению брахиопод *Conchidium novosemelicum* Nal. [1]. Изученные породы представлены неравномерным чередованием преимущественно известняков сгустковых, известняковых песчаников и гравелито-песчаников с более редкими вторичными доломитами и микробиальными ламинитами (рисунок, б).

Кроме этих пород в нижней части изученного разреза особо эффектно выглядят кристаллические покрытия на некоторых пластах известняков либо доломитов (рисунок, в). Они представлены зональными доломит-кальцитовыми крустификационными корками, толщиной до 2.0 см. Корки представляют собой тонкое (иногда каждые 0.1 мм) чередование мелко-тонкозернистого (0.05—0.2 мм) гипидиоморфного доломита и радиально-фиброво кальцита (размеры некоторых кристаллов достигают 2.0 мм). По своему строению эти корки сходны с кониатолитами, впервые описанными на супралиторали Персидского залива [2], покрывающими каменистые участки супралиторали (хардграунды и основания мелких скал).

Аналогичная картина, вероятно, отмечалась и в лудловскую эпоху, когда при падении уровня моря кониатолиты покрывали участки суши, представленные литифицированными известняковыми песчаниками. В одном случае удалось изучить границу подстилающих пород и корки — под кониатолитом отмечается известняковый песчаник со своеобразной цементацией: в верхних 3.0 мм породы цемент только крустификационный; на глубине 3.0—8.0 мм ниже корки — цемент крустификационный и гранулярный; на глубине 8.0 мм — 3.0 см отмечается лишь гранулярный и друзовый спаритовый кальцитовый цементы.

Описание и фиксация в разрезе кониатолитов важна не только для установления супралиторальных фаций, но и для корреля-



Лудловская зарифовая лагуна:

а — местонахождение изученного разреза; **б** — схематическая литологическая колонка; 1 — вторичные доломиты; 2 — известняковые песчаники и гравелито-песчаники; 3 — известняки сгустковые; 4 — микробиальные ламиниты; 5 — кониатолиты; **в** — общий вид кониатолитов. Полевое фото. Размер компаса слева — 10 см

ции разнофациальных отложений. Так, в обн. 110 в рифовых отложениях, отвечающих стадии колонизации [1], также было отмечено два уровня с кониатолитами (по всему разрезу рифа они больше не встречаются). Это позволяет провести корреляцию рифовых и лагунных отложений.

Таким образом, в лудловских зарифовых лагунных отложениях описаны доломит-кальцитовые зональные крустификационные корки — кониатолиты, которые являются образованиями супралиторали. Корреляция разнофациальных отложений по кониатолитам показало, что отложения зарифовой лагуны в обн. 109 соответствуют только нижней части лудловского рифа.

Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.

2. Purser B. H., Loreau J.-P. Aragonitic, Supratidal encrustations on the Trucial coast, Persian Gulf / Persian Gulf (Ed. by B. H. Purser). Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1973. P. 343—376.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОТХОДОВ ПЕРЕРАБОТКИ БОКСИТОВ – КРАСНЫХ ШЛАМОВ

И. Н. Размыслов, Д. А. Шушков
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
razmyslov-i@mail.ru

Одной из проблем современного глиноземного производства является накопление красных шламов (КШ), размещение которых требует наличия специальных инженерных сооружений (шламохранилищ) и несёт в себе потенциальную угрозу загрязнения окружающей среды. Вовлечение данных техногенных отходов во вторичную переработку является актуальной задачей. Целью нашей работы стал поиск перспективных вариантов использования КШ российских глиноземных производств.

В качестве объектов исследования выступали КШ Уральского алюминиевого завода (УАЗ). С помощью рентгеновской дифракции диагностированы гематит, шамозит, кальцит, гетит (гидрогетит), нозеан, гранаты. Силикатным анализом установлены следующие компоненты химического состава (% масс): SiO_2 — 7.87, TiO_2 — 3.27, Al_2O_3 — 12.17, Fe_2O_3 — 34.18, FeO — 5.40, MnO — 0.41, CaO — 15.27 MgO — 1.4, K_2O — 0.13, Na_2O — 2.68, P_2O_5 — 0.81, SO_3 — 2.53, ппп — 12.77 [1, 2].

Железорудное сырье. Использование КШ в качестве железорудного сырья требует предварительного концентрирования железистых фаз. Основными железосодержащими минералами КШ являются гематит, шамозит, гетит (гидрогетит). Шамозит значительно снижает качество железного концентрата из-за низкого содержания в нем железа. В работе [1] показано, что для разделения гематита и шамозита гравитационная сепарация эффективнее магнитной. Отмечено, что возможно разделение гематита и шамозита по крупности, поскольку гематит концентрируется в более тонких классах крупности, а шамозит — в более крупных. Предложена схема обогащения КШ УАЗа, включающая оттирку и диспергацию флоккул с использованием роторно-пульсационных аппаратов, высокоградиентную магнитную сепарацию, доводку гравитационным обогащением на концентрационном столе магнитной составляющей. В результате получены концентраты с содержанием железа общего 46—50 %.

Показана возможность использования КШ в составе шихты для получения доменного агломерата [3]. Из-за низкого содержания железа (по сравнению с железными рудами) его применение уменьшает производительность доменных печей и увеличивает удельный расход кокса. Тем не менее, недостатки перекрываются плюсами от существенного упрочнения агломерата.

Источник редкоземельных и ценных элементов. В составе КШ присутствуют ценные (Ga, Nb, Li, V, Rb, Ti, Zr) и редкоземельные элементы (La, Ce, Sc, Nd) [4—6]. Нами с помощью ЭСА-ИСП в КШ УАЗа установлены содержания следующих элементов (г/т): Ba — 95, Co — 92, Cu — 188, Li — 105, Sc — 85, Sr — 1705, V — 417, Zn — 286. Выявление форм нахождения элементов в КШ является трудной задачей из-за его тонкодисперсности. Однако Gamaletsos и др. [7] связывают присутствие церия и других лантаноидов с перовскитом; Borra и др. [4] предполагают, что скандий входит в состав оксидов железа. Аналогичные данные по скандию мы получили при изучении Вежаю-Ворыквинских бокситов после энергетических воздействий и разделения по магнитным фракциям [8, 9].

Для извлечения ценных и редкоземельных элементов предложены способы, включающие выщелачивание минеральными и органическими кислотами, щелочами, ионными жидкостями, биовыщелачивание, гидрометаллургические и пирометаллургические процессы и др. Альтернативным вариантом является лазерное облучение, под действием которого происходит концентрирование и агломерирование как тяжелых, так и благородных металлов, в частности, золота в более крупные образования, отличающиеся большей химической чистотой в сравнении с исходными [10]. Проведены промышленные испытания по получению оксида скандия из скандиевого концентрата на основе разработанной специалистами компании «РУСАЛ» карбонизационной технологии извлечения скандия из КШ [11].

Сорбционные материалы. Рыжовым и др. [12] выявлена высокая сорбционная емкость КШ по стронцию (420 мг-экв/100 г), превышающая емкости бентонитовых глин (80—150 мг-экв/100 г) и цеолитов (200 мг-экв/100 г), и рекомендовано их использование в качестве сорбента при устройстве техногенных барьеров в могильниках радиоактивных отходов. Нами установлена высокая степень извлечения урана и радия КШ из модельных растворов (более 95 и 97 % соответственно) и высокая прочность их поглощения: при взаимодействии с водой и ацетатом аммония десорбция составила менее 1 %

[12]. Трушко и др. [3] показана высокая сорбционная емкость КШ при очистке промышленных газов ТЭЦ от соединений серы и азота.

Строительные материалы. Применение КШ в строительной отрасли осложнено тем, что получаемые материалы склонны к коррозии. Краски с использованием КШ как пигмента неустойчивы из-за содержания в нем щелочей и оксида кальция [3]. Предложен способ обесщелачивания КШ и создана промышленная установка, позволяющая снизить содержание щелочи с 2 до 0.4 % [13].

Выводы. Выявлен вещественный состав, физико-химические технологические свойства КШ УАЗа. На основании разработок авторов и анализа литературных данных показано, что перспективно применение КШ в следующих направлениях:

— сырье для черной металлургии,

— сорбционный материал для очистки водных и воздушных сред,

— источник ценных и редкоземельных элементов.

Авторы выражают благодарность ЦКП «Геонаука» за проведение аналитических работ.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Программ УрО РАН (проект 18-5-5-44) и Государственного задания № АААА-А17-117121270037-4 «Научные основы эффективного недропользования, развития и освоения минерально-сырьевой базы, разработка и внедрение инновационных технологий, геолого-экономическое районирование».

Литература

1. Kotova O., Gazaleeva G., Vakhrushev A. Minerals of bauxites and residues: problems of processing and enrichment (Russia) // Proceedings of the 11th International Congress of Applied Mineralogy (ICAM), 2015.

2. Котова О. Б., Москальчук Л. Н., Шушков Д. А., Леонтьева Т. Г., Баклай А. А. Сорбенты радионуклидов на основе промышленных отходов: физико-химические свойства и перспективы использования // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 4. С. 29—36.

3. Трушко В. Л., Утков В. А., Бажин В. Ю. Актуальность и возможности полной переработки красных шламов глиноземного производства // Записки Горного института. Металлургия и обогащение. 2017. Т. 227. С. 547—553.

4. Borra C. R., Blanpain B., Pontikes Y., Binnemans K., Van Gerven T. Recovery of rare earth and other valuable metals from bauxite residue (red mud): a review // Journal of Sustainable Metallurgy. 2016. V. 2. Pp. 365—386.

5. Панов Д. С., Логинова И. В. Изучение комплексной переработки красных шламов с выделением скандиевого концентрата // Наука и устойчивое развитие общества. Наследие В. И. Вернадского. 2009. № 9. С. 253.

6. Ochsenkьhn-Petropulu M., Lyberopulu T., Parissakis G. Direct determination of landthanides, yttrium and scandium in bauxites and red mud from alumina production // Analytica Chimica Acta. 1994. V. 296 (3). Pp. 305—313.

7. Gamaletsos P. N., Godelitsas A., Kasama T et al. The role of nanoperovskite in negligible thorium release in seawater from Greek bauxite residue (red mud) // Scientific Reports. 2016. V. 6. Pp. 1—12.

8. Котова О. Б., Размыслов И. Н., Ростовцев В. И., Силаев В. И. Радиационно-термическое модифицирование железистых бокситов в процессах их переработки // Обогащение руд. 2016. № 4. С. 16—22.

9. Размыслов И. Н. Фазовые изменения минералов бокситов при энергетических воздействиях // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 6. С.

10. Kotova O., Leonenko N. Physics and chemistry of minerals under laser processing // IOP Conf. Series: Materials Science and Engineering 123 (2016) 012016.

11. РУСАЛ выпустил первую партию оксида скандия / РУСАЛ. URL: https://rusal.ru/press-center/press-releases/15407/ (дата обращения: 17.09.2018)

12. Рыжов Б. И., Богатырев Б. А., Мыскин В. И., Шикина Н. Д., Карташова Л. Д. Красный шлам — новый вид сорбента на стронций // Доклады Академии наук. 1996. Т. 347. № 4. С. 512—514.

13. Метаморфозы красного шлама / Уральское отделение Российской академии наук URL: http://www.uran.ru/node/3680 (дата обращения: 08.09.2018).

ПРОГРАММА ПОИСКОВЫХ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ В ПИЛЬЕГОРСКОЙ СТРУКТУРЕ

Д. Д. Русских
УГТУ, Ухта
darya_russkih@mail.ru

Поисковый этап геологоразведочных работ на нефть и газ проводится в перспективных для поисков нефти и газа районах, вблизи открытых месторождений, имеющих, по результатам региональных исследований аналогичное строение.

На стадии подготовки объектов для поискового бурения создается фонд перспективных локальных объектов и оцениваются их ресурсы для выбора и определения очередности их ввода в глубокое бурение.

Выявленные ловушки служат объектами работ на **подстадии подготовки объектов** для поискового бурения, проводимых с целью: детализации выявленных перспективных ловушек, позволяющей прогнозировать пространственное положение предполагаемых залежей; выбора мест заложения поисковых скважин на подготовленных объектах; оценки ресурсов на объектах, подготовленных для глубокого бурения; выбора объектов и определения очередности их ввода в поисковое бурение.

Поисковое бурение может проводиться на разведанных и даже разрабатываемых месторождениях с целью поиска залежей в не вскрытых ранее горизонтах и пластах, продуктивных на других месторождениях.

Первая поисковая скважина проводится в центре куполовидного поднятия. Если в результате ее испытания получаются промышленные притоки нефти и газа, то проходится вторая поисковая скважина на крыле поднятия вблизи предполагаемого контура ВНК.

При получении положительных результатов выявленные продуктивные площади передаются в промышленную разведку.

В районах с развитой добычей нефти и газа, а также на некрупных объектах на поисковом этапе наряду с задачами поиска могут совместно решаться задачи стадии оценки месторождений (залежей) следующего, разведочного, этапа.

Основные перспективы в отношении открытия залежей нефти в пределах Пильегорской структуры связываются с верхнедевон-

скими рифогенными отложениями. Целевым назначением работ на Пильегорской площади являются поиски залежей нефти в отложениях верхнего девона, оценка их запасов по промышленным категориям C_2 и, частично, C_1 и выбор первоочередных объектов для постановки разведочного этапа.

Учитывая вышеизложенное, в пределах Пильегорской структуры планируется следующая программа поисковых работ:

— переобработка и переинтерпретация имеющегося сейсмического материала в объеме 168 пог. км и проведение полевых сейсморазведочных работ МОГТ-3D в объеме 33,1 км^2 для уплотнения сети профилей в пределах структуры, что позволит, с учетом зоны набора кратности, покрыть высокоточной съемкой всю площадь структуры;

— обработка и интерпретация вновь полученного сейсмического материала с написанием отчета, в результирующей части которого будет уточнено местоположение и глубина рекомендуемых поисковых скважин;

— бурение поисковой скважины № 1 в пределах подготовленной Пильегорской структуры.

В случае получения промышленных притоков УВ предполагается обустройство скважин для проведения пробной эксплуатации.

Если в ходе исследования и испытания скважин будут получены данные, свидетельствующие об отсутствии во вскрытом разрезе продуктивных отложений промышленного значения, скважина будет ликвидирована по геологическим причинам.

В результате проведения сейсморазведочных работ (переобработка имеющегося сейсмического материала, проведение полевых сейсморазведочных работ МОГТ-3D) ожидается получить прирост ресурсов нефти категории D_0.

В результате выполнения программы поискового бурения ожидается получить прирост запасов нефти категории C_1 и C_2 (при коэффициенте подтверждаемости 0,8): геологические — 15 517 тыс. т, извлекаемые — 6 207 тыс. т.

ДРЕВЕСНЫЕ РАСТЕНИЯ КАК ОСНОВА ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ НАЗЕМНЫХ СООБЩЕСТВ НА СЕВЕРНОМ ТИМАНЕ

А. П. Сивкова[1], С. М. Снигиревский[1],
П. А. Безносов[2], М. А. Павлова[1]

[1] СПбГУ, Санкт-Петербург
[2] ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
annie.sivkova@gmail.com, s.snigirevsky@spbu.ru,
Beznosov@geo.komisc.ru, milana.a.pavlova@yandex.ru

Девонские отложения Северного Тимана представляют собой уникальный объект для проведения палеонтологических исследований и реконструкции обстановок формирования наземных биоценозов. В течение ряда лет были собраны обширные материалы, представленные ископаемыми растениями, ихнофоссилиями и находками позвоночных. Однако систематическое изучение ископаемых древесин данного региона до настоящего момента не проводилось.

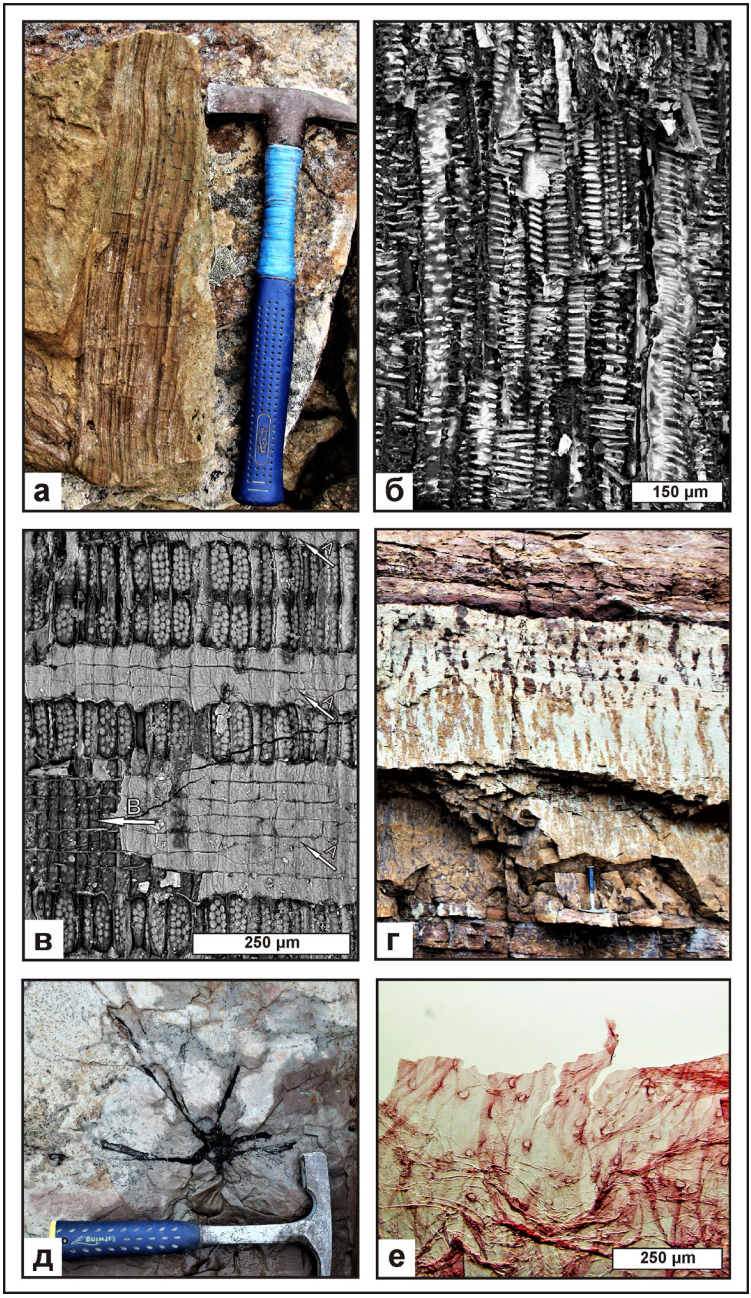
Первые свидетельства существования древесных растений на Северном Тимане относятся к эйфельско-живетскому времени и представлены фрагментами древесин, замещенных песчаником, найденных на р. Белой (см. рисунок, а). Также для этого времени характерно образование листоватых углей типа сапромикситов, впервые отмеченных А. А. Черновым в бассейне р. Кумушки-Белой [5]. На реке Белой ниже устья р. Кумушки-Белой обнаружен прослой углей с сохранившейся волокнистой структурой ткани древесных растений.

Для франского времени были свойственны континентальные и прибрежно-морские обстановки с широким развитием плакорных сообществ, способствовавшие накоплению древесных остатков, угленосных прослоев, а также формированию кор выветривания по базальтам, излившимся в начале франского века. Находки углефицированных, пиритизированных, замещенных песчаником древесин и маломощные углепроявления отмечены по рекам Кумушка-Волонга, Волонга и Сула. В межбазальтовом прослое на р. Сула установлен лагерштетт консервационного типа, содержащий остатки фитофоссилий, скелетов рыб и копролитов [2]. Там же в 1982 г. Б. А. Остащенко в основании покрова базальтов было обнаружено большое количество окаменевших деревьев длиной 4—5 м и

достигающих 30 см в диаметре [3]. В межбазальтовом прослое были найдены растительные остатки древесин плауновидных неясного систематического положения и фрагменты древесин широко распространенного позднедевонского рода «прогимноспермовых» растений *Archaeopteris*, представленного, в основном, видом *Callixylon trifilievii* (см. рисунок, в). В позднедевонское время веткопадность археоптерисовых растений обеспечила накопление обильной фитомассы, вступавшей в круговорот веществ и послужившей основой для установления новых трофических связей в лесных экосистемах позднего девона [7]. Образовавшиеся в это время угли, обнаруженные среди чередования толщ песчаников и аргиллитов, определены как бурые, относящиеся к типу липтобиолитов (состоящих из спор и кутикул растений) [4].

Из отложений позднефранского времени по р. Волонге и побережью Чёшской губы определен богатый комплекс флоры [1, 8], включающий бурые водоросли, плауновидные, прапапоротники, археоптерисовые и членостебельные, а также палеопочвенные профили с густой сетью корней растений сохранившихся *in situ* [1] (см. рисунок, г, д). Корневые системы существенно преобразовывали первичный субстрат, разрушая его и вынося на поверхность богатый комплекс минеральных солей и воду, создавая благоприятные условия для поселения под пологом леса травянистых и кустарниковых растений. Защита от излишней инсоляции, укрытия в виде опада и интенсивная продукция фитомассы обеспечивали кормовой базой уже освоивших наземную среду членистоногих. Сочетание таких условий с наличием потенциальных

а — отпечаток растения древесного габитуса в песчанике, р. Белая, травянская свита, эйфель-живет; **б** — обр. ПМ-СПбГУ-88-14, фрагмент побега *Rhacophyton* sp., р. Волонга, покаямская свита, нижний фамен; **в** — обр. ПМ-СПбГУ-89-1, *Callixylon trifilievii* Zalessky, радиальный срез стенок трахеид и сердцевинных лучей вторичной ксилемы, р. Сула, кумушкинская свита, нижний фран: А — сердцевинные лучи; В — поля перекреста; **г** — Палеопочвенный профиль с многочисленными корневыми ходами и следами оглеения, побережье Чешской губы, мыс Крестовый, верхний фран; **д** — корневые системы, захороненные *in situ* в тонкозернистых песчаниках, побережье Чешской губы, мыс Крестовый, верхний фран; **е** — кутикула (?) растения неизвестной систематической принадлежности из бумажного угля, р. Волонга, покаямская свита, нижний фамен


а
б
150 μm
в
250 μm
г
д
е
250 μm

пищевых объектов могло служить предпосылкой для дальнейшего заселения этих древнейших лесных биотопов первыми наземными позвоночными [9]. Остатки такого животного — новой формы примитивного тетрапода с выраженными чертами террестриализации — были недавно обнаружены в нижнефаменских отложениях на р. Волонге [6].

В последующем, в течение практически всего фаменского века сохранялись достаточно стабильные экологические условия. Леса, по всей видимости, занимали обширные площади на придельтовой равнине, в то время, как в прибрежной зоне расселялись травянистые и/или кустарниковые формы рода *Rhacophyton* (см. рисунок, б). В пойменных водоемах формировались бумажные (листоватые) угли (см. рисунок, е), основой для которых мог служить материал лесной подстилки, смываемый паводками [4].

Возникновение в позднем девоне первых настоящих лесов привело к необыкновенно высокому приросту биомассы, послужившему причиной возникновения почвообразовательных процессов и преобразованию ландшафтов, что заложило основу для широкого заселения суши позвоночными.

В работе использованы данные, полученные в ресурсных центрах СПбГУ «Микроскопия и микроанализ» и «Рентгенодифракционные методы исследования».

Литература

1. Безносов П. А., Снигиревский С. М., Наугольных С. В., Лушкевич Э. В. Верхнедевонский комплекс отложений дельтовой равнины на Северном Тимане // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 1. С. 25—44.

2. Безносов П. А., Снигиревский С. М., Сивкова А. П. Новое уникальное местонахождение остатков девонских позвоночных и растений на Северном Тимане // Материалы LXIV сессии Палеонтологического общества при РАН. Санкт-Петербург. 2018. С. 23—25.

3. Остащенко Б. А., Суханов Н. В., Рожкова В. В. Природа кременекислых растворов в базальтах Северного Тимана по данным изотопии углерода и кислорода // Тр. Института геологии Коми филиала Академии наук СССР. 1984. Вып. 48. С. 27—37.

4. Павлова М. А., Шелухина Ю. С., Снигиревский С. М. Девонские угли Северного Тимана//Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции, посвя-

щенной памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. С. 194—198.

5. Чернов А. А. Геологические исследования Северного Тимана // Материалы к познанию геологического строения СССР, нов. сер., 1947. Вып. 6(10), МОИП, 96 с.

6. Ahlberg P. E. & Beznosov P. En extremely primitive miniature tetrapod from the Late Devonian (Early Famennian) of North Timan, Russia // Abstracts of The 66th Symposium of Vertebrate Palaeontology and Comparative Anatomy and the 27th meeting of the Symposium of Palaeontological Preparation and Conservation. Manchester, 2018. P. 29.

7. Meyer-Berthaud B., Scheckler S. E., Wendt J. Archaeopteris is the earliest known modern tree // Nature, 1999. Vol. 398, p. 700—701.

8. Orlova O. A., Jurina A. L., Snigirevsky S. M. Late Devonian plant communities of North Russia // Rev. Palaeobot. Palynol., 2016. Vol. 224. P. 94—107.

9. Retallack G. J. Woodland hypothesis for Devonian evolution of tetrapods // J. Geol. 2011. Vol. 119, pp. 235—258.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ФРАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО КОНОДОНТАМ

М. А. Соболева
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
matusha.888@mail.ru

В основе расчленения франских отложений Приполярного Урала лежит Унифицированная стратиграфическая схема западного склона Урала [7]. Однако, Постановлением Межведомственного стратиграфического комитета [2] в региональную схему внесены значительные изменения. Так, франские отложения расчленяются на саргаевский, доманиковый, мендымский и аскынский горизонты, а подстилающими и перекрывающими являются кыновский и барминский горизонты. Региональные подразделения западного склона Урала увязаны с конодонтовой зональностью, которая была разработана для глубоководных разрезов Рейнских сланцевых гор [13]. В соответствии с ней низам франского яруса отвечает подзона Early falsiovalis (верхняя часть), а верхам — зона linguiformis.

Стратиграфический объем кыновского и саргаевского горизонтов принят условно, так как на их пограничный уровень как раз приходится дискуссионная граница живетского и франского ярусов. В настоящее время, граница живетского и франского ярусов проходит внутри конодонтовой подзоны Early falsiovalis [13], то есть в основании зоны MN—1 [11]. Биостратиграфическими маркерами границы являются ранние представители рода *Ancyrodella* Ulrich et Bassler — *And. rotundiloba pristina* Khalymbadzha et Chernysheva [10]. Дополнительным маркером границы могут служить следы глобального трансгрессивного события Frasne, которое отмечается ниже первых находок анцироделл. При этом событие Frasne приурочено к основанию конодонтовой подзоны Early falsiovalis [12]. Граница франского и фаменского ярусов утверждена в основании подзоны Early triangularis. Биостратиграфическим маркером границы является вид *Palmatolepis triangularis* Sannemann. Кроме того, несколько ниже этого уровня фиксируется глобальное трансгрессивное событие Upper Kellwasser.

Западный склон Приполярного Урала в пределах Елецкой структурно-формационной зоны имеет длительную историю исследований по разным геологическим направлением. Здесь, на

р. Кожым, расположен один из наиболее полных и представительных разрезов франского яруса, который освещен в ряде публикаций автора [1, 3—6]. Не менее значимый и схожий по своему фациальному облику разрез находится на правом берегу р. Косью. В отличие от опорного разреза р. Кожым, здесь вскрыты более полные отложения кедзыдшорской свиты, внутри которой, вероятно, проходит граница между живетским и франским ярусами, и соответственно среднего и верхнего девона. Этот стратиграфический интервал до сих пор вызывает огромный интерес исследователей и требует более комплексного подхода к его обоснованию.

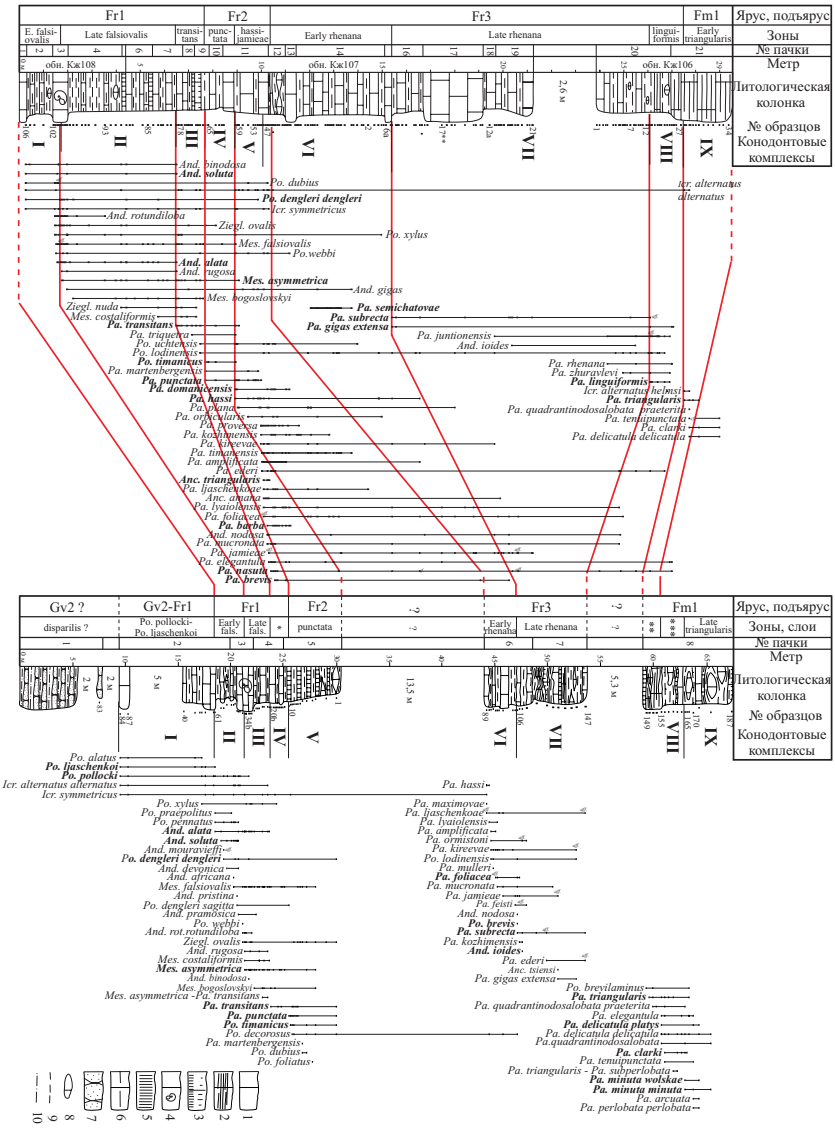
На основании литологического состава изученные отложения на р. Кожым и р. Косью расчленяются на кедзыдшорскую и воротскую свиты. В составе кедзыдшорской свиты выделены две подсвиты. Нижняя подсвита сложена алевролитами с кварцевыми песчаниками и известняками, а верхняя — известняками и аргиллитами, преимущественно серого и зеленовато-серого цвета. К воротской свите отнесены отложения доманикоидного типа, сложенные темно-серыми и черными известняками, аргиллитами и кремнями. Впервые эти местные стратиграфические подразделения описаны В. С. Цыганко, А. И. Першиной и А. Б. Юдиной [8] в разрезе Гряды Чернышева на р. Шаръю (обн. 64).

Полученные данные по распределению конодонтов в разрезах позволили выявить 9 комплексов, значительная часть которых хорошо коррелируется между собой. Так как, данные по конодонтам в разрезе р. Кожым были неоднократно опубликованы автором, упор будет сделан на разрез р. Косью с последующей региональной и глобальной корреляцией. Биостратиграфическое расчленение разрезов показано на рисунке.

Самая нижняя терригенная часть разреза р. Косью (пачка 1) конодонтами не охарактеризована. Мы предполагаем, что она относится к нижней подсвите кедзыдшорской свиты, возраст которой в настоящее время рассматривается как позднеживетский [9].

Особые трудности у нас вызывает верхняя подсвита кедзыдшорской свиты (р. Косью, пачка 2), в основании которой отмечается следующий комплекс конодонтов: *Polygnathus ljaschenkoi* Ovnatanova, *Po. pollocki* Druce, *Po. alatus* Hiddle, *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl, *Icr. alternatus alternatus* Branson et Mehl и др. (комплекс I, обр. 84-60).

Поскольку сопоставление комплекса I с конодонтовыми зонами [13] не представляется возможным, по многочисленным экзем-


Fr1
Fr2
Fr3
Fm1
Ярус, подъярус
Зоны
№ пачки
Метр
Литологическая колонка
№ образцов
Конодонтовые комплексы
E. falsiovalis
Late falsiovalis
transitans
punctata
hassi-jamieae
Early rhenana
Late rhenana
linguiformis
Early triangularis
обн. Кж108
обн. Кж107
обн. Кж106
2,9 м
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
And. binodosa
And. soluta
Po. dubius
Po. dengleri dengleri
Icr. symmetricus
And. rotundiloba
Ziegl. ovalis
Po. xylus
Mes. falsiovalis
Po.webbi
And. alata
And. rugosa
Mes. asymmetrica
And. gigas
Mes. bogoslovskyi
Ziegl. nuda
Mes. costaliformis
Pa. semichatovae
Pa. transitans
Pa. subrecta
Pa. triquetra
Pa. gigas extensa
Po. uchtensis
Pa. juntionensis
Po. iodinensis
And. ioides
Po. timanicus
Pa. martenbergensis
Pa. rhenana
Pa. punctata
Pa. zhuravlevi
Pa. linguiformis
Pd. domanicensis
Icr. alternatus helmsi
Pa. hassi
Pa. triangularis
Pa. plana
Pa. quadrantinodosalobata praeterita
Pa. orbicularis
Pa. tenuipunctata
Pa. provexa
Pa. clarki
Pa. koshmenensis
Pa. delicatula delicatula
Pa. sinevae
Pa. timanensis
Pa. amplificata
Pa. ederi
Anc. triangularis
Pa. ljaschenkoae
Anc. anana
Pa. lyaiolensis
Pa. foliacea
Pa. barba
And. nodosa
Pa. mucronata
Po. jamieae
Pa. elegantula
Pa. wasuta
Pa. brevis
Gv2 ?
Gv2-Fr1
Fr1
Fr2
Fr3
Fm1
Ярус, подъярус
Зоны, слои
№ пачки
Метр
Литологическая колонка
№ образцов
Конодонтовые комплексы
dispariliis ?
Po. pollocki-
Po. ljaschenkoi
Early fals.
Late fals.
punctata
Early rhenana
Late rhenana
Late triangularis
2 м
5 м
13,5 м
5,3 м
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
Po. alatus
Po. ljaschenkoi
Po. pollocki
Icr. alternatus alternatus
Icr. symmetricus
Pa. hassi
Po. xylus
Po. praepolitus
Po. pennatus
And. alata
And. soluta
And. mouravieffi
Po. dengleri dengleri
And. devonica
And. africana
Mes. falsiovalis
And. pristina
Po. dengleri sagitta
And. pramihisica
Po. webbi
And. rot.rotundiloba
Ziegl. ovalis
And. rugosa
Mes. costaliformis
Mes. asymmetrica
And. binodosa
Mes. bogoslovskyi
Mes. asymmetrica - Pa. transitans
Pa. transitans
Pa. punctata
Po. timanicus
Po. decorosus
Pa. martenbergensis
Po. dubius
Po. foliatus
Pa. maximovae
Pa. ljaschenkoae
Pa. lyaiolensis
Pa. amplificata
Pa. ormistoni
Pa. kirevaeae
Po. iodinensis
Pa. mulleri
Pa. foliacea
Pa. micronata
Pa. jamieae
Pa. feisti
And. nodosa
Po. brevis
Pa. subrecta
Pa. kozhimensis
And. ioides
Pa. ederi
Anc. tsiensi
Pa. gigas extensa
Po. brevilaminus
Pa. triangularis
Pa. quadrantinodosalobata praeterita
Pa. elegantula
Pa. delicatula plicata
Pa. delicatula delicatula
Pa.quadrantinodosalobata
Pa. clarki
Pa. tenuipunctata
Pa. triangularis - Pa. subperlobata
Pa. minuta wolskae
Pa. minuta minuta
Pa. arcuata
Pa. perlobata perlobata
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Подпись к рисунку. Корреляция разрезов франского яруса западного склона Приполярного Урала. Сокращения: *Anc.* — *Ancyrognathus*, *And.* — *Ancyrodella*, *Ziegl.* — *Zieglerina*, *Icr.* — *Icriodus*, *Mes.* — *Mesotaxis*, *Pa.* — *Palmatolepis*, *Po.* — *Polygnathus*. Обозначения: * — зона transitans, ** — подзона Early triangularis, *** — подзона Middle triangularis.

1 — известняк, 2 — микрослоистый известняк, 3 — вторичное окремнение, 4 — органогенный известняк, 5 — кремень, силицит, 6 — глинистый известняк, 7 — песчаник, 8 — линзы известняков, 9 — аргиллит, 10 — алевролит

плярам видов *Po. pollocki* Druce и *Po. ljaschenkoi* Ovnatanova предлагается выделить слои с *Polygnathus pollocki — Polygnathus ljaschenkoi*. Этого же мнения автор придерживался ранее [4]. Можно лишь условно отнести данный интервал разреза к зонам disparilis–Early falsiovalis, характеризующий пограничные отложения живетского и франского ярусов. Вышеуказанный комплекс сохраняется вплоть до слоя с обр. 61, где появляются первые представители рода *Ancyrodella* Ulrich et Bassler, а именно более поздний вид *And. alata* Glenister et Klapper. Вероятно, первая находка анциродел не соответствует их первому эволюционному появлению. Из-за отсутствия зональных и характерных видов, таких как *And. rotundiloba pristina* Khalymbadzha et Chernysheva, *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk, а также других представителей этих родов, достоверное определение возраста невозможно.

Как оговаривалось ранее, первые представители рода *Ancyrodella* Ulrich et Bassler появляются в слое с обр. 61 (пачка 2, верхняя часть верхнекедзыдшорской подсвиты). Наряду с предыдущим комплексом появляются *And. alata* Glenister et Klapper и *Polygnathus. pennatus* Hinde, а несколько выше — *And. soluta* Sandberg, Ziegler et Bultynk, *And. devonica* Garcia-Lopez, *Po. dengleri dengleri* Bischoff et Ziegler (комплекс II, обр. 61—71), которые являются характерными для подзоны Early falsiovalis.

Вышележащие отложения разреза р. Косью отнесены автором к воротской свите. Контакт кедзыдшорской и воротской свит характеризуется резким переходом от зеленовато-серых аргиллитов, где беспорядочно расположены желваковые прослои серых известняков к темно-серым известнякам с двумя ярко выраженными прослоями черных аргиллитов. Литофациальная граница проведена в основании слоя с обр. 72. Комплекс конодонтов немного отличается от предыдущего и содержит виды, более характер-

ные для подзоны Early falsiovalis. Впервые появляются *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk, *Ancyrodella rotundiloba pristina* Khalymbadzha et Chernysheva, *And. africana* Garcia-Lopez, *And. rotundiloba* (Bryant), *Zieglerina ovalis* Ziegler et Klapper (комплекс II, обр. 72-34c). Выделенный комплекс конодонтов практически идентичен комплексу I разреза р. Кожым (обр. 106-Ц178), где помимо общих видов присутствуют *Polygnathus. dubius* Hinde, *Po. foliatus* Bryant, *And. binodosa* Uyeno и др. В верхней части подзоны Early falsiovalis в разрезе р. Кожым появляются виды *And. rotundiloba* (Bryant), *And. alata* Glenister et Klapper и *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk, уровень появления которого совпадает и в разрезе р. Косью. Верхняя подсвита кедзыдшорской свиты в разрезе р. Кожым представлена переслаиванием серых известняков и зеленовато-серых аргиллитов, а контактирующая воротская свита пачкой темно-серых известняков, как и на р. Косью.

По появлению, внутри аммонитовой пачки (пачка 3), новых видов, главным образом, *Mesotaxis asymmetrica* Bischoff et Ziegler, *Mes. costaliformis* Ji и *And. rugosa* Branson et Mehl в разрезе р. Косью выделен комплекс III (обр. 34b-21), который можно сопоставить с подзоной Late falsiovalis. Этот комплекс характеризуется массовым развитием представителей рода *Ancyrodella* Ulrich et Bassler и *Mesotaxis* Klapper et Philip. Помимо зональных видов он представлен видами: *And. rotundiloba* (Bryant), *And. alata* Glenister et Klapper, *Mes. falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk, *Mes. bogoslovskyi* Ovnatanova et Kuzmin, *Zieglerina ovalis* Ziegler et Klapper, *Ziegl. nuda* Bardashev et Bardasheva и др. К этой же подзоне отнесены темно-серые и черные известняки с тонкими углисто-глинисто-кремнистыми прослоями, типичные для воротской свиты. В разрезе р. Кожым комплекс конодонтов схожий, но более представительный по количеству экземпляров и биоразнообразию (комплекс II). Конодонты подзоны Late falsiovalis (обр. Ц179-79) в разрезе р. Кожым представлены видами *And. devonica* Garcia-Lopez, *And. rugosa* Branson et Mehl, *And. gigas* Youngquist, *Mes. bogoslovskyi* Ovnatanova et Kuzmin, *Mes. falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk, *Ziegl. nuda* Bardashev et Bardasheva, *Mes. costaliformis* Ji, *Ziegl. ovalis* Ziegler et Klapper, *Icriodus interjectus* Kuzmin et Ovnatanova и др. Нижняя граница подзоны Late falsiovalis в разрезе р. Кожым также проведена внутри аммонитовой пачки.

Комплекс IV разреза р. Косью (обр. 20b-12) содержит индекс-вид одноименной зоны *Palmatolepis transitans* Muller. Наряду с ним широко представлены *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk

и *Mes. asymmetrica* Bischoff et Ziegler. Комплекс разреза р. Кожым (комплекс III, обр. 78-66), кроме общих видов, содержит характерные *Palmatolepis keyserlingi* Kuzmin и *Pa. triquetra* Kuzmin, определяющие зону transitans. В составе конодонтовых комплексов доминируют представители рода *Mesotaxis.*

Выделенный комплекс V в разрезе р. Косью (обр. 10-1) уверенно сопоставляется с зоной punctata по находкам зонального вида *Palmatolepis punctata* (Hinde) и характерного *Polygnathus timanicus* Ovnatanova. Последний вид широко распространен во многих изученных авторами разрезах, появляется с основания зоны и легко диагностируется, благодаря своей характерной морфологии. Характеризуют зону многие транзитные таксоны *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk, *Mes. asymmetrica* Bischoff et Ziegler, *Zieglerina ovalis* Ziegler et Klapper, *Palmatolepis. transitans* Muller и *Pa. martenbergensis* Muller. В разрезе р. Кожым наблюдается незначительная мощность отложений этой зоны (комплекс IV, обр. 65-60), что вероятно связано с локальным размывом этого уровня. Комплексы этих разрезов схожи присутствием *Pa. transitans* Muller, *Pa. punctata* (Hinde), *Pa. martenbergensis* Muller, *Polygnathus timanicus* Ovnatanova, *Mesotaxis asymmetrica* Bischoff et Ziegler. Отличием является то, что в комплексе IV в разрезе р. Кожым определены редкие находки вида *Palmatolepis bochemica* Klapper et Foster.

Вышележащий интервал, охватывающий зоны hassi — jamieae, присутствует только в разрезе р. Кожым и охарактеризован комплексом V (обр. 59—46). Здесь появляется индекс-вид *Pa. hassi* Muller et Muller, а позднее вид *Ancyrognathus triangularis* Youngquist, возможно, определяющий границу между подзонами Early и Late hassi. Однако конодонты *Pa. amplificata* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova и *Pa. ederi* Ziegler et Sandberg говорят о более высоком уровне. Индекс-вид зоны jamieae не найден. Более дробное расчленение этих зон затруднено из-за незначительной мощности отложений и вероятного стратиграфического перерыва. Поэтому данный стратиграфический интервал рассматривается авторами как единое подразделение. Конодонты зоны hassi — jamieae представлены видами *Pa. hassi* Muller et Muller, *Pa. domanicensis* Ovnatanova, *Pa. plana* Ziegler et Sandberg, *Pa. orbicularis* Ovnatanova et Kuzmin, *Pa. eureka* Ziegler et Sandberg, *Pa. kireevae* Ovnatanova, *Pa. proversa* Ziegler, *Pa. kozhimensis* Savage et Yudina, *Pa. ederi* Ziegler et Sandberg, *Pa. timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. amplificata* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. ljaschenkoae* Ovnatanova, *Pa. lyaiolensis* Khruscheva et Kuzmin,

Pa. foliacea Youngquist, *Ancyrognathus coeni* Klapper, *Anc. triangularis* Youngquist, *Anc. amana* Muller et Muller и др.

Комплекс VI разреза р. Косью (обр. 89-105) возможно соответствует подзоне Early rhenana. Однако здесь в основном доминируют транзитные виды *Pa. hassi* Muller et Muller, *Pa. ljaschenkoae* Ovnatanova, *Pa. lyaiolensis* Khruscheva et Kuzmin, *Pa. amplificata* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. kireevae* Ovnatanova, *Pa. mulleri* Klapper et Foster, *Pa. foliacea* Youngquist, *Pa. mucronata* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. elegantula* Wang et Ziegler, *Pa. jamieae* Ziegler et Sandberg, *Polygnathus lodinensis* Polsler и др. Подзона определена условно на основании проведения подошвы вышележащей зоны. Комплекс VI разреза р. Косью отличается от комплекса VI, выделенного в разрезе р. Кожым (обр. 42-6а), где подзона Early rhenana установлена по появлению зонального вида *Pa. nasuta* Muller и *Pa. brevis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova. Кроме вышеперечисленных общих видов, он содержит *Pa. plana* Ziegler et Sandberg, *Pa. proversa* Ziegler, *Pa. timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. eureka* Ziegler et Sandberg, *Pa. ederi* Ziegler et Sandberg, *Pa. barba* Ziegler et Sandberg, *Pa. domanicensis* Ovnatanova, *Pa. orlovi* Khruscheva et Kuzmin, *Pa. kozhimensis* Savage et Yudina, *Pa. bogartensis* Stauffer, *Pa.* aff. *beckeri* Klapper, *Pa. semichatovae* Ovnatanova, *Polygnathus lodinensis* Polsler, *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler и др.

Комплекс VII разреза р. Косью (обр. 106-147) содержит вид *Palmatolepis subrecta* Muller et Youngquist, важный для определения подзоны Late rhenana. Характерный для этого уровня вид *Pa. gigas extensa* Ziegler et Sandberg установлен несколько выше по разрезу, а зональный вид подзоны *Pa. rhenana* Bischoff вовсе отсутствует. Комплекс содержит *Pa. kozhimensis* Savage et Yudina, *Pa. ederi* Ziegler et Sandberg, *Ancyrodella ioides* Ziegler, *And. nodosa* Ulrich et Bassler, *Ancyrognathus tsiensi* Mouravieff, *Polygnathus brevis* Miller et Youngquist. В разрезе р. Кожым на соответствующем уровне определен полный комплекс подзоны Late rhenana (комплекс VII, обр. 27**-13). Он представлен видами *Palmatolepis subrecta* Muller et Youngquist, *Pa. gigas extensa* Ziegler et Sandberg, *Pa. rhenana* Bischoff, *Pa. juntionensis* Han, *Pa. zhuravlevi* Soboleva, *Ancyrodella ioides* Ziegler наряду со многими транзитными таксонами *Palmatolepis eureka* Ziegler et Sandberg, *Pa. kireevae* Ovnatanova, *Pa. ederi* Ziegler et Sandberg, *Pa. foliacea* Youngquist, *Pa. elegantula* Wang et Ziegler, *Pa. jamieae* Ziegler et Sandberg, *Pa. nasuta* Muller, *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler, *Polygnathus lodinensis* Polsler. Этот устойчивый и хорошо сопоставля-

емый комплекс в полном объеме характеризует подзону Late rhenana, где ее нижняя граница проведена по появлению *Pa. subrecta* Muller et Youngquist и *Pa. gigas extensa* Ziegler et Sandberg.

Вышележащие отложения в разрезе р. Косью отсутствуют, однако хорошо представлены на р. Кожым с характерным комплексом VIII для зоны linguiformis, нижняя граница которой определена по индекс-виду *Palmatolepis linguiformis* Miller. Зона linguiformis (обр. 14-27) охарактеризована транзитными конодонтами *Po. lodinensis* Polsler, *Po. uchtensis* Ovnatanova et Kuzmin, *Pa. ederi* Ziegler et Sandberg, *Pa. elegantula* Wang et Ziegler, *Pa. nasuta* Muller, *Pa. subrecta* Muller et Youngquist, *Pa. gigas extensa* Ziegler et Sandberg, *Pa. nicolli* Klapper, *Pa. juntionensis* Han, *Pa. zhuravlevi* Soboleva. Следующий комплекс IX установлен по индекс-виду *Pa. triangularis* Sannemann подзоны Early triangularis (обр. 28а-34). С этого уровня начинается раннефаменский этап в развитии платформенных конодонтов. Широко представлены *Palmatolepis triangularis* Sannemann, *Pa. quadratinodosalobata praeterita* Schulke, *Pa. delicatula delicatila* Branson et Mehl, *Pa. clarki* Ziegler, *Pa. tenuipunctata* Sannemann, *Icr. alternatus alternatus* Branson et Mehl и *Icr. alternatus helmsi* Sandberg and Dreesen.

Следующий уровень разреза р. Косью (комплекс VIII, обр. 148-164) характеризуется развитием палматолепид фаменского возраста (подзоны Early–Middle triangularis). Мы считаем, что нижний комплекс с видами *Palmatolepis triangularis* Sannemann, *Pa. quadratinodosalobata praeterita* Schulke характеризует еще подзону Early triangularis, а верхний с появлением *Pa. delicatula platys* Ziegler et Sandberg — подзону Middle triangularis. Вместе с зональным видом комплекс представлен *Pa. triangularis* Sannemann, *Pa. quadratinodosalobata praeterita* Schulke, *Pa. delicatula delicatula* Branson et Mehl, *Pa. elegantula* Wang et Ziegler, *Pa. clarki* Ziegler, *Pa. tenuipunctata* Sannemann, *Pa. triangularis* Sannemann — *Pa. subperlobata* Branson et Mehl, *Polygnathus brevilaminus* Branson et Meh, Завершает разрез IX комплекс (обр. 165-187), характеризующий подзону Late triangularis и содержащий: *Pa. minuta minuta* Branson et Mehl, *Pa. minuta wolskae* Szulczewski, *Pa. subperlobata* Branson et Mehl, *Pa. perlobata perlobata* Ulrich et Bassler, *Pa. arcuata* Schulke, а также многочисленные транзитные виды.

Таким образом, изучение конодонтов позволило провести биостратиграфическое расчленение разрезов западного склона Приполярного Урала с выделением зон и подзон [13]. Прослежены следующие зональные подразделения: Early falsiovalis, Late falsiova-

lis, transitans, punctata, hassi–jamieae, Early rhenana, Late rhenana, linguiformis франского яруса, а также Early-Middle-Late triangularis нижнефаменского подъяруса. В отношении комплекса I (р. Косью), где определены конодонты *Polygnathus ljaschenkoi* Ovnatanova, *Polygnathus pollocki* Druce, *Polygnathus alatus* Hiddle, *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl, *Icriodus alternatus alternatus* Branson et Mehl, необходимо отметить следующее. Судя по составу, этот комплекс занимает промежуточное положение между живетским и франским ярусами (слои с *Polygnathus pollocki* Druce — *Polygnathus ljaschenkoi* Ovnatanova). Отсутствие зонального вида нижней границы франского яруса *Ancyrodella rotundiloba pristina* Khalymbadzha et Chernysheva не позволяет нам достоверно провести биостратиграфическую границу между ярусами.

В целом, сама последовательность появления общих зональных или характерных конодонтов в разрезах, изученных автором по р. Косью и р. Кожым сохраняется, что свидетельствует о высоком корреляционном потенциале конодонтовой шкалы, разработанной для глубоководных разрезов Рейнских сланцевых гор.

Литература

1. Матвеева М. А. Конодонтовая характеристика франских отложений разреза р. Кожым (Западный склон Приполярного Урала) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 7. С. 17—22.

2. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий. СПб.: ВСЕГЕИ. 2008. Вып. 38. 131 с.

3. Соболева М. А. Биоразнообразие конодонтов во франском веке (опорный разрез р. Кожым, Приполярный Урал) // Современная микропалеонтология: труды XVI Всероссийского микропалеонтологического совещания. 2015. С. 77—81.

4. Соболева М. А. Конодонты и биостратиграфия франского яруса Приполярного и Полярного Урала // Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н. Сыктывкар: Геопринт. 2016. 23 с.

5. Соболева М. А. Новые виды рода Palmatolepis (конодонты) из франских отложений Приполярного и Полярного Урала // Сыктывкарский Палеонтологический сборник № 8. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. Вып. 130. С. 40—50.

6. Соболева М. А., Соболев Д. Б., Матвеева Н. А. Разрез франского яруса на р. Кожым (западный склон Приполярного Урала) — результаты биостратиграфических, био-, литофациальных и изотопно-геохимических исследо-

ваний // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. № 13 (1). http://www.ngtp.ru/rub/2/2_2018.pdf

7. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург. 1993.

8. Цыганко В. С., Першина А. И., Юдина А. Б. К стратиграфии девона гряды Чернышева // Труды ИГ Коми фил. АН СССР. 1985. С. 17—26.

9. Цыганко В. С. Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: УрО РАН. 2011. 356 с.

10. Aboussalam Z. S, Becker T. New upper Givetian to basal Frasnian conodont faunas from the Tafilalt (Anti-Atlas, Southern Morocco) // Geological Quarterly. 2007. V. 51. N. 4. P. 345—374.

11. Klapper, G. The Montagne Noire frasnian (Upper Devonian) conodont succession // Devonian of the world, volume III. Paleontology, paleoecology and biostratigraphy. Canada, 1989. Mem. 4. P. 449—478.

12. Walliser O. H. Global events in the Devonian and Carboniferous // Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. 1996. P. 225—250.

13. Ziegler W., Sandberg C. A. The Late Devonian Standard Conodont Zonation // Cour. Forsch. -Inst. Senckenberg. 1990. № 121. 115 p.

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВИДА OZARKODINA KOZHIMICA MELNIKOV (CONODONTA) ИЗ ВЕНЛОКА Р. ПАДИМЕЙТЫВИС

Л. В. Соколова
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
sokolova@geo.komisc.ru

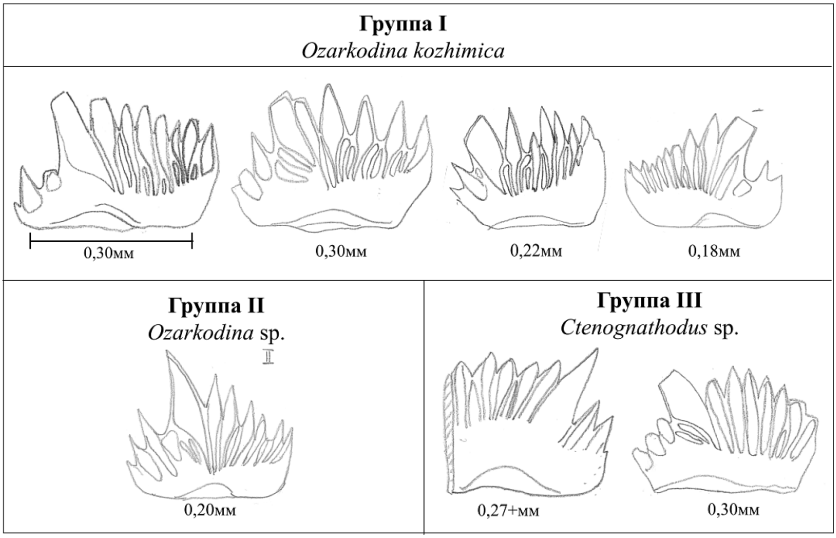
Изучение морфологической изменчивости конодонтов в силурийских мелководных отложениях Тимано-Североуральского региона проводится с целью ревизии родового и видового разнообразия. Это необходимая основа для реконструкции развития группы в силурийском палеобассейне, правильной оценки масштабов вымирания конодонтовой фауны на событийных уровнях и создания, в конечном итоге, детальной биостратиграфической шкалы.

В этой работе представлены результаты предварительного изучения морфологии Pa-элементов *Oz. kozhimica,* вида широко распространенного в венлоке Тимано-Североуральского регионе.

С. В. Мельниковым [1] на основе обширного материала был реконструирован мультиэлементный аппарат таксона и приведено описание морфологии дискретных элементов, входящих в его состав. В диагнозе вида основными признаками указаны хорошо выраженный главный зубец и мелкий размер элементов. Анализ фотоизображений Pa-элементов вида, приведенных в монографии исследователя (табл. 24, фиг. 1,2, 11, 12, 13, 17), показал присутствие, по крайней мере, трех различных разновидностей Pa-элементов различающих по типу зубчатости.

В выборке Pa-элементов *Oz. kozhimica* из венлокских отложений разреза р. Падымейтывис по типу зубчатости и распределению белого вещества выделены три группы (см. рисунок).

Группа I. Главный зубец хорошо выражен. Вторичный зубец может быть выражен хорошо или слабо отличаться по размерам от зубчиков на переднем отростке. Зубчатость относительно регулярная: зубчики не сильно отличаются друг от друга размерами или наблюдается чередование более крупных и более мелких зубчиков. На переднем отростке расположено 4 —7 зубчиков. По внешней морфологии отнесена к *Ozarkodina kozhimica.*



Схематичное изображение характера зубчатости и белого вещества Ра-элементов из венлокских отложений р. Падимейтывис

Встречаются несколько группировок.

Группировка 1 с хорошо развитым вторичным зубцом (secondary cusp) и относительно регулярной зубчатостью. Вторичный зубец шире остальных зубчиков в два раза, остальные зубчики по ширине и высоте незначительно отличаются друг от друга. Аналогичные по морфологии элементы представлены в монографии С. В. Мельникова (табл. 24, фиг. 11—13).

Группировка 2 с хорошо выраженным главным зубцом и нерегулярной зубчатостью. Вторичный зубец слабо выражен. Перед главным зубцом расположены несколько (от 2 до 4) заметно более крупных, равных по ширине и высоте зубчиков. Остальные зубчики на переднем отростке элемента более мелкие. Аналогичный по морфологии элемент представлен в монографии С. В. Мельникова (табл. 24, фиг. 1).

Группировка 3 с хорошо выраженными главным зубцом и крупными раздельно посаженными треугольными зубцами с V-образным промежутком между ними.

В переднем отростке у элементов всех трех группировок не зависимо от числа зубчиков, присутствуют не менее 10—11 тяжей белого вещества. Часть тяжей формирует зубчики, другая часть распо-

ложена между ними в толще основания элемента — в виде одиночных или парных зачаточных тяжей.

Группа II. Главный зубец хорошо выражен. Вторичный зубец слабо выражен. Размер зубчиков постепенно уменьшается к переднему краю отростка. На переднем отростке расположено 6—8 зубчиков. В переднем отростке присутствуют 8 белого вещества. Тяжи белого вещества относительно равномерны по длине, встречаются единичные зачаточные тяжи. Элементы определены как *Ozarkodina* sp.

Группа III. Главный зубец хорошо выражен. Вторичный зубец не выражен. Высота зубчиков увеличивается к середине переднего отростка, затем снижается. На переднем отростке расположено от 7 зубчиков. В переднем отростке присутствуют не менее 8 тяжей белого вещества. Тяжи белого вещества относительно равномерны по длине, встречаются единичные зачаточные тяжи. Внешняя и внутренняя морфология Pa-элементов группы характерна для представителей рода *Ctenognathodus* (Strɥmberg, 1997).

Таким образом, при изучении морфологии Pa-элементов внутри выборки *Oz. kozhimica* из венлокских отложений р. Падимейтывис выделены три различные морфологические группировки, различающиеся по степени выраженности главного зубца и характеру зубчатости и отделены элементы, принадлежащие роду *Ctenognathodus.* Установлено, что в элементах *Oz. kozhimica* число видимых зубчиков на переднем отростке Pa-элемента не совпадает с числом тяжей белого вещества внутри элемента.

Исследование выполнено при поддержке комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-50.

Литература

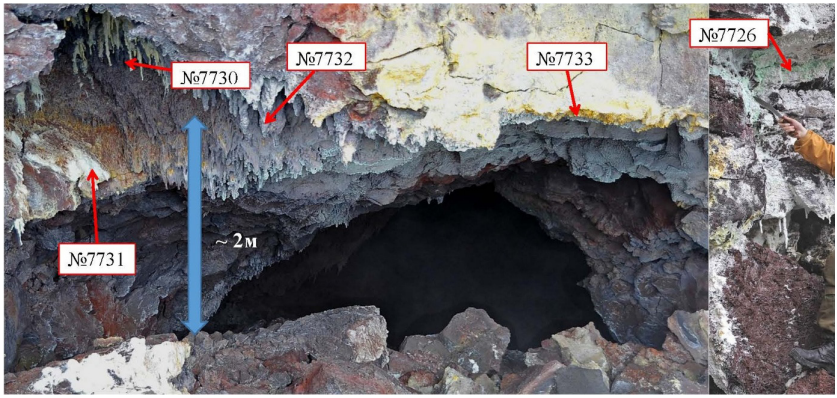
1. Мельников С. В. Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1999а. 136 с.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЛАВОПЕЩЕРНЫХ МИНЕРАЛИЗАЦИЙ, ОБРАЗОВАВШИХСЯ В ХОДЕ ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 2012–2013 ГГ.

К. В. Тарасов, М. А. Назарова
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский,
belfast@kscnet.ru

В ходе Трещинного Толбачинского извержения 2012—2013 гг. (ТТИ-50) формировались так называемые лавоводы, а после завершения извержения в местах провалов над ними открылись входы в лавовые пещеры [1]. Ещё в ходе извержения можно было видеть разноцветные возгоны, отлагающиеся на поверхности лав в местах интенсивного истечения газов из трещин. В провалах на остывшем лавовом потоке солевые образования разного цвета наблюдались как в виде порошкообразных налётов, так и в виде своеобразных сталактитов и сталагмитов. Очевидно, что такие минерализации лишь условно могут быть отождествлены с продуктами кристаллизации из эксгаляций и возгонов [2], поскольку последние имеют глубинное происхождение, а лавопещерные минеральные отложения являются результатом приповерхностных относительно низкотемпературных взаимодействий в системе газ-вода-порода. Поэтому такого рода образования целесообразно выделить в отдельную фацию вулканогенных минерализаций.

В ходе полевых работ в июле 2015 г. нами был обследован вход в пещеру, локализованную в застывшем мощном лавовом потоке, удалённом на один км к юго-западу от кратера Набоко [3]. Эта пещера представляет собой камеру, уходящую в массив потока под углом 20°, с узким входом, протяженностью около 50 м и высотой примерно 10 м. Трахиандезибазальтовая лава, формирующая стены и потолок пещеры, имеет преимущественно буро-красный цвет, в отличие от чёрного и серого цвета лав на внешней поверхности потока. Лавовые сталактиты, свисающие с потолка у входа, достигают в длину 30 см, составляя в диаметре у основания 5 см. Температура воздуха у входа в пещеру достигала 80 °С и повышалась с глубиной. В связи с этим внутри пещеры было достаточно сухо. Запахов газов не ощущалось. Лавовые сталактитоподобные образования на входе в пещеру обросли эпигенетическими минеральными корками, здесь



Натечные минерализации на входе в вулканическую пещеру и места отбора образцов

же наблюдаются сталактиты и сталагмиты, нацело сложенные новообразованными минералами жёлтого и зелёного цвета. Надо отметить, что последние были обнаружены не только на входе в пещеру, но и в дальнем её конце.

Очевидно, что лавопещерные минералы, слагающие сталактиты, сталагмиты и корки, образовались на так называемых испарительных барьерах. Для исследований была отобрана серия образцов: № 7726 — налёт на стене справа от входа в пещеру; №7730 — сталактит в левой части входа в лавовую пещеру; № 7731 — солевой сталагмит, расположенный непосредственно под сталактитом; № 7732 — лавовый сталактит, покрытый белыми кристаллами; № 7733 — налёт на стенки провала возле входа в пещеру (см. рисунок).

Химический анализ образцов показал высокие в них содержания магния, натрия, калия и серы (см. табл. 1). Фазовый состав ми-

Таблица 1

Содержание основных компонентов состава в пробах

№	мас. %						г/т		
обр.	Na_2O	MgO	SiO_2	K_2O	ппп	S	Cu	Zn	As
7726	10.10	7.61	16.4	1.04	20.20	35.40	5520	253	11
7730	3.33	9.80	16.4	5.82	20.50	44.50	1228	279	31
7731	7.68	7.63	16.3	5.40	16.75	46.30	711	149	4
7732	5.90	2.56	43.5	6.30	1.52	6.31	2297	326	3706
7733	3.21	3.32	49.6	2.55	1.51	1.43	226	193	175

нерализаций по данным дифрактометрического рентгеноструктурного анализа (см. табл. 2) определяется галитом NaCl, блёдитом $Na_2Mg[SO_4]_2\,4H_2O$, тенардитом $Na_2[SO_4]$, афтиталитом $(K,Na)_3Na][SO_4]_2$, калиевыми квасцами $KAl[SO_4]_2\,12H_2O$.

Таблица 2

Результаты рентгенофазовой диагностики вулкано-пещерных минералов, d/n Å (I, у. е.)

Образцы				
7726	7730	7731	7732	7733
4.69 (12)[1]	4.58 (78)[2]	4.59 (35)[2]	4.66 (15)[1]	5.44 (17)[3]
4.56 (40)[2]	4.26 (40)[2]	4.29 (34)[2]	4.15 (12)	4.97 (7)[3]
4.27 (13)[2]	4.09 (18)	4.07 (21)	4.04 (38)[1]	4.66 (41)[1]
3.80 (10)[2]	3.80 (23)[2]	3.93 (11)	3.66 (28)[4]	4.30 (75)[3,2]
3.34 (6)[2]	3.67 (12)	3.75 (16)	3.29 (13)[1]	4.06 (48)[3]
3.26 (58)[2]	3.27 (100)[2]	3.26 (58)[5,2]	3.17 (23)[1]	3.91 (15)
3.17 (14)[1]	3.14 (11)	3.17 (16)	3.07 (17)[1]	3.77 (20)
3.07 (10)[1]	2.95 (36)[2]	3.06 (19)	2.91 (75)[4]	3.66 (14)
2.96 (14)[2]	2.84 (29)[5]	2.96 (17)[2]	2.82 (100)[4]	3.25 (43)[3]
2.81 (100)[5]	2.72 (34)[2]	2.81 (100)[5]	2.44 (15)[4]	3.17 (31)[1]
2.78 (36)[1]	2.65 (33)[2]	2.72 (16)[2]	2.38 (11)	3.06 (37)[3]
2.73 (17)[2]	2.58 (12)[2]	2.64 (45)[2]	2.33 (19)[4]	2.96 (18)[3]
2.64 (38)[1]	2.17 (9)[2]	2.58 (5)[2]	2.04 (45)[4]	2.87 (17)[3]
2.58 (10)[2]	2.14 (8)	2.38 (10)	2.01 (29)	2.79 (100)[3]
2.32 (12)[1]	2.03 (17)	2.32 (11)	1.85 (16)[1]	2.72 (15)[3]
2.27 (9)[2]	1.96 (7)[2]	2.29 (12)	1.65 (16)[4]	2.64 (56)[3]
2.03 (8)[2]	1.93 (16)[2]	2.03 (9)[5,2]	1.63 (18)[4]	2.38 (17)
1.99 (64)[5]	1.78 (14)[2]	1.96 (10)[2]	1.42 (12)[4]	2.33 (20)[1]
1.93 (9)[2]	1.66 (14)[2]	1.93 (10)[2]	1.40 (10)[4]	1.92 (11)[3]
1.86 (16)[1]	1.55 (6)[2]	1.86 (16)	1.28 (7)[4]	1.86 (18)[1]
1.78 (7)[2]	1.52 (7)[2]	1.66 (8)[2]		1.74 (7)
1.66 (10)[1,2]	1.50 (5)[2]	1.63 (8)[5]		1.68 (8)[1]
1.63 (18)[5]				1.55 (9)[1]
1.55 (10)[1,2]				
1.40 (8)[5]				

Примечание. [1]тенардит, [2]блёдит, [3]калиевые квасцы , [4]афтиталит, [5]галит. При диагностике использовалась база данных PDF-2.

Результаты инфракрасной спектроскопии подтверждают данные химического и рентгеноструктурного анализов о хлоридно-сульфатном составе исследуемых минерализаций. Можно пред-

положить, что источником вещества для них послужила, прежде всего, растворенная в андезибазальтовом расплаве флюидная фаза. Преобладание в пещерных минерализациях сульфатов объясняется именно тем, что серосодержащие газы наиболее растворимы в базальтоидных расплавах. После охлаждения вулканических лав до 100 °С произошла конденсация вулканических газов. Появившиеся растворы гравитационно просачивались по трещинам, стекали и испарялись, что и привело к образованию натечных корковых и сталактит-сталагмитовых форм, сложенных хлоридами и сульфатами Na, K, Mg, Cu. Можно предполагать, что в составе и свойствах последних кодируются многие еще неизвестные геохимические особенности вулканического процесса.

Литература

1. Белоусов А. Б., Белоусова М. Г. Горячие лавовые пещеры вулкана Толбачик и их необычные минеральные образования // Вестник ДВО РАН, 2014. № 5. С. 148—150

2. Вергасова Л П., Карпов Г. А., Филатов С. К. и др. Об эксгаляционной минерализации лавовых потоков Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2014. С. 22—25

3. Назарова М. А., Тарасов К. В. Минералого-геохимические особенности вещества сталактитоподобных образований из лавовых пещер ТТИ 2012—2013 гг. // Материалы XIII региональной молодежной научной конференции. Исследования в области наук о Земле 10 декабря 2015 г., Петропавловск-Камчатский, 2015. С. 49—57.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВАЛА ГАМБУРЦЕВА (ВАРАНДЕЙ-АДЗЬВИНСКАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНА)

И. Л. Ульныров[1,2]

[1] ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
[2] СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар
ulnyrov_iv@mail.ru

В настоящее время на вале Гамбурцева, добыча нефти связана с залежами в нижнедевонских отложениях. Однако на Хасырейском и Черпаюском месторождениях также доказана перспективность верхнесилурийских толщ, из которых были получены притоки нефти.

Верхнесилурийские отложения были изучены нами в скважинах 1, 32, 35 — Хасырейские и 3, 13, 14 — Нядеюские, представленные лудловским и пржидольским ярусами. По особенностям литологического состава, структурно-текстурным признакам и данным нейтронного (НГК) и гамма-каротажа (ГК) было выделено5 пачек пород, слагающих изученный интервал силурийских отложений.

В пределах Хасырейской площади, по данным изучения скважин, снизу вверх по разрезу выделено четыре пачки пород. В нижней части гердъюского горизонта выделяется карбонатная пачка (пачка I), сложенная в основном известняками и доломитами, от микро- до мелкокристаллических, массивных, с редкимиглинистыми прослоями,которые выделяются по записи ГК. В направлении с юга на север в исследованных разрезах происходит смена слагающих пачку пород с доломитового состава на известковый. В кровле пачки породы содержат разнообразный биокластовый материал, представленный раковинами и створками остракод, пелиципод и гастропод. С юга на север такжеуменьшается мощность пачки от 300 до 240 м.

Вторая пачка (пачка II) слагает верхнюю часть гердъюского горизонта и представлена карбонатно-глинистыми породами. Доломиты и известняки, разнозернистые от микро-до мелкокристаллических, массивные. Органогенные остатки в данной пачке практически отсутствует. Геофизические данные указывают на сильную глинистость пород, что подтверждается и исследованием керна. При средней мощности пачки ~ 140 м, в центральной части Хасырейской площади происходит ее уменьшение до 110 м.

В составе гребенского горизонта нами также выделено две пачки. Нижняя глинистая пачка (пачка III)охарактеризована керном только в скважине 32-Хасырейская. По данным ГК и НГК в подошве пачки наблюдается высокая глинистость пород. По данным изучения керна интервал сложен преимущественно известняками доломитовыми с остатками брахиопод и пелициподи редкими прослоями глинистых доломитов. Мощность пачки увеличивается с юга на север от 90 до 140 м.

Пачка IV выделена в верхней частигребенского горизонта. Она сложенапереслаиванием интервалов глинисто-карбонатных и преимущественно карбонатных пород. Слагающие данный интервал известняки и доломиты имеют комковатую структуру, с обилием перекристаллизованного детрита и обломков раковин пелицип од и брахиопод. С юга на север происходит уменьшение мощности пачки от 150 до 110 м.

В разрезах Нядейюской площади помимо перечисленных четырех пачек, разрез верхнесилурийских пород наращивается пятой пачкой, отсутствующей на Хасырейской площади.

Гердъюский горизонт плохо охарактеризован керном и пачки преимущественно выделялись по данным каротажных диаграмм. Пачка I выражена по геофизическим данным как карбонатная с общей мощностью ~ 350 м. Пачка II по каротажу и керну представлена алевритисто-глинистыми биокластовыми известняками. В породах отмечается повышенное (до 30%) содержание зеренкварца средней окатанности. Детрит представлен единичными фрагментами табулят, криноидей и перекристаллизованных раковин пелицип од. Мощность пачки ~ 120 м

Пачка III, слагающая нижнюю часть гребенского горизонта представлена преимущественно породами глинисто-карбонатного состава с прослоями известняков. Среди органических обломков отмечаются обломки раковин пелицип од и фрагменты створок остракод, с частичной их перекристаллизацией. Мощность пачки по направлению с юга на север увеличивается от 90 до 170 м.

Карбонатно-глинистая (пачка IV) наиболее подробно охарактеризована керном. В нижней части она представлена преимущественно известняками микрокристаллическими и биокластовыми с глинистыми прослоями, а верхняя часть — известняками алевритисто-глинистыми, мелкокристаллическими с редкими обломками детрита. Мощность пачки уменьшается по направлению с юга на север от 130 м до 110 м.

Разрез завершает пятая карбонатная пачка (пачка V) сложенная, в основном, комковатыми, биокластовыми известняками (частично перекристаллизованными) с редкими включениями сульфидов. Мощность пачки изменяется от 50 до 20 м.

Таким образом, разрезы Хасырейской и Нядеюской площадей различаются как по мощности выделенных пачек (и их количеству), так и по составу слагающих пачки пород. В целом, анализируя литологические особенности описанных разрезов, можно отметить следующее. На территории вала, в направлении с юга на север, прослеживается изменение вещественного состава слагающих пачки пород. Разрез верхнесилурийских отложений в южной части Хасырейской площади (скв. 35 — Хасырейская) имеет преимущественно доломитовый состав. Доломиты и глинистые доломиты слагают также разрезы на территории Черпаюской площади, которая расположена еще южнее. В центральной и северной части Хасырейской структуры (скв. 1, 32 — Хасырейская) происходит замещение доломитового состава, на известковый. Породы в разрезах Нядеюской площади представлены в основном карбонатно-глинистыми породами с алевритовой примесью.

ОСОБЕННОСТИ ПОЛИФАЗНЫХ АПОУГОЛЬНЫХ ВЕЩЕСТВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ

В. В. Уляшев
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
vaskom77@mail.ru

В процессе импактного метаморфизма минералы и горные породы интенсивно преобразуются под воздействием высоких давлений и температур. Особое внимание уделяется твердофазной трансформации графитового вещества ввиду образования импактных алмазов и лонсдейлита, данный механизм, осуществляемый в последовательности графит → лонсдейлит → алмаз, изучен весьма детально [1, 2, 8].

В то же время импактному воздействию, может подвергаться не только графитовое вещество земной коры, но и слабоупорядоченный углерод с турбостратной структурой, а также углеродистые вещества битумного ряда (в т. ч. и угли), что было описано в связи с импактитами Карской астроблемы [4, 5]. Поэтому в процессе трансформации могут образовываться и другие новообразованные фазы, являющиеся слабо исследованными, в том числе высокобарный полимер углерода [4]. Работы по изучению импактно метаморфизованного углистого вещества данной астроблемы проводились в 80-х годах двадцатого века [4, 5] и были возобновлены нами на современном исследовательском уровне в последние годы [7].

В работе В. А. Езерского [4, 5] при изучении карских импактитов, были описаны продукты импактного преобразования углистого вещества и выделены три типа углеродных веществ — A, B и C, различающиеся по окраске, прозрачности, блеску и температуре сгорания. Фазовый состав был определен методом Лауэ, типы B и C были диагностированы, как алмазы. Особый интерес вызывал тип A.

В. А. Езерским вещество A типа было диагностировано фазой с промежуточным состоянием между углем и алмазом [4]. К нему были отнесены черные, смолянисто-черные частицы, непрозрачные с металлическим блеском, температура начала экзотермического эффекта 520—550 °C. Данные зерна царапали стекло и оставляли черный след на корундовой пластине, некоторые были тверже корунда. Вещество A типа В. А. Езерский относил к природному высокобарному углеродному полимеру и предлагал считать самосто-

ятельным минеральным видом, который получил название «тогорит» по месту нахождения в устье ручья Тохорейяха на территории Карской астроблемы [4].

В ходе исследований импактно метаморфизованного углеродного вещества нами было установлено, что действительно существуют такие углеродные частицы, которые имеют специфические спектроскопические характеристики, что потребовало более детального изучения. В ходе экспериментов по изучению фазового состояния внутреннего строения углеродных частиц А типа путем анализа с послойным сжиганием с помощью лазерного воздействия было выявлено, что некоторые частицы стеклоподобного углерода являются полифазными и имеют алмазное ядро [6], это позволило сделать вывод о том, что «тогорит» представляет собой не отдельную фазу, а плотные срастания стеклоподобного углерода с импактным алмазом, в которых последний придает агрегатам более высокую плотность и твердость, что было отмечено В. А. Езерским для так называемого «тогорита» [4].

Для того чтобы исключить возможность фазового перехода стеклоподобного углерода в алмаз при лазерном воздействии, использованном для вскрытия алмаза в проведенных экспериментах [7], мы провели исследования импактных полифазных апоугольных агрегатов с помощью просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ) избегая высокотемпературного воздействия, тем самым исключая возможность фазовой трансформации в процессе наблюдений.

В ходе детального изучения обломков частиц черного цвета при помощи ПЭМ посредством электронной дифракции и снимков высокого разрешения было установлено, что действительно данные зерна представляют собой полифазные агрегаты — срастания стеклоподобного углерода, нанокристаллического алмаза и графита. Полученные данные подтверждают результат, полученный в работе [7], и исключают возможность фазовой трансформации стеклоподобного углерода в ходе проведенных экспериментов. Кроме того в ходе проведенных исследований с помощью ПЭМ дополнительно было установлено, что в полифазных частицах также имеется и графитовая фаза.

Частицы стеклоподобного углерода импактного генезиса представлены веществом аналогичным техническому стеклоуглероду (СУ-2000). Все проанализированные частицы этой фазы представляют собой обломки с плавными линиями, без строгих кристаллографических очертаний, размерами от единиц до десятков микро-

метров. Текстура обломков плотная. Электронная дифракция стеклоподобного углерода имеет диффузные кольца и близка к отражениям графита 3.38, 2.04, 1.21 Å, соответственно плоскостям (002), (101), (110) [6].

Графит данных полифазных агрегатов представлен тонкими плоскими образованиями неопределенной формы, чешуйки располагаются субпараллельно и не имеют строгих кристаллографических очертаний. Размеры графитовых частиц варьируются в широком диапазоне от 0.5 до 5 мкм. Данные электронной дифракции соответствуют основным межплоскостным расстояниям графита d 3.35, 2.11, 1.23, 1.05, 0.83 Å [6].

Алмаз из обломков полифазного агрегата нами был диагностирован в виде агрегатов с размерами от 2 до 5 мкм, имеющий неправильные очертания с «зубчатыми» краями [6], внутренняя текстура плотная. При детальном рассмотрении выявляется, что алмазные фрагменты представляют собой агрегаты, сложенные нанокристаллитами, средний размер которых составляет около 70 нм [6].

По результатам данных высокоразрешающей просвечивающей электронной микроскопии (ВПРЭМ) отчетливо наблюдаются пространственные взаимоотношения стеклоподобного углерода с алмазом. Фазовая граница между ними является четкой, без структурных дефектов, развитие нанокристаллитов алмаза происходит вдоль изогнутых графитовых плоскостей. Стеклоподобный углерод представлен, беспорядочно расположенными графеноподобными многослойными криволинейными структурами, а алмаз характеризуется нанокристаллическим строением.

Таким образом, в результате детальных исследований нами подтверждено, что углеродное вещество типа А, которое предполагалось считать новым самостоятельным природным высокобарным углеродным полимером, названное тогоритом, действительно является сложным полифазным агрегатом и представляет собой плотное срастание стеклоподобного углерода, алмаза и графита. Впервые проанализированы пространственные взаимоотношения между стеклоподобным углеродом и алмазом на атомарном уровне разрешения. Основной вещественной компонентой исследованных композитов является стеклоподобный углерод, в подчиненном количестве содержатся кристаллические фазы алмаза и графита. Наличие полифазности апоугольных импактных агрегатов в малом объеме вещества свидетельствует о сильно неравновесном процессе импактного метаморфизма на микро- и нанометровом уровне.

Литература

1. Курдюмов А. В., Островская Н. Ф. Пилянкевич А. Н. Порошковая металлургия. 1988. № 1. С. 34—40.

2. Курдюмов А. В., Бритун В. Ф., Ярош В. В. и др. Сверхтвердые материалы. 2012. № 1. С. 27—37.

3. Масайтис В. Л., Мащак М. С., Райхлин А. И. и др. Алмазоностные импактиты Попигайской астроблемы. СПБ.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1998. 179 с.

4. Езерский В. А. Метеоритика. 1982. Вып. 41. С. 134—140.

5. Езерский В. А. Записки Всесоюзного минералогического общества. 1986. Вып. 1. С. 26—33.

6. Уляшев В. В., Шумилова Т. Г., Кульницкий Б. А., Пережогин И. А., Бланк В. Д. Наноструктурные особенности углеродных полифазных агрегатов апоугольных продуктах импактного метаморфизма // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН № 8. Сыктывкар 2018. С. 26-33. DOI: 10.19110/2221-1381-2018-8-26-33

7. Shumilova T. G., Isaenko S. I., Ulyashev V. V. et al. European Journal of Mineralogy. 2018. DOI: 10.1127/ejm/2018/0030—2715.

8. Turneaure S. J., Sharma S. M., Volz T. J. et al. Science Advances. 2017. DOI: 10.1126/sciadv.aao3561.

УГЛЕРОД ВОДОРАСТВОРИМЫХ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ ПОЧВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Н. В. Уляшев[1], В. В. Старцев[2]
[1] СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар
[2] ИБ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
vik.startsev@gmail.com

Водорастворимое органическое вещество в почвах имеет важное экологическое значение в функционировании экосистем. Содержание и характер его распределения оказывает влияние на формирование химического состава почв, участвует в циклах переноса различных питательных элементов. Кроме этого, углерод водорастворимых органических соединений является промежуточным продуктом при разложении и образовании диоксида углерода [1]. Приполярный Урал благодаря большому разнообразию экологических факторов, таких как высотная поясность, расположение на южном пределе криолитозоны, характеризуется значительным почвенным разнообразием [2—4]. Мхи и лишайники это основные компоненты формирования органогенных горизонтов в суровых климатических условиях Приполярного Урала, которые являются одним из основных источников органического вещества (ОВ), элементов питания для растений и микроорганизмов. Таким образом, особое значение приобретает наиболее лабильная и доступная фракция ОВ — водорастворимое органическое вещество в условиях горного почвообразования криолитозоны.

Цель данной работы — изучение углерода водорастворимых органических соединений почв разных высотных растительных поясов Приполярного Урала

Объекты исследования располагались в северной части Национального парка «Югыд ва» на хребтах Западные Саледы, Яптикнырд, Северные Малды, Малдынырд, Росомаха. Всего было исследовано 12 почвенных разрезов. Для каждого растительного пояса было выбрано по 4 почвы. На вершинах склонов в горно-тундровом поясе преобладают подбуры, в подгольцовом поясе серогумусовые почвы. Преобладающие почвы горно-лесного пояса представлены подзолами иллювиально-железистыми. В нижних частях склонов горно-тундровый пояс характеризуется формированием почв с подстиланием многолетнемерзлыми породами ММП (криоземы, тор-

фяно-глееземы мерзлотные). Диагностику и классификационное положение почв определяли согласно [5]. Химический анализ почв выполняли в ЦКП «Хроматография» Института биологии Коми НЦ УрО РАН. Экстракцию ВОВ проводили деионизированной водой (ELGA Lab Water, Англия) при соотношении 1:50 (почва:вода) для минеральных горизонтов и 1:100 для органогенных горизонтов. Общий (Свс) и неорганический углерод (Свнс) определяли на анализаторе TOC-VCPN (Япония, Shimadzu) с модулем TNM-1, общий органический углерод (Свос) — рассчитывали по разнице Свс и Свнс. Полученные результаты пересчитывали на навеску почв [6].

По основным физико-химическим свойствам выявлено, что почвы горно-лесного пояса сильнокислые (от 2.5 до 4.4 ед. pH_{H_2O}). Минеральные горизонты подзолов характеризуются слабой насыщенностью основаниями (3—17 %). Содержание углерода и азота максимально для подстилок. Для них выявлено широкое отношение C/N, что свидетельствует о медленном процессе разложения растительного опада. Показатели кислотности для почв подгольцового пояса близки к нейтральным значениям (до 6.2 ед. pH_{H2O}). Почвы наиболее насыщенны основаниями (32—84 %). Обменные катионы Ca^{2+} и Mg^{2+} аккумулированы в маломощном органогенном горизонте. Верхние горизонты подгольцового пояса характеризуются также высоким содержанием углерода от 0.8 до 8.2 %. Почвы горно-тундрового пояса среднекислые (3.3—6.3 ед. pH_{H_2O}). Содержание обменных оснований резко уменьшается по профилю. Максимальные концентрации углерода и азота аккумулируются в подстилках и торфяных горизонтах, которые имеют широкие значения отношения C/N (19—53), в минеральных — от 6 до 19. Для почв, подстилаемых ММП, выявлены сильнокислые показатели кислотности в подстилках (3.3—4.9 ед. pH_{H_2O}). Распределение содержания обменных катионов, углерода и азота носит регрессивно-аккумулятивный характер. Для почв подстилаемых ММП характерны максимальные концентрации углерода (от 0.7 до 22.2 %). Согласно литературным и полученным ранее данным высокие концентрации углерода в верхних минеральных горизонтах характерны для почв северных регионов [7].

Анализ содержания углерода водорастворимых органических соединений показал, что общий углерод (Свс) почти на 99—100 % состоит из органического углерода (Свос). Максимальные содержания водорастворимого органического вещества характерны для ор-

ганогенных горизонтов всех исследованных почв. Подзолы горно-лесного пояса характеризуются регрессивно-аккумулятивным распределением общего углерода Свс по профилю. Содержание Свс в подстилках варьирует от 6.5 до 10.7 мг/г, а максимальные показатели выявлены для подгоризонтов свежего опада. В минеральных горизонтах содержание Свс значительно ниже. Характерной чертой подзолов является аккумуляция общего углерода ВОВ в элювиальных горизонтах (до 1 мг/г) по сравнению с иллювиальными (до 0.2 мг/г). Отмечено, что высокие доли водорастворимой фракции Свос от общего содержания углерода также характерны для подзолистых горизонтов 2.4 %.

Для почв подгольцового пояса характерна небольшая мощность органогенного горизонта. Однако в них выявлено высокое содержание Свс 4.6—17.3 мг/г. Доля водорастворимой фракции в органогенных горизонтах достигала 4.7%. Распределение Свос по профилю равномерно-аккумулятивное. Содержание его в минеральных горизонтах варьирует от 0.08 до 1.4 мг/г, что несколько выше, чем в почвах горно-лесного пояса. Максимальным содержанием обладают верхние серогумусовые горизонты, содержащие высокие концентрации общего углерода. Доля Свос относительно общего углерода характеризуется некоторым увеличением в нижних минеральных горизонтах, что вероятнее всего связано с подстиланием почвенного профиля обломками горных пород, препятствующих дальнейшей миграции ВОВ по профилю.

Верхние минеральные иллювиальные горизонты подбуров горно-тундрового пояса вершин склонов содержат большое количество органического вещества. Максимальное содержание Свс 2.20 мг/г характерно для горизонта ВН, минимальное 0.05 мг/г для горизонта почвообразующей породы. В органогенных горизонтах содержание Свс варьировало от 6.4 до 15.4 мг/г. Наблюдается также небольшое возрастание доли фракции Свос в нижних минеральных горизонтах от 0.6 до 3.1 % при близком подстилании горными породами.

Содержание Свс в подстилочно-торфяных горизонтах почв горно-тундрового пояса с ММП варьировало от 7.7 до 13.3 мг/г. В минеральных — от 0.08 до 1.6 мг/г. Распределение носит регрессивно-аккумулятивный характер. Наименьшее содержание ВОВ выявлено в глеевых и минеральных горизонтах с признаками оглеения. Следует отметить, что доли углерода водорастворимой фракции от общего углерода в верхних минеральных горизонтах почв с мно-

голетней мерзлотой ниже (от 0.26 до 1 %), чем в соответствующих горизонтах почв других исследованных поясов. Однако возрастание доли водорастворимой фракции в нижних горизонтах от 0.8 до 12 % свидетельствует о миграции ВОВ и их надмерзлотной аккумуляции.

В результате проведенных исследований было выявлено, что максимальным содержанием углерода ВОВ в подстилках характеризуются серогумусовые почвы, в минеральных горизонтах — подбуры горно-тундрового пояса. Анализ доли лабильной фракции Свос от общего углерода показал, что в почвах с близким подстиланием ММП и обломков горных пород происходит увеличение водорастворимых органических соединений в нижних горизонтах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-34-00618.

Литература

1. Токарева И. В., Прокушкин А. С. Содержание органического вещества и его водорастворимой фракции в мохово-лишайниковых ассоциациях криолитозоны // Вестник московского государственного университета леса — Лесной вестник. 2012. № 1. С. 156—159.

2. Дымов А. А., Жангуров Е. В. Разнообразие и генетические особенности почв Приполярного Урала // Пермский аграрный вестник. 2014. № 3 (7). С. 45—52.

3. Дымов А. А., Жангуров Е. В., Старцев В. В. Почвы северной части Приполярного Урала: морфология, физико-химические свойства, запасы углерода и азота // Почвоведение. 2013. № 5. С. 507—516.

4. Старцев В. В., Жангуров Е. В., Дымов А. А. Характеристика почв высотных поясов хребта Яптикнырд (Приполярный Урал) // Вестн. Том. гос. ун-та. Биология. 2017. № 38. С. 6—27.

5. Полевой определитель почв России. М.: Почвенный институт им В. В. Докучаева. 2008. 182 с.

6. Дымов А. А., Старцев В. В., Зуева О. М. Углерод водорастворимых соединений в лесных почвах и его постпирогенная динамика (на примере Республики Коми) // Лесоведение. 2018. № 5. С. 359—371.

7. Dymov A. A., Zhangurov E. V., Hagedorn F. Soil organic matter composition along altitudinal gradients in permafrost affected soils of the Subpolar Ural Mountains // Catena. 2015. vol. 131. P. 140—148.

О НАХОДКЕ СТРОМАТОЛИТОВ В ПЕРМСКОМ КОРАЛЛОВОМ МАССИВЕ ТРАТАУ

Т. Р. Халимов
Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург
Nashorn89@mail.ru

В августе 2016 года была совершена поездка на интересный геологический объект — шихан Тратау, расположенный в 8 км от города Стерлитамак (рис. 1) в Республике Башкортостан. Шиханы — это куполовидные скальные холмы с крутыми склонами, хорошо выделяющиеся в рельефе. В настоящее время в описываемом районе осталось 3 крупных шихана — Юрактау, Куштау, Тратау, а также карьер на месте четвертого — Шахтау. На шихане Тратау были собраны палеонтологические материалы, среди которых оказались строматолиты. Строматолиты ранее были обнаружены, и описаны только на шихане Шахтау в работе И. К. Королюк [3], в то же время другие шиханы не исследовались. Породы, формирующие Шахтау, относятся преимущественно к сакмарскому ярусу, а у Тратау — к ассельскому [6].

Шиханы сформировались на месте рифовых массивов, существовавших в перми в промежутке от 300 млн л. н. до 273 млн л. н. (приуральская эпоха). Они претерпели длительную историю погружения и были выдвинуты на поверхность около 20 млн лет назад [7].

Первые документальные сведения о шиханах относятся к XVIII в. (1769 г.), когда знаменитый русский путешественник и естествоиспытатель И. И. Лепёхин описал эти уникальные формы рельефа. Детальное их исследование началось только в XIX в. во время экспедиции Р. Мурчисона и Э. Вернейля (1841 г.).

Большое научное и практическое значение этих массивов было выявлено после 1932 г., когда южнее шихана Тратау, в районе д. Ишимбаево, в подобных же, но погребенных известняковых массивах были обнаружены залежи нефти [1]. В это же время было определено время его формирования — ассельский век [6].

Досконально изучен и описан был только шихан Шахтау [3], который в настоящее время является карьером, где добывается известняк для производства соды. Другие шиханы были изучены поверхностно и не систематически.

Шихан Тратау знаменует собой несоизмеримо более ранний этап развития пермских рифовых построек Башкирии и, таким об-



Рис. 1. Схема расположения шихана Тратау

разом, находки строматолитов на Тратау интересны в связи с их возможностью дальнейшей реконструкции истории развития рифовых массивов.

В настоящее время нет общепринятой классификации строматолитов, так как у исследователей имеются разные взгляды на их происхождение. В этой работе изученные строматолиты по классификации И. Н. Крылова [2] относятся к двум морфологическим типам — пластовые и столбчатые.

Было описано 2 образца строматолитов, кроме того сделаны шлифы этих образцов. По своей морфоструктуре образец № 1 относится к пластовому типу строматолитов. В нем отчетливо видно зональное строение, образованное чередованием светлых пелитоморфных и темных слойков кальцита (рис. 2). Слоистость прослеживается по всему образцу. При изучении шлифов были определены ленточно-сгустковые и сгустковые микротекстуры (рис. 2).

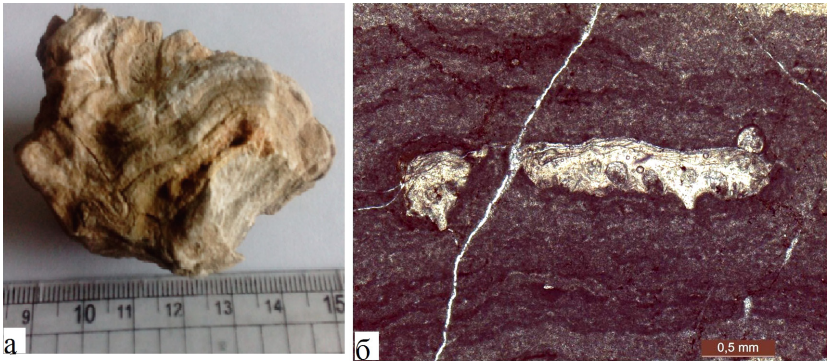


Рис. 2. Строение пластового типа строматолита: а — общий вид строматолитовой постройки; б — микроструктура строматолита. Образец № 1

Наличие сгустковых микротекстур объясняется не до конца устоявшимся режимом гидродинамики на начальных стадиях развития цианобактерий. Сами сгустки правильной формы и слоистого строения. Образец сходен на описанный в статье И. К. Королюк и А. Д. Сидорова формальный вид *Stratifera punctate* Koroljuk, f. n., обнаруженный на шихане Шахтау [4].

Образец № 2 относится к столбчатому типу строматолитов. Он толщиной до 4,5 см, — по всей видимости с эродированными, столбиками (рис. 3). В столбиках хорошо видно зональное строение и чередование светлых пелитоморфных слойков кальцита и темных слоев. Сами столбики погружены в рыхлый ожелезненный материал. В шлифах наблюдались слоистые и комковатые микротекстуры (рис. 3). Все это позволяет отнести его к похожему формальному виду описанному в статье И. К. Королюк и А. Д. Сидорова *Collumnaefacta shichanica* Sidorov, f. n. [4].

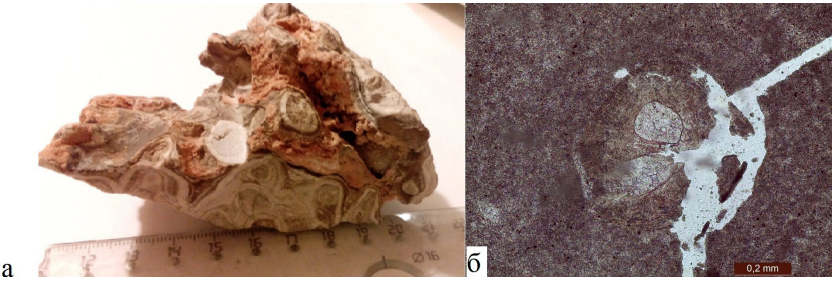


Рис. 3. Строение столбчатого типа строматолита: а — общий вид строматолитовой постройки; б — микроструктура строматолита. Образец № 2

Данные строматолиты сформировались в мелководной лагуне в тыловой части рифа [6]. Появление строматолитов указывает на определенные экстремальные обстановки, которые неблагоприятны для других организмов. Они фиксируют перерыв в осадконакоплении [2, 4].

Таким образом, изучение строматолитовых образований позволяет, проводить реконструкции условий осадконакопления и существования биоты, выделение переходных этапов в существовании рифовых сообществ.

Находка строматолитов в породах шихана Тратау лишний раз доказывает необходимость детального изучения башкирских шиханов для восстановления особенностей развития раннепермских рифовых массивов Приуральского моря. Все это важно для реконструкции обстановок осадконакопления, так как она может являться моделью карбонатного рифового резервуара позднепалеозойского времени.

Литература

1. Кагарманова А. З., История литогенеза нижнепермских шиханов // Записки Горного института. СПб.: СПГГИ им. Г. В. Плеханова, 2007. № 170. С. 19—23.

2. Крылов И. Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. Москва: Наука, 1975. 243 с. (Труды/ АН СССР. Геол. ин-т; Вып. 274).

3. Королюк И. К. Методы и результаты изучения пермского рифогенного массива Шах-тау (Башкирское Приуралье). М.: Наука, 1985. 111 с.

4. Королюк И. К., Сидоров А. Д. Строматолиты нижнепермского биогермного массива Шахтау (Башкирия) // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 4. С. 920—923.

6. Сонин Г. В. Фациальные условия распространения и экологический морфогенез пермских строматолитов // Верхний палеозой России: Стратиграфия и палеогеография. Материалы Всероссийской научной конференции. Изд-во. Казанск. ун-та. Казань, 2007 С. 306—309.

7. Уникальные памятники природы — шиханы Тратау и Юрактау / кол. авторов; под ред. А. И. Мелентьева, В. Б. Мартыненко. Уфа: Гилем, Башк. Энцикл., 2014. 312 с.

СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА МЕЗЕНСКОЙ МОРФОСТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

А. Л. Харитонов
ИЗМИ, Москва
ahariton@izmiran.ru

Идеи академика А. Л. Яншина относительно важности изучения механизма дистанционного зондирования по космическим изображениям глубинных геологических структур [1] также показывает актуальность изучения законов генерализации оптических изображений. По результатам применения аэрокосмических технологий на поверхности Земли выявлены различные кольценые неоднородности. По этим данным построены карты морфоструктур центрального типа (рис. 1) [2], на которых можно видеть расположение разных по своим пространственным размерам морфоструктур центрального типа (МСЦТ), источниками которых часто являются глубинные тектонические структуры типа мантийных плюмов [3].

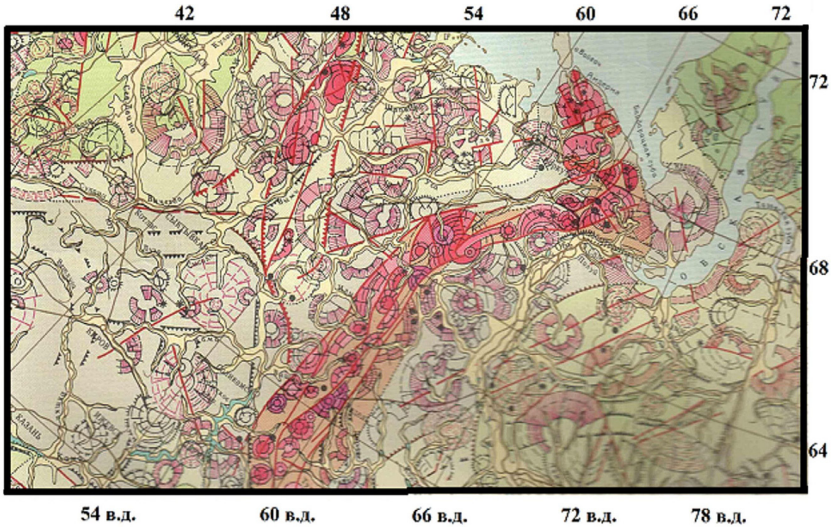


Рис. 1. Карта морфоструктур центрального типа, масштаб 1 : 10 000 000 [2]

Кроме того, не только по спутниковым данным, но даже по данным физических карт масштаба 1:8000000, где показаны высоты рельефа земной поверхности, отчетливо можно видеть поверхностное тектоническое строение кольцеобразной Мезенской МСЦТ, расположенной в пределах североуральского сегмента Котласской термокольцевой структуры (ТКС) [4, 5]. В частности, на этих картах [2, 4] хорошо просматриваются контуры валообразной многокольцевой Мезенской морфоструктуры центрального типа диаметром около 500 километров, при измерении ее вдоль 45 меридиана, с бортовыми дуговыми валообразными зонами этой МСЦТ, высотой до 1000 метров, расположенным в районе г. Котлас, на 2 градуса севернее г. Сыктывкар, на 2 градуса южнее г. Архангельск.

По данным работы [5] показано, что наблюдается определенная симметрия пространственного расположения относительно Уральского хребта двух термокольцевых структур Котласской ТКС (и Мезенской МСЦТ (1) в ее составе) и Ноябрьской ТКС (2).

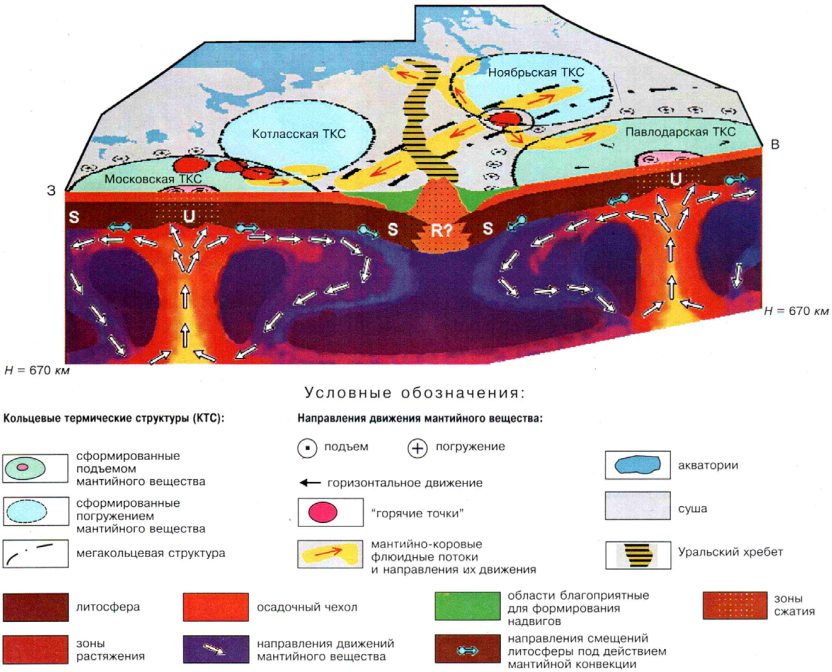


Рис. 2. 3D-модель мантийно-корового взаимодействия флюидных потоков термокольцевых структур (ТКС) [5]

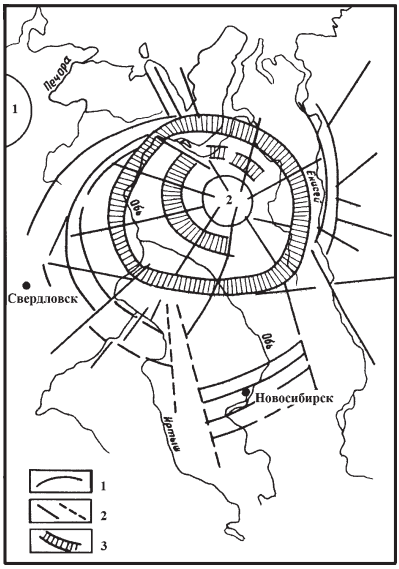


Рис. 3. Схема пространственного расположения Мезенской МСЦТ (1) и Ноябрьской (2) ТКС. 1 — палеозойские дуговые каркасные тектонические элементы ТКС; 2 — глубинные разломы; 3 — зоны разуплотнения на границе земной коры и верхней мантии

Известно, что на территории занимаемой Ноябрьской ТКС (рис. 3) расположено большое количество крупных месторождений нефти и газа, таких как Самотлорское и множество других.

По данным работы [5] якобы может существовать определенный глубинный тепломассоперенос газообразных и гидротермальных флюидов различного химического состава, и в том числе может происходить субгоризонтальная миграция углеводородных флюидов из одной ТКС в другую. Попробуем проанализировать физические поля над ней и глубинное строение Мезенской МСЦТ (1) и сравнить его с глубинным строением богатой нефтегазоносной провинции, расположенной на территории Ноябрьской ТКС (2) и на этой сравнительной основе попытаемся оценить перспективность на наличие углеводородов территории Мезенской МСЦТ (1). Для подтверждения высказанных в работе [5] теоретических предположениях о повышенном тепломассопереносе в пределах глубинных зон мантийных плюмов к работе были привлечены данные с карты глубинных температур территории СССР [6] (рис. 4).

Анализ морфоструктурных особенностей карты глубинных температур показал, что центральная наиболее активная по тепловыделению часть Мезенского мантийного плюма (1) несколько смещена на северо-восток (примерные координаты центра плюма 46° в. д., 63° с. ш.), относительно геометрического центра Мезенской кольцеобразной морфоструктуры центрального типа (1). То есть в отличие от Ноябрьской ТКС (2), где относительно высокий аномальный тепловой поток ($dQ > +0.4 \cdot 10^{-6}$ кал/см·с) рав-

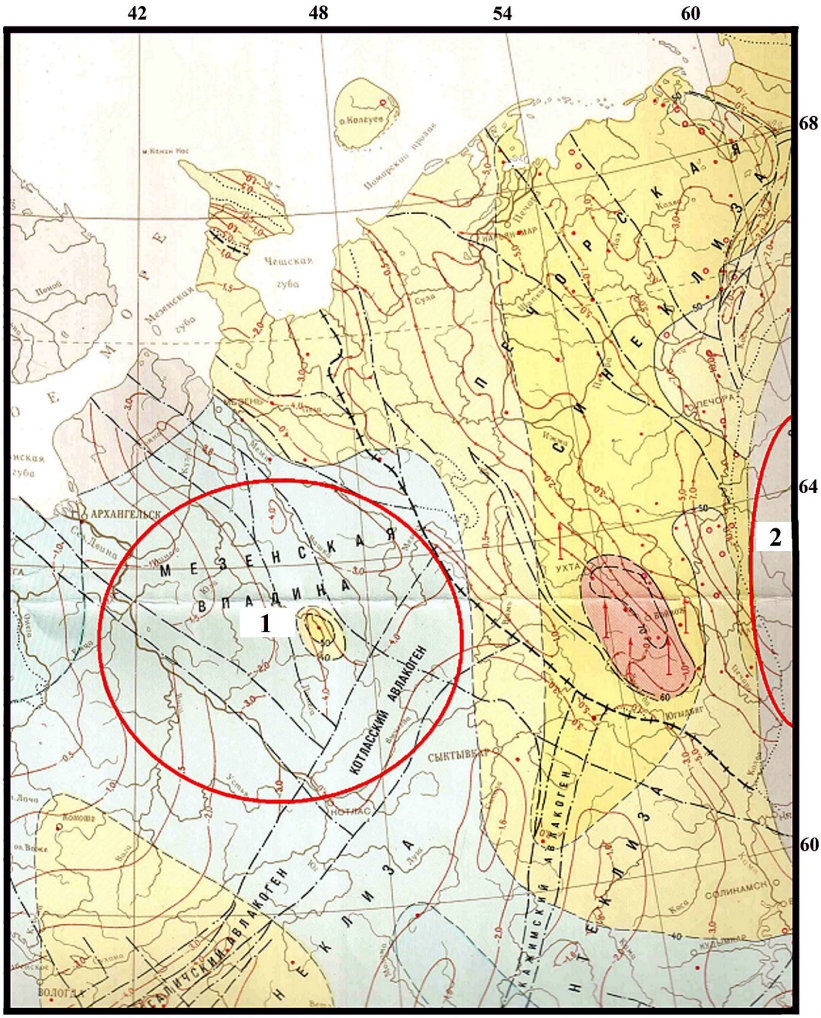


Рис. 4. Карта глубинных температур территории СССР и сопредельных районов, масштаб 1 : 10 000 000 [6]. Красными кругами оконтурено расположение: 1 — Мезенской МСЦТ, 2 — Ноябрьской ТКС

номерно распределён в основном, в пределах большей части площади ТКС, за исключением ее центральной части — жерла плюма ($dQ < +0.1 \cdot 10^{-6}$ кал/см·с), в Мезенской МСЦТ (1) тепловой поток наоборот сосредоточен только в небольшой ее центральной части ($dQ = -0.3 \cdot 10^{-6}$ кал/см·с) и почти отсутствует на всей остальной территории этой структуры (рис. 4). Это различие в распределении аномального теплового потока создает на наш взгляд повышенный тепломассоперенос УВ к поверхностным зонам структурных ловушек осадочного чехла в пределах Ноябрьской ТКС (2) и это позволило сформироваться большому количеству крупных месторождений нефти и газа. В пределах Мезенской МСЦТ (1) все наоборот и поэтому перспективной для поисков месторождений нефти и газа может быть только ее центральная часть, где наблюдается повышенный тепловой поток.

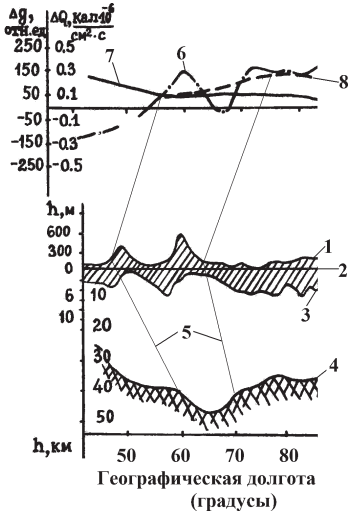


Рис. 5. Результаты измерений комплекса различных физических полей вдоль широтного профиля, пересекающего исследуемую территорию по 65° северной широты:

1 — значения высоты рельефа поверхности Земли (в метрах) вдоль профиля; 2 — линия, показывающая среднюю высоту уровня Мирового океана; 3 — значения глубины (в километрах) нижней границы осадочного чехла и складчатого основания фундамента земной коры вдоль профиля; 4 — значения глубины границы Мохоровичича (в километрах); 5 — глубинные бортовые границы Мезенской МСЦТ (I), Тимано-Печорской (III), Ноябрьской ТКС (II); 6 — аномальные значения теплового потока (dQ); 7 — значения аномалий гравитационного поля Земли (dg); 8 — усредненные значения теплового потока (Qср)

Построенные по аэрокосмическим и наземным данным [2, 5, 6] комплексные геофизические разрезы литосферы Мезенской МСЦТ (1) и Ноябрьской ТКС (2), в совокупности с результатами геологических изысканий показывают, что отсутствуют черты определенного сходства глубинного строения и распределения теплового потока в этих МСЦТ. Например, некоторые результаты анализа схематического глубинного строения Мезенской морфоструктуры центрального типа (I) (рис. 5) показывают, что хотя глубина поверхности Мохоровичича в Мезенской МСЦТ (I) и Ноябрьской ТКС (II) имеют выпуклую к поверхности Земли форму, но определяющим является тепловой поток который различен.

Литература

1. Яншин А. Л., Зятькова Л. К. Развитие и использование исследований природных явлений и ресурсов Сибири и на Дальнем Востоке // Исследование Земли из космоса. 1980. № 1. С. 40–48.

2. Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-геоморфологического анализа (Объяснительная записка к карте морфоструктур центрального типа, масштаб 1: 10 000 000). Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 44 с + 2 вкл.

3. Харитонов А. Л., Харитонова Г. П. Результаты определения электромагнитных и температурных параметров мантийных очагов генерации глубинных углеводородов и каналов их вертикальной миграции // Глубинная нефть. 2013. Т. 1. № 11. С. 1778–1789.

4. Физическая карта. Союз советских социалистических республик, масштаб 1:8000000. М: ГУГК, 1986.

5. Горный В. И. Характеристика распределения температуры земной поверхности на Южном Урале. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала. Тверь. 2001. С. 127–135.

6. Смирнов Я. Б. Карта глубинных температур территории СССР и сопредельных районов, масштаб 1 : 10 000 000. М.: ГУГК, 1980. 4 листа.

ООЛИТОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ В ОТЛОЖЕНИЯХ МИХАЙЛОВСКОГО ГОРИЗОНТА В БАССЕЙНЕ Р. УНЬИ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А. Н. Шадрин
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
anshadrin@geo.komisc.ru

Оолитовые известняки относятся к индикаторам мелководности условий осадконакопления и часто являются коллекторами углеводородов. Для отложений визейского яруса на р. Унья они наиболее характерны для михайловского горизонта [2]. В этом интервале встречаются доломиты, биокластовые песчаники и полибиокластовые, водорослево-биокластовые, микробиальные, пелитоморфные, обломочные, оолитовые известняки и их переходные разности [4]. Большинство из этих пород в том или ином количестве наблюдаются почти во всех изученных разрезах, однако оолитовые разности достоверно установлены лишь в центральной части участка работ от района устья р. Горелая (обн. 64) (номера обнажений даны по В. А. Варсанофьевой [1]) до ск. Белый Мох (обн. 53) [2, 3], где они формируют значительные мощности.

Оолитовые известняки выделяются преимущественно при микроскопическом изучении. При полевом описании они четко видны только на хорошо отмытых поверхностях.

Все изученные оолитовые известняки представляют собой плотную породу серого цвета, состоящую из большого количества оолитов размерами от 0,05 до 1,2 мм (обычно 0,2—0,5 мм), сцементированных кальцитом. Форма оолитов в основном округлая, овальная или, для крупных экземпляров, сильно вытянутая. Она определяется формой ядра и толщиной наросшей оболочки. Среди ядер преобладают комочки криптокристаллического кальцита, реже они представлены фрагментами и целыми раковинками фораминифер и не определимым органогенным шламовым материалом. Иногда встречаются многоцентровые оолиты. Размер ядер составляет 0,02—0,1 мм. Оболочки оолитов состоят из радиально–лучистых кальцитовых фибр и они обычно концентрически зональные. Количество зон может достигать 5, чаще составляя 1—3. Толщина оболочек составляет 0,01—0,02 мм. Почти всегда в породах присутствует окатанный органогенный детрит, сходный с материалом ядер оолитов.

Цемент, как правило, представлен спаритовым кальцитом. Количество его различно — от 30 до 60 %. В редких случаях в цементе наблюдаются единичные идиоморфные кристаллики доломита размерами 0,1—0,2 мм. Пористость незначительна. В единичных случаях встречаются тонкие стилолитовые швы.

Местами отмечается грануляция оолитов, иногда приводящая к потере их внутренней структуры.

Часто встречается терригенная примесь, состоящая из кварцевого алеврита (порядка 0,01 мм) до 1 % (обычно значительно меньше). Содержание привнесенного материала изменяется от пласта к пласту, но, в общем, вверх по разрезу его количество увеличивается.

Следов жизнедеятельности роющих организмов не выявлено. Следует отметить, что в отличие от подстилающих пород тульского и алексинского возраста, оолитовые известняки, как и остальные породы михайловского горизонта на р. Унья светлее и не имеют сильного битуминозного запаха.

В изученных разрезах оолитовые известняки переслаиваются с полибиокластовыми разностями, известковыми конгломератами и биокластовыми песчаниками, причем от последних внешне почти не отличаясь. По сравнению с другими типами известняков здесь встречается значительно меньшее количество крупных органических остатков, представленных раковинами гастропод, фрагментами одиночных кораллов, обломками створок брахиопод, члениками мелких криноидей. Характерно наличие тонкой горизонтальной, косой и, редко, волнистой типов слоистости. В обн. 64 отмечена также поверхность размыва.

Таким образом, оолитовые известняки в михайловского возраста на р. Унья развиты на ограниченной территории — от р. Горелая (обн. 64) до ск. Белый Мох (обн. 53). Текстурно-структурные особенности указывают на активную гидродинамическую обстановку. Отсутствие массовой морской флоры и фауны также может объяснено этим фактором. В тоже время, наличие эвригалинных видов может указывать на ненормальную соленость и/или на значительные ее колебания.

По всем признакам в среднем течении р. Унья вскрыты отложения отмельных участков на мелководном шельфе. В плане они могли быть сопряжены с лагунами. Наличие близ расположенной суши, по имеющимся данным, маловероятно. Тонкая терригенная примесь могла быть привнесена в эту область как водным, так и воздушным путем с континентальной суши на западе.

Изученные оолитовые известняки не обладают хорошими коллекторскими свойствами, так как пористость является остаточной и весьма незначительной. Вторичные преобразования не имели сильного воздействия на породы, в результате чего первичная внутренняя структура не претерпела значительных изменений.

Исследования проведены в рамках НИР (ГР № АААА-А17-117121270034-3) и при финансовой поддержке проекта № 18-5-5-31 УрО РАН.

Литература

1. Варсанофьева В. А. Предварительный отчет о работах 1927 г. в западной части юго-восточной четверти 124-го листа (бассейн р. Уньи). М.-Л., 1933. 47 с. (Тр. ВГРО, вып. 289).

2. Калашников Н. В. Нижнекаменноугольные отложения бассейна реки Уньи // Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала. Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР. Вып. 11. Сыктывкар: Коми Книжное издательство, 1970. С. 25—40.

3. Шадрин А. Н. Состав и строение отложений михайловского горизонта визейского яруса р. Унья (Северный Урал) // Виртуальные и реальные литологические модели. Материалы Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. Екатеринбург, 2014. С. 128—129.

4. Шадрин А. Н. Отложения михайловского горизонта в бассейне Верхней Печоры (визейский ярус, нижний карбон, Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Информ. материалы 25-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2016. С. 209—211.

НОВЫЕ ПУНКТЫ МОЛИБДЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ПАЙ-ХОЕ

Р. И. Шайбеков, А. С. Шуйский
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывакар
shaybekov@geo.komisc.ru

Молибденовая минерализация на Пай-Хое впервые описана в отчете Сопчинской ГПСП, составленном по результатам геолого-поисково-съемочных работ на сульфидное медно-никелевое оруденение в пределах хенгурского (центральнопайхойского) габбродолеритового комлекса [1]. Обнаруженное в ходе шлихового опробования (проба № 47) левого притока р. Хей-Яха, зерно стально-серого цвета размером 0,1 × 0,25 мм до последнего времени являлось единственным упоминанием о минералах молибдена на Пай-Хое. Кроме того, в ряде отчетов [1, 2] отмечается ряд комплексных геохимических аномалий в осадочных толщах, обрамляющих комплекс, с содержанием Mo в пределах 0,002 %. Последними исследованиями [3] установлено 5 пунктов молибденовой минерализации, локализующихся в габбродолеритовых телах Пай-Хоя и дана ее геохимическая и минералого-спектроскопическая характеристика. В результате последующего изучения сульфидной медно-никелевой минерализации Пай-Хоя были установлены еще два коренных источника молибдена, данные о которых приводятся ниже.

Первый пункт минерализации выявлен в пределах медно-никелевого рудопроявления Крутой (проба 584401 канава 5844 [4]; по предшественникам к-3850 [1]), располагающегося в верхнем течении р. Хэнгоръю на его правом берегу, в 500 м юго-восточнее устья руч. Крутого. Второй, локализуется в пределах маломощного силла габбродолеритов (проба 43Р-05-3), находящегося в 2,5 км выше по течению от устья руч. Молодежного на правом берегу р. Хэнгоръю. Рудные тела представляют собой вытянутые в северо-западном направлении пластовые тела габбродолеритов, согласно залегающие среди терригенно-осадочных пород ордовика. В соответствии с полученными в последние годы результатами U-Pb датирования цирконов, возраст пород комплекса, в целом, отнесен к франфаменскому ярусам позднего девона [5, 6].

По данным рентгенофлюоресцентного анализа, выполненного на рентгеновском спектрометре Shimadzu XRF-1800 (аналитик С. Т. Неверов) и методом «мокрой химии» (аналитики Т. Д. Коса-

рева, Р. Нефедова), породы имеют следующий химический состав (см. табл. 1).

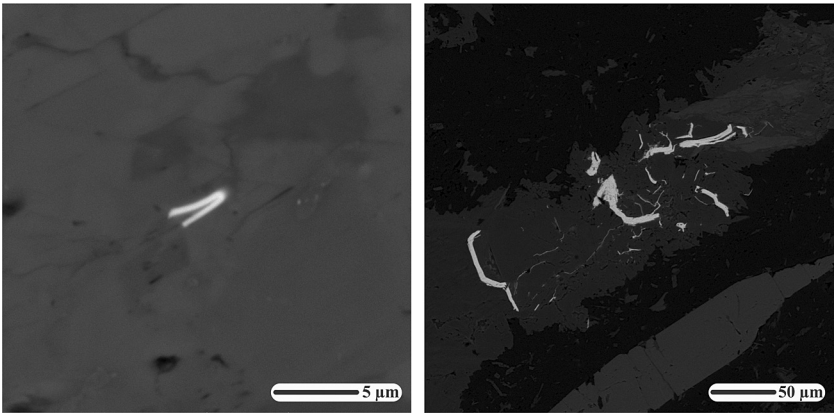
Таблица 1

Химический состав пород

Компонент	Содержание компонентов, % (воздушно-сухая навеска)	
	Номер пробы	
	43Р-05-3	584401
	среднезернистый габбродолерит	меланократовый крупнозернистый габбродолерит
SiO_2	49,54	49,20
TiO_2	1,17	1,99
Al_2O_3	14,51	15,10
Fe_2O_3	1,99	4,55
MnO	0,13	0,18
MgO	8,58	5,50
CaO	10,04	7,63
Na_2O	2,18	2,54
K_2O	0,04	0,24
P_2O_5	0,10	
п.п.п.	4,20	4,22
Сумма	100,16	100
$Fe_2O_{3общ}$	9,67	14,39
FeO	6,92	8,86
H_2O_-	0,17	0,40
CO_2	0,80	0,10

BSE-изображения молибденовой минерализации были получены с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega3 LMH в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик А. С. Шуйский, г. Сыктывкар) с ускоряющим напряжением — 20 кВ, током пучка — 15 нА. Анализ химического состава минералов был выполнен в режиме EDS с использованием INCA X-MAX 50 mm фирмы Oxford Instruments с напряжением — 20 кВ, силой тока — 15 нА, вакуумом — 0.05 Па и диаметром пучка 2 мкм, пределы допускаемой относительной погрешности измерений — ±3 %. Эталоны: Fe, S (FeS_2), Mo (MoS_2).

Минералы молибдены представлена листовато-чешуйчатыми агрегатами молибденита размером от 4—5 (в первом случае) до



Морфология включений молибденита (белые) в интерстициях породообразующих минералов (светло-серые, темно-серые).
Слева: проба 584401, справа проба 43Р-05-3

100 мкм (во втором), располагающиеся в интерстициях породообразующих минералов (см. рисунок). Из примесей в составе молибденита присутствует лишь железо и отсутствуют, характерные для него Re и Se, что отмечается и в других пунктах минерализации (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав молибденита (мас. %)

№ пробы	S	Fe	Mo	∑
584401	41,37	Н.о.	58,15	99,52
43Р-05-3	38,36	0,52	61,45	100,32
43Р-05-3	40,24	1,29	59,05	100,58

Примечание: Н.о. — не обнаружено

Согласно J. D. Keith [7] молибденит образуется при охлаждении гидротермальных растворов на последних стадиях кристаллизации магмы при определенных физико-химических условиях. Молибденовая минерализация в установленных пунктах минерализации приурочена кварцсодержащим или кварцевым габбродолеритам, но нередко встречается и в прорывающих интрузии кварцевых жилах и в контактово-метасоматических породах (роговиках) [3], что согласуется с данными по генезису минерала. В отличие от медно-молибден-порфировых и молибден-порфировых типов месторождений, где примесь Re и Se является постоянной, в молибдени-

те Пай-Хоя, отсутствует такая особенность, что прежде всего связано с иным составом вмещающих ее пород.

Работа выполнена на базе Центра коллективного пользования «Геонаука», по теме НИР госзадания (ГР № АААА-А17-117121270036-7) ИГ Коми НЦ УрО РАН и при частичной финансовой поддержке проекта фундаментальных исследований УрО РАН № 18-5-5-57 (ГР № АААА-А17-117121140076-3)

Литература

1. Жуков Ю. В., Заборин О. В., Костюкова Л. А. и др. Геологическое строение листов R-41-115-А, Б; R-41-116-А, Б. Отчет Сопчинской ГПСП по результатам геолого-поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 за 1966-1968 гг. Воркута, 1969. 261 с. Коми территориальный геологический фонд.

2. Жуков Ю. В., Заборин О. Л., Маршанский И. И. Геологическое строение территории листов R-41-103-В (в,г); R-41-103-Г (в,г); R-41-104-В (в,г); R-41-104-Г (в,г); R-41-116-Г (а,б); R-41-117-А (в,г); R-41-117- Б (в,г); R-41-117-В (а,б); R-41-117-Г (а,б); R-41-118-В (а,б). ГПП «Полярураллгеология», 1971. Коми территориальный геологический фонд.

3. Шайбеков Р. И., Исаенко С. И., Тропников Е. М. Первые сведения о молибдените и его коренных источниках на Пае-Хое (Ненецкий автономный округ): минералогия, геохимия, рамановская спектроскопия // Неопубликованные данные.

4. Зархидзе Д. В., Малых О. Н., Войтович З. Н., и др. Отчет. «Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листов R-41-XXVIII, XXIX (Карская площадь)». Нарьян-Мар, 2011. 1080 с. Коми ТГФ.

5. Шайбеков Р. И. Новые данные о возрасте пород габбро-долеритового комплекса Пайхойского антиклинория (Россия, Ненецкий автономный округ) // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2012. №4. С. 67-73.

6. Шишкин М. А., Шкарубо С. И., Маркина Н. М., Молчанова Е. В., Калаус С. В. Основные итоги создания комплексной государственной геологической карты м-ба 1:1 000 000 (3-е поколение) листа R-41 (Амдерма) // Мат. конференции: Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 183—185.

7. Keith J. D., Christiansen E. H., Carten R. B. The genesis of giant porphyry molybdenum deposits, in, Whiting B. H., Mason R., and Hodgson C. J., eds., Giant Ore Deposits, Society of Economic Geologists Special Publication 2, 1993. P. 285—317.

БОКСИТЫ СРЕДНЕГО ТИМАНА: ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

П. С. Шевнин, А. В. Белоруков
УГТУ, Ухта
pasha113927@mail.ru, belorukov_1996@mail.ru

Средний Тиман — богатейший регион с различными природными ресурсами и непередаваемыми красотами. В комплексе природных ресурсов определенную нишу занимают бокситы.

Систематическое изучение геологического строения Среднего Тимана началось в 1933 г. Впервые о перспективе Среднего Тимана на бокситы сообщил в 1933 г. И. Г. Добрынин. Он установил повышенное содержание Al_2O_3 (до 34 %) в аргиллитовидных глинах раннекаменноугольного возраста по р. Нерице и положительно оценил район на поиски бокситов, рекомендовав проведение здесь поисковых работ. В конце 1940-х гг. детальное изучение стратиграфии девонских отложений Среднего Тимана выполнил С. В. Тихомиров, впервые расчленивший девонский разрез и выделивший в нем титаноносные слои. В 1947—1954 гг. поисковые работы на радиоактивные руды проводили геологи Ухткомбината под руководством О. А. Солнцева. В 1957—1958 гг. В. И. Горский-Кручинин, Х. О. Траат и Д. А. Саар при проведении геологической съемки масштаба 1:200000 в бассейне р. Нижняя Пузла на Четласском Камне обнаружили в четвертичных отложениях обломки бокситовых пород. Содержание Al_2O_3 в них составило 49.6 %, но выводов об их происхождении сделано не было.

В 1965 г. на Четласском Камне А. М. Плякиным были установлены сначала коры выветривания на девонских базальтах, а затем — обломки железистых бокситовых пород с содержанием Al_2O_3 33.66 % и кремневым модулем 1.94 в четвертичных отложениях в верховьях р. Мезень. На этом основании было высказано предположение о возможной связи бокситов с корами выветривания и о необходимости постановки работ по их изучению. С 1968 по 1970 гг. на Тимане работала партия по изучению кор выветривания. Детальное изучение было проведено О. С. Кочетковым в бассейне р. Мезенской Пижмы.

Осенью 1970 г. по инициативе В. Г. Черного, главного геолога по твёрдым полезным ископаемым УТГУ, был создан отряд для оперативного ревизионного опробования разреза бокситовых пород в районе верхнего течения р. Ворыквы. Полная мощность бок-

ситового пласта в шурфе не была вскрыта, но она оказалась более 1,2 м под слоем четвертичных отложений мощностью всего 2 м.

Первые пробы бокситов были тщательно изучены. В составе бокситов Среднего Тимана установили и детально описали бемит, шамозит и каолинит. Материалы исследований тиманских бокситов нового типа легли в основу научной статьи, в которой были классифицированы как латеритные бокситы. Они же стали основанием для начала и последующего широкого развертывания поисково-разведочных работ на латеритные бокситы сначала на Четласском Камне, а затем на всей площади Северного и Южного Тимана.

По профилю буровых скважин было установлено, что бокситы образуют мощные рудные тела, занимающие значительные площади, что они характеризуют новый стратиграфический уровень на Тимане — девонский. Были вскрыты полные профили латеритного выветривания по позднедокембрийским карбонатно-сланцевым породам, это дало основание для пересмотра первых представлений о генезисе бокситов, об их первичном субстрате.

С 1971 г. начались широкие маршрутные и буровые поисковые работы на бокситы вблизи первого, а именно Ворыквинского месторождения. Основываясь на полученных результатах, геологи Ухтинской ГРЭ, Института геологии Коми и других научных организаций приступили к исследованиям вещественного состава, условий залегания и генезиса бокситов нового типа.

Вслед за Верхневорыквинским вскоре были открыты новые месторождения бокситов аналогичного или близкого типа: Вежаю-Ворыквинское (Верхневорыквинское позже стало одной из залежей крупного Вежаю-Ворыквинского месторождения), Вехнещугорское, Восточное, Заостровское, Светлинское.

Работами ухтинских геологов в короткие сроки были выполнены все стадии поисковых, оценочных и разведочных работ, и уже в 1977 г. промышленные запасы бокситов Вежаю-Ворыквинского месторождения были утверждены в ГКЗ СССР.

Открытие девонских бокситов на Среднем Тимане позволило создать в Республике Коми новую минеральную базу — базу алюминиевой промышленности.

В настоящее время бокситные месторождения успешно разрабатываются ОАО «Боксит Тимана» с отгрузкой руды на Уральские глиноземистые и алюминиевые заводы. Некоторый объем маложелезистой руды отправляется для производства огнеупорного сырья

(например, на Семилукский завод в Воронежской области). Объем добычи бокситов на Среднем Тимане в 2017 г. превысил 40 млн тонн.

По литологическим и генетическим особенностям бокситы Ворыквинской группы подразделяются на три природных типа: элювиальные, делювиально-коллювиальные и делювиально-пролювиальные.

Более отчетливо выделяются и различаются не генетические группы и разновидности, а выделенные природные типы руд месторождения: красноцветные, пестроцветные и обеленные.

Бокситы I типа, объединяют близкие по своим качественным показателям красноцветные разновидности элювиальных и делювиально-коллювиальных; к этому же типу отнесены красноцветные делювиально-пролювиальные бокситы с несколько отличными качественными характеристиками, которые, из-за незначительной мощности и распространенности, не оказывают большого влияния на качество руд в целом. Бокситы данного типа являются преобладающими и наиболее высококачественными в структуре месторождения, составляя 75—85 % их общего количества.

Бокситы II типа, объединяющие пестроцветные разновидности делювиально-коллювиальных и делювиально-пролювиальных, в меньшей степени — элювиальных бокситов, и составляющие 15—20 % общего объема запасов, отличаются большими колебаниями содержаний глинозема, несколько повышенным содержанием кремнезема и значительным увеличением доли закисного железа в результате процессов шамозитизации. В целом это менее качественный тип бокситов.

Бокситы III типа, составляют 5—6 % от общего количества и включают обеленные разновидности элювиальных, делювиально-коллювиальных и делювиально-пролювиальных генетических групп. Бокситы данного типа достаточно резко отличаются своими качественными показателями и характеризуются повышенными содержаниями глинозема и пониженными — железа.

Общими особенностями вещественного состава глиноземистых бокситов Среднего Тимана являются:

• однотипный минеральный состав руд при различном количественном соотношении двух-трех ведущих минералов (бемит, каолинит, шамозит);

• резкое преобладание среди глиноземистых минералов бемита при подчиненном, эпизодическом распространении диаспора и почти полном отсутствии гиббсита;

• низкие содержания в бокситах вредных примесей (кальция, серы, фосфора).

Таким образом, рудные тела характеризуются средним качеством сырья, промежуточным между качеством бокситов СУБРа и Казахстана, при отсутствии таких вредных примесей как S, CO_2, Cr_2O_3.

По составу и технологическим свойствам в составе бокситов для глиноземистого производства выделяются, как было сказано выше, два технологических сорта: высококачественные байеровские (ГБ-б) и спекательные (ГБ-с) бокситы.

Отнесение к тому или иному технологическому сорту бокситов для Вежаю-Ворыквинского месторождения в основном определяется показателями извлечения глинозема и расхода боксита и зависит от химического состава сырья, в общем случае не связанного с его литологическим составом.

Железосодержащие минералы в бокситах месторождения представлены гематитом, шамозитом, в меньшей степени гетитом и алюмогетитом с насыщением по Al_2O_3 от 8 до 20 молярных процентов (или 5—13 вес. %). Алюмогетит встречается практически во всех генетических разновидностях бокситов — от структурных до переотложенных (хотя и не во всех пробах) в количестве 4—5 %, изредка до 10—15 %. Как и все железистые минералы, алюмогетит накапливается в красном шламе, оказывая тем самым влияние на недоизвлечение глинозема.

Минералы титана (TiO_2 в руде 2.5—3 %) представлены преимущественно рутилом, в подчиненном количестве — анатазом.

Подводя итоги изложенному, бокситы являются средне-высокоглиноземистыми, малокарбонатными, бессернистыми, высокожелезистыми. Специфика данного вида сырья заключается в повышенном содержании железа (27—8 %). Преобладающим промышленном типом руды на Вежаю-Ворыквинском месторождении, удовлетворяющие требованиям для производства.

Литература

1. Кочетков О. С., Плякин А. М. Новые материалы к происхождению визейских бокситов // ДАН СССР, 1969. Т. 187, № 6. С. 1350—1353.

2. Плякин А. М. Формирование и размещение среднетиманских латеритных бокситов // Советская геология, 1973. № 4. С. 119—122.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ГАББРО ГЭРДВОЖСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

А. М. Шмакова[1], Д. А. Варламов[2], А. О. Старцев[3]
[1]ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
[2]ИЭМ РАН, Черноголовка
[3]С(А)ФУ им. М. В. Ломоносова, Архангельск
alex.sch92@yandex.ru

На Среднем Тимане, в расчистке, расположенной на восточной окраине нежилого поселка Тиман, геологическим отрядом ИГ Коми НЦ УрО РАН (начальник отряда И. Н. Бурцев) были обнаружены вулканические и интрузивные породы основного состава предположительно позднедевонского возраста. Обнаруженные породы представлены габбро, базальтами и щелочными туфами. Данные выходы пород были названы Гэрдвожским проявлением.

Габбро Гэрдвожского проявления слагают овальное тело размером 280 × 110 м, во вскрытой части. Простирание северо-восточное. Само тело окружено толщей базальтового состава, на которой залегают щелочные туфы. Южная часть Гэрдвожского проявления отличается от северной части хорошей сохранностью коренных выходов пород. Северный участок обнажения подвержен тектоническим деформациям и, вероятно, претерпел гипергенные изменения.

Неизмененное габбро южного участка обладает порфировидной и габброофитовой структурами основной массы. Текстура шаровая. Шары (от 0,7 см до 4 см в диаметре) сложены более лейкократовой составляющей, в отличие от окружающей меланократовой матрицы. Порода представлена плагиоклазом (от 45 до 48 %), клинопироксеном (от 10 до 28 %), ортопироксеном (от 5 до 10 %). Установлен титаномагнетит (2—3 %) и единичные зерна КПШ. Из акцессорных минералов присутствует апатит. Из вторичных минералов — пумпеллиит (10 %), пренит (5 %) и биотит.

Пироксены исследуемого габбро образуют гипидиоморфные кристаллы. Размеры клинопироксена до 200 мкм, ортопироксена до 100 мкм. Согласно классификации Morimoto [1] химические составы клинопироксенов соответствуют авгиту и субкальциевому авгиту, ортопироксены — гиперстену. Содержание элементов-примесей в клинопироксене составили: Cr_2O_3 = 0—0,11 %, NiO = 0—0,14 %, V_2O_5 = 0,04—0,31 %. Содержания в ортопироксене: Cr_2O_3 = 0 %, NiO = 0—0,01 %, V_2O_5 = 0,11—0,18 % (см. таблицу). Большая часть

минералов имеет зональность. Это обусловлено степенью магнезиальности, которая уменьшается от центра (xMg — 0,83) к краю (xMg — 0,53), что свидетельствует о нормальных условиях кристаллизации.

Плагиоклаз имеет идиоморфную форму зерен. Размер от 50 до 200 мкм. По данным микрозондовых исследований установлено, что данный минерал в центре представлен лабрадором (An52-78) и битовнитом (An78), по краям — олигоклазом (An27), андезином (An35) и лабрадором (An54). Такая зональность в плагиоклазе подтверждает нормальные условия кристаллизации при понижении температуры. В данной породе преимущественно встречаются составы лабрадоров. Вокруг некоторых кристаллов присутствуют калиевые каемки размером около 10 мкм.

Калиевый полевой шпат формирует мелкие (до 50 мкм), изометричные, таблитчатые зерна. Данные КПШ относятся к группе ортоклазов. Содержание K_2O = 14,11 %, Na_2O = 1,52 %.

Содержание биотита в породе различно. Он образует удлиненные чешуи, слагающие сноповидные агрегаты небольших размеров, развивающиеся по пироксену. Биотит соответствует по составу анниту. Содержание TiO_2 в минералеколеблется от 0,2 до 0,18 %. Максимальный размер биотита в образце составляет 10 мкм.

Из акцессорных минералов в зональном КПШ установлены иглы апатита размером до 200 мкм. Содержание редкоземельных элементов в апатите: La_2O_3 = 0,3 %, CeO_2 = 0,41—0,56%, Nd_2O_3 = 0,31 %.

Также установлены рудные минералы — титаномагнетит и ильменит. Титаномагнетит габбро представлен идиоморфными кубическими кристаллами с квадратным сечением размером до 60 мкм. Данный минерал имеет структуру распада с крупными ламелями ильменита. Содержание в титаномагнетите FeO = 72 %, TiO_2 = 15,19—16,21 %. Содержания TiO_2 в ламелях ильменита варьируют от 52,69 до 56,95 %, FeO от 29,88 до 41,53 %, MnO от 3,54 до 9,46 %, V_2O_5 от 0,3 до 0,51 %.

Таким образом, породообразующие минералы габбро Гэрдвожского проявления представлены плагиоклазом, клинопироксеном, ортопироксеном и КПШ. Из акцессорных минералов установлен апатит. Рудные минералы — ильменит и титаномагнетит. Составы минералов свидетельствуют о нормальной кристаллизации расплава при понижении температуры.

Литература

1. Morimoto N. Nomenclature of pyroxene // Mineral. Mag. 1988. Vol. 52, № 4. P. 535—550.

Химический состав минералов габбро Гэрдвожского карьера

Номер пробы	Минерал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	V_2O_5	P_2O_5	Сумма
26-B-5	Cpx (ц)	51.32	0.59	2.44	0.4	9.05	0.28	15.98	19.62	0.41	0.01	-	0.07	-	100.22
26-B-6	Cpx (ц)	51.68	0.74	1.59	-	11.26	0.39	15.62	19.02	0.14	0.12	0.04	0.03	-	100.63
26-B-7	Cpx (к)	50.88	0.99	1.4	0.11	18.52	0.45	11.68	17.73	0.30	0.09	0.14	0.22	-	102.51
26-B-8	Cpx (к)	51.09	1.07	1.19	-	19.96	0.35	11.82	16.82	0.13	-	-	0.31	-	102.74
26-B-18	Cpx(ц)	49.73	1.11	1.4	-	18.71	0.52	11.54	16.43	0.26	0.04	0.13	0.21	-	100.08
26-B-24	Cpx(ц)	51.77	1.07	3.07	0.09	12.42	0.26	13.45	13.34	2.77	0.17	0.04	0.04	-	98.49
26-B-35	Opx (ц)	52.56	0.39	0.85	-	19.96	0.68	20.20	5.01	0.03	0.03	-	0.18	-	99.89
26-B-46	Opx (ц)	50.52	0.38	0.8	-	24.23	0.68	16.98	5.01	0.04	0.04	0.01	0.11	-	99.80
26-B-12	Pl (ц)	54.76	0.08	26.81	-	1.03	-	0.14	10.56	4.96	0.60	0.13	-	-	99.07
26-B-13	Pl (к)	60.79	0.21	22.53	-	0.57	-	-	5.51	7.25	1.56	0.06	0.03	-	98.51
26-B-14	Pl (к)	64.98	0.06	19.05	0.05	0.38	0.08	-	1.49	5.64	7.63	-	-	-	99.36
26-B-9	Kfs (ц)	64.14	0.32	17.33	-	1.28	0.01	0.13	0.24	1.52	14.11	0.08	0.07	-	99.23
26-B-27	Bt (ц)	54.93	0.18	6.57	0.07	11.65	0.09	7.87	1.04	0.10	10.05	-	0.05	-	92.60
26-B-17	Ap (ц)	2.81	0.03	0.14	-	0.59	-	-	52.01	-	0.4	0.06	-	42.26	98.30
26-B-38	TiMt (ц)	0.01	15.19	2.2	0.03	72.93	1.2	0.42	0.11	0.32	0.05	-	1.96	-	94.42
26-B-36	Ilm (ц)	-	52.69	0.07	-	41.53	3.54	1.72	-	-	-	0.03	0.31	-	99.89

Примечание: ц — центр, к — край.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГУБКОВО-МИКРОБНЫХ СООБЩЕСТВ В СТРУКТУРЕ ВЕРХНЕОРДОВИКСКОГО РИФА БОЛЬШАЯ КОСЬЮ (Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Л. А. Шмелёва
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
lyubov.shmeleva@inbox.ru

Ордовикский период, характеризующийся резким ростом биологического разнообразия безпозвоночных, был уникальным в истории рифовых экосистем. Именно в ордовике произошел переход от преимущественно микробных рифов, представленных строматолитовыми и тромболитовыми биогермами и биостромами, к каркасным рифовым постройкам [10, 11 и др.]. На территории Тимано-Североуральского региона первые каркасные, экологически зрелые рифы возникли именно в позднеордовикскую эпоху, когда на бровке окраины карбонатной платформы, образовавшейся при раскрытии Палеоуральского океана, образовался мелководный карбонатный шельф [2, 3]. В настоящее время в уральской части региона известно три верхнеордовикских рифа — Лек-Елец, Бадъя и Большая Косью. В структуре последнего рифа автором впервые было установлено, что в сообществе каркасостроителей одну из важнейших ролей играли губково-микробные сообщества [6], которые ранее в разрезах верхнего ордовика Урала были лишь отмечены, но не изучены [1].

Губково-микробные сообщества слагают значительную часть биогермных известняков рифа. Цианобактерии *Renalcis* и *Girvanella* формировали многочисленные ассоциации с губками, такими как строматопороидеи, соленопоры и сфинктозои, а *Ikella* — с гидроидами *Fistulella*. Последняя ассоциация, впервые установленная в нижнедевонских рифах Урала В. П. Шуйским [7], оказалась самой устойчивой в биогенных каркасах позднего ордовика—позднего девона среди метазойно-микробных ассоциаций [4]. В целом для позднеордовикской эпохи были характерны рифовые постройки процветавших в то время строматопороидей — губок с прочным известковым скелетом [5]. Находок сфинктозоа, участвующих в ассоциации с цианобактериями в формировании каркаса рифовой структуры ордовикского возраста на территории Урала и России до настоящего времени не было известно.

При изучении рифа Большая Косью было установлено, что сфинктозойные губки имеют различную морфологию колоний, скоплений и пространственное распределение в породе в зависимости от того в какой части рифа они встречаются.

В основании рифа, отвечающем стадии стабилизации осадка, в светло-серых преимущественно массивных биокластовых известняках в основном встречаются одиночные разрозненные сфинктозоа *Corymbospongia* sp., не образующие между собой срастаний и скоплений. Эти слои отражают период формирования рифового фундамента, хотя здесь представлены все организмы, способные формировать каркасное сооружение. Имеющиеся небольшие линзы и скопления табулят, ругоз и брахиопод говорят лишь о возможном возникновении органогенных построек на песчаном (биокластовом) субстрате. Для возможности появления, роста и развития биогермных построек и формирования пионерной экосистемы в целом на данном этапе было существование зеленых водорослей и цианобактерий, которые в изобилии присутствуют в этих известняках. Выступая в роли цементаторов накапливающегося криноидного рыхлого осадка, они участвовали в формировании стабильного скелетного известкового субстрата для заселения его прикрепленными организмами, т. е. колонизации. Для развития губковых сфинктозойных сообществ на данном этапе решающее значение приобретала также скорость и интенсивность циркуляции воды. Сфинктозойные губки очень избирательная по отношению к условиям окружающей среды группа организмов, которой для нормального роста необходимы прозрачная вода и яркое солнечное освещение, достаточное поступление с течением микроорганизмов, служивших им пищей, и кислород [8, 9]. Недостаточная интенсивность циркуляции воды приводила к росту сфинктозоа, характеризующихся угнетенными формами с тонким скелетом и незначительной распространенностью.

На стадии колонизации рифа сфинктозойные губки, представленные 2 видами *Amblysiphonelloides reticulata* и *Corymbospongia* sp., вместе с ветвистыми колониями кораллов и гидроидов, которые достигали довольно крупных размеров и были доминирующими, зелеными и красными водорослями формировали биогермную структуру. Колонии сфинктозоа характеризуются небольшими размерами и встречаются в виде плотных массивных скоплений, при этом межкамерное пространство в колониях губок *Corymbospongia* sp. заселено обильными цианобактериями *Renalcis,* а в колониях *Amblysiphonelloides reticulata* — зелеными водорослями.

Выше по разрезу рифового массива увеличивается количество каркасостроящих таксонов, их размеров и форм (стадия диверсификация). В начале этой стадии доминирующую роль среди каркасостроителей играли массивные строматопороидеи, достигающие 70 см в длину и 40 см по мощности и колонии табулят. Сфинктозоа, отмеченных выше, характеризуются усложнением морфологии колоний и некоторым увеличением их размера. На заключительном этапе стадии диверсификации среди каркасообразующих организмов преобладают сфинктозоа *Corymbospongia* sp. в ассоциации с гидроидами и цианобактериями. Практически полностью отсутствуют строматопороидеи и кораллы.

На завершающей стадии развития рифа (доминантной) увеличивается количество лито- и биокластового материала, среди каркасостроителей распространены пластинчатые табулятоморфные кораллы и удлиненные скопления сферических сфинктозойных губок *Corymbospongia* sp. в ассоциации с цианобактериями *Girvanella и Renalcis.*

Таким образом, проследив изменение форм и размеров сфинктозоа по разрезу, характер их взаимоотношения с другими каркасостроителями, можно сделать вывод, что они могли довольно быстро адаптироваться к изменяющимся условиям среды, о чем свидетельствует их присутствие в климаксном сообществе, когда условия обитания и конкуренции в рифовой экосистеме не были благоприятными. Губково-микробная ассоциация *Corymbospongia-Renalcis* является наиболее характерной для данного рифа. Она встречается на всех стадиях развития рифовой экосистемы за исключением первой (стабилизации), тогда как все остальные группы организмов в процессе экологической сукцессии претерпевали значительные изменения, выражающиеся в изменении таксономического состава и морфологии каркасостроителей. При этом на стадии стабилизации присутствие кальцимикробов и цианобактерий *Renalcis* и *Girvanella* было важным фактором для последующего массового развития сфинктозоа в рифовом сообществе, так как сфинктозоа могли жить только на твердом субстрате из скелетных остатков отмерших организмов при непосредственном участии микроорганизмов-цементаторов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00331.

Литература

1. Антошкина А. И. Раннепалеозойское рифообразование на Севере Урала как пример его взаимосвязи с гео-биосферными изменениями // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Серия «*Геобиологические системы в прошлом*». М.: ПИН РАН, 2011. С.116—141.

2. Антошкина А. И. Рифообразование в Палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.

3. Антошкина А. И. Рифы в палеозое Печорского Урала. Санкт-Петербург: Наука, 1994. 154 с.

4. Антошкина А. И. Эволюция палеозойских водорослевых и микробиальных сообществ в рифовых экосистемах Тимано-Североуральского региона // Водоросли в эволюции биосферы: Материалы II Палеоальгологической конференции (10—16 октября 2016). Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. С. 7—11.

5. Ивановский А. Б., Осипова А. И., Кузнецов В. Г. и др. Рифогенные постройки в палеозое России. Москва: Наука, 1997. 157 с.

6. Шмелёва Л. А. Литолого-палеоэкологическая характеристика верхнеордовикского рифа Большая Косью (бассейн р. Илыч, Северный Урал) // Литосфера. 2016. №1. С. 154—162.

7. Шуйский В. П. Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. М.: Наука. 1973. 155 с.

8. Senowbari-Daryan B. ‘Sphinctozoa’: An overview // Fossil and Recent Sponges / Ed. Reitner J. Keupp H. Berlin: Springer, 1991. P. 224—241.

9. Senowbari-Daryan B., Rigby J. K. Upper Permian segmented sponges from Djebel Tebaga, Tunisia. Facies, 1988. Vol. 19. P. 171—250.

10. Webby B. D. Patterns of the Ordovician reef development // Phanerozoic reef patterns. SEPM Spec. Publ. № 72. Tulsa: SEPM, 2002. P.129—179.

11. Webby B. D., Paris F., Droser M. L., Percival I. G. (Eds). The Great Ordovician Biodiversification Event. New York: Columbia University Press, 2004. 484 p.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НОДЭЯГИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. С. Шуйский
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
self88@yandex.ru

Нодэягинский гранитный комплекс расположен на Полярном Урале в пределах зоны Центрально-Уральского поднятия. Ранее Нодэягинский массив был включен в полярноуральский ряд: метасоматический (нодэягинский) и магматические (гердизский и харбейский) [2, 4]. Объединение столь различных образований в один ряд основывалось на их предположительном формировании в одно время — раннеордовикское [3]. В дальнейшем было предложено не выделять ряд, а описывать гранитоиды в составе отдельных комплексов. На данный момент нодэягинский комплекс включен в состав сядатаяхинского комплекса и возраст формирования которого считается венд-кембрийским (γV-$Є_1 s$) [1].

Нодэягниский массив находится в бассейне р. Щучьей в районе руч. Поетарка. В плане интрузия имеет пластообразную форму, размером 1 × 8.5 км, ориентирована согласно вмещающим породам минесейшорской свиты ($R_2 mn$).

Материалы получены при проведении полевых исследований 2014 г., также использованы материалы В. Н. Охотникова.

Изученные породы представлены в основном среднезернистыми светло-серыми гранитами с порфиробластами КПШ и плагиогранитами.

Все породы на макроуровне имеют катаклазированые и милонитизированые, иногда массивные и гнейсовидные текстуры, гранобластовую и лепидогранобластовую микроструктуру (рис. 1, а, б).

У плагиогранитов породообразующие минералы: (об. %) кварц (30—45), плагиоклаз (30—40) и КПШ (10—20), мусковит (5—7). Акцессорные минералы представлены титанитом, цирконом, апатитом, а рудные — магнетитом. Вторичные — эпидотом и кальцитом. У гранитов породообразующие минералы: (об. %) кварц (30—45), плагиоклаз (30) и КПШ (25—30), мусковит (5—10). Акцессорные минералы представлены титанитом, цирконом, апатитом, а рудные — магнетитом. Вторичные — эпидотом.

По химическому составу (табл. 1 и 2) породы Нодэягинского массива отличаются аномально высокими содержаниями SiO_2

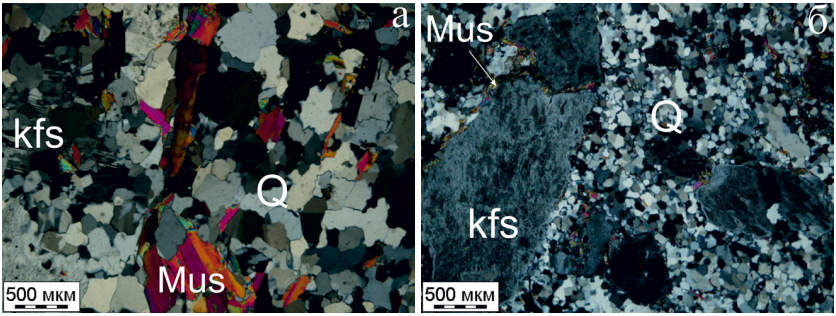


Рис. 1. Типичные макроструктуры гранитов (а) и плагиогранитов (б) (Kfs — КПШ, Mus — мусковит, Q — кварц)

Таблица 1

Химический состав гранитоидов Нодэягинского массива

Компо-ненты	А44/14	А45/14	А46/14	А47/14	А48/14	Н620-13	Н3025-13	Н3026а-13	Н189-13	Н619А-13
SiO_2	76,61	82,18	71,36	85,02	88,04	74,66	71,19	68,42	75	83,41
TiO_2	0,06	0,06	0,33	0,15	0,01	0,08	0,31	0,32	0,07	0,09
Al_2O_3	13,06	14,84	14,84	7,64	6,13	10,06	14,16	13,82	14,56	10,56
Fe_2O_3	0,652	0,235	1,841	0,035	0,1	0,08	1,42	0,65	0,57	0,02
FeO	0,48	0,25	0,69	0,25	0,25	0,23	0,79	0,49	0,85	0,42
MnO	0,03	0	0,06	0,01	0,01	0,02	0,11	0,04	0,03	0,01
MgO	0,36	0,05	0,93	0,5	0,5	0,17	0,64	0,63	0,26	0,09
CaO	0,07	0,03	0,83	0,5	0,5	6,04	1,84	4,83	0,4	0,05
Na_2O	4,81	4,17	4,78	2,06	1,39	1,95	3,21	4,42	5,25	4,84
K_2O	3,82	2,18	3,06	3,41	3,41	3,58	4,71	3,27	2,17	0,39
P_2O_5	0,01	0,03	0,09	0,048	0,01	0,02	0,09	0,08	0,02	0,01
п.п.п.	0,05	0,5	1,21	0,63	0,5	3,11	1,55	3,01	0,82	0,17
Сумма	100,012	100,53	100,021	99,77	99,85	100	100,02	99,98	100	100,06

Таблица 2

Содержание элементов примесей в гранитоидах Нодэягинского массива

Компоненты	А44/14	А45/14	А48/14	А49/14
V	7,66	12,5	9,43	10,7
Cr	27,2	30,9	30,5	27,9
Co	0,5	0,54	0,5	0,7
Ni	6,97	7,46	5,87	7,65
Cu	3,64	3,91	4	3,09
Zn	38,8	17,3	8,51	11,8
Ga	20,8	7,63	4,97	4,56
Rb	254	124	89,2	66,8
Sr	12,7	10,2	11,1	4,1
Y	28,4	5,88	1,82	2,52
Zr	140	65,7	40,1	35,1
Nb	26,4	2,58	0,83	2,28
Mo	1,86	1,78	2,06	1,61
Sn	8,43	2,04	1,32	1,27
Cs	1,95	1,45	0,75	0,67
Ba	21,2	622	584	374
La	10,3	4,05	1,65	1,31
Ce	35,1	9,05	3,31	2,75
Pr	3,29	1,05	0,36	0,29
Nd	13,8	3,78	1,16	1,09
Sm	3,97	0,94	0,2	0,27
Eu	0,076	0,39	0,21	0,13
Gd	3,99	0,86	0,18	0,22
Tb	0,84	0,14	0,038	0,042
Dy	5,58	0,92	0,23	0,37
Ho	1,21	0,25	0,064	0,076
Er	3,07	0,67	0,19	0,26
Tm	0,59	0,13	0,033	0,036
Yb	3,66	0,94	0,25	0,27
Lu	0,55	0,13	0,045	0,041
Hf	6,4	1,82	1,25	1,18
Ta	2,8	0,31	0,16	0,19
Pb	33,8	11,7	8,81	5,42
Th	27,4	5,22	1,81	1,64
U	2,05	0,28	0,33	0,25

от 68 до 88% (рис. 2, а), высоким содержанием суммы щелочей ($Na_2O + K_2O$ — 4.8 до 8.6 мас. %), по петрохимической классификации породы относятся к семейству гранитов и плагиогранитов (рис. 2, b).

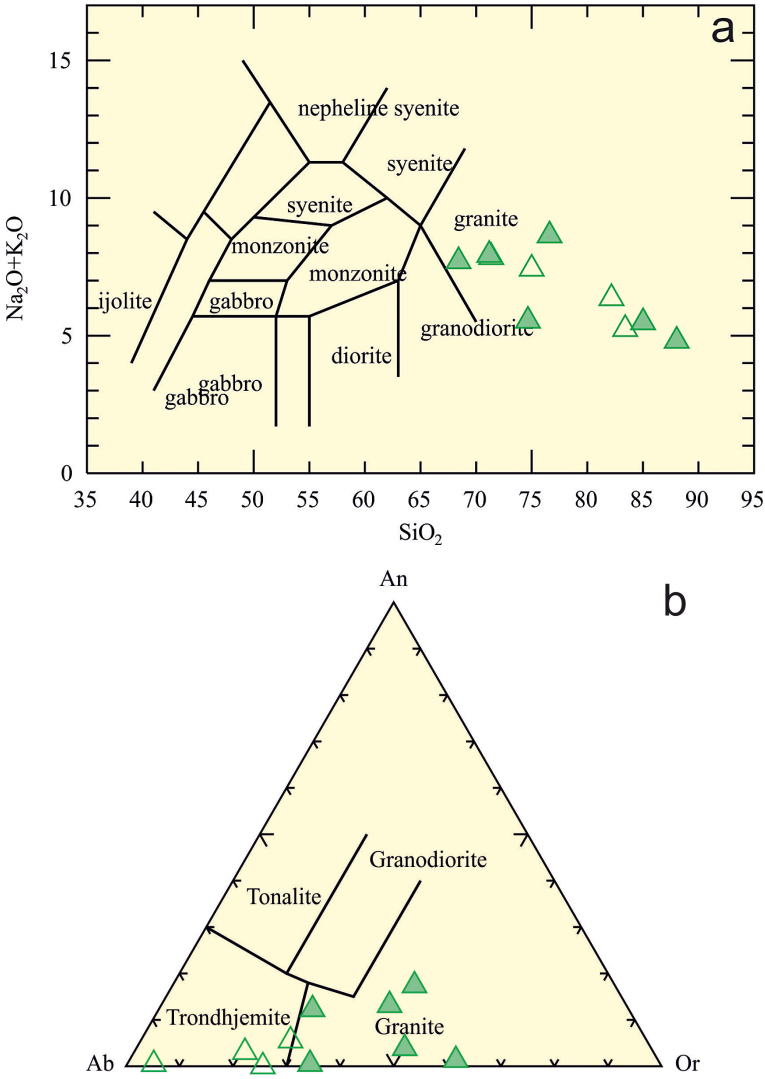


Рис. 2. Диаграмма SiO_2 — Na_2O+K_2O (а), диаграмма O`Коннера Ab — An — Or (б)

Граниты характеризуются содержаниями SiO_2 от 68 до 88%, высоким содержанием суммы щелочей (Na_2O + K_2O — 4.8 до 8.6 мас. %) и являются в основном калиевыми породами, насыщенными глиноземом (ASI = 0.7—1.1).

Плагиограниты характеризуются содержаниями SiO_2 от 73 до 83%, не высоким содержанием суммы щелочей (Na_2O + K_2O 5.23 — 7.42 мас. %) и являются в основном умеренно-калиевыми и умеренно-натровыми породами, насыщенными глиноземом (ASI = 1.24 — 1.6)

Точки составов гранитоидов на диаграммах Харкера, в целом, тяготеют к единому тренду. Во всех породах с увеличением количества кремнезема уменьшаются содержания (K_2O + Na_2O), CaO и $FeO_{общ,}$, TiO_2, а Al_2O_3, P_2O_5 практически незначительно уменьшается.

По субстратной классификации [5] гранитоиды Нодэягинский массива относятся к I — типу гранитов.

Геохимически породы характеризуются низким суммарным содержанием редкоземельных элементов — 86 г/т для гранитов и 24 г/т для плагиогранитов, Спектры распределения РЗЭ (рис. 3, а) со слабо пологим наклоном с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми ($(La/Yb)_N$ — 1.89) для гранитов и для плагиогранитов $(La/Yb)_N$ — 2.9. Для плагиоранитов характерен положительный европиевый минимум (Eu/Eu* — 1.3), а для гранитов отрицательная (Eu/Eu* — 0.5).

Спайдер диаграмма показывает (рис. 3б), что все породы обогащены крупно-ионными элементами (Rb, Th), при этом у гранитов проявлен отрицательный Ba минимум. Все породы имеют сходное или слегка повышенное содержание высокозарядных элементов (Ce, Zr, Hf, Sm, Yb) к составу гипотетического гранита океанических хребтов.

Для интерпретации палеогеодинамических обстановок формирования рассматриваемых пород был использован ряд диаграмм Пирса [6]. На диаграммах Nb-Y, Ta-Yb, Rb-(Y + Nb), (Yb + Ta) фигуративные точки плагиогранитов попадают в область островодужных образований, а граниты попадают в область внутриплитных образований.

Таким образом, гранитоиды Нодэягинского массив сложен полнокристаллическими среднезернистыми светло-серыми массивными гранитами и плагиогранитами с парфиробластами КПШ с аномально высокими содержаниями SiO_2 и по субстратной классификации гранитоиды Нодэягинский массива относятся к I — типу гранитов.

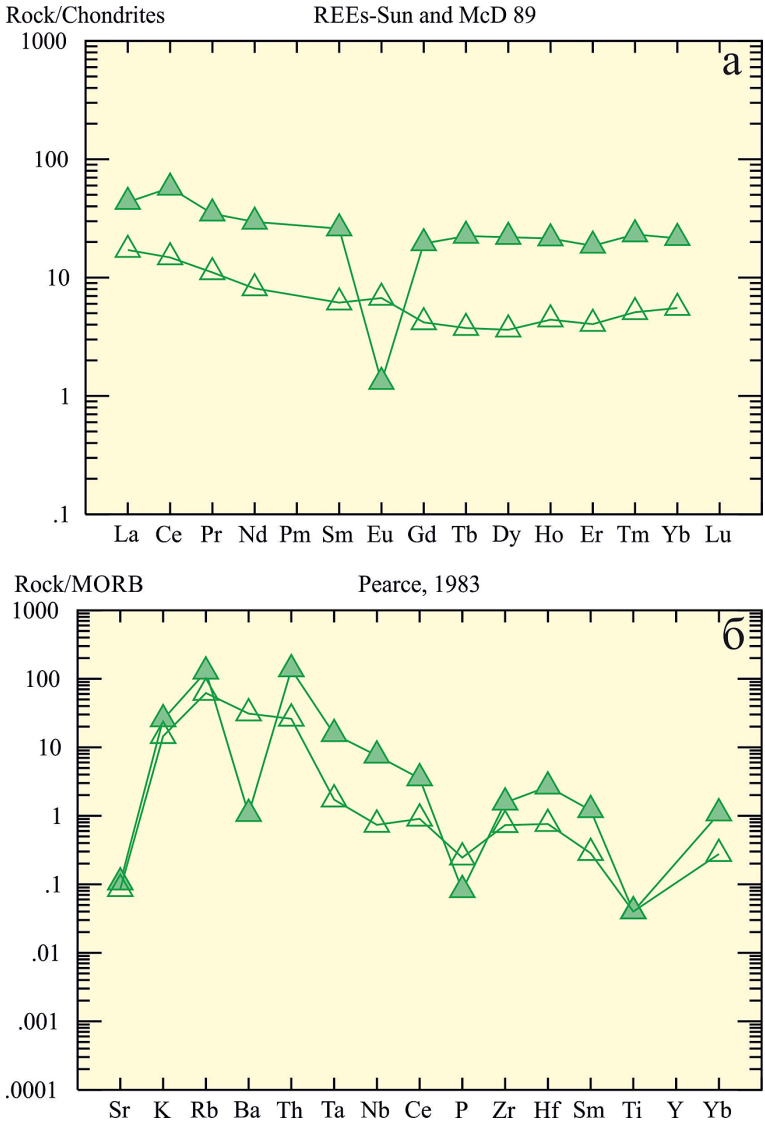


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ (а), мультиэлементная диаграмма (б)

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская серия — Лист Q-41-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.

2. Караченцев С. Г., Вигорова В. Г., Краснобаев А. А., Степанов А. И. Радиологическое расчленение гранитоидов Приполярного Урала // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Материалы III Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1974. С. 65.

3. Корреляция магматических комплексов Европейского северо-востока СССР / В. Н. Охотников, В. И. Мизин, Л. Т. Белякова и др. // Серия препринтов «Научные рекомендации — народному хозяйству». Сыктывкар, 1985. Вып. 53. 24 с.

4. Охотников В. Н. Геология рудных образований Полярного Урала. Л.: Наука. 1975. 173 с.

5. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. № 8. P. 173—174.

6. Pearce J, Harris N, Tindle A. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks// Journal of Petrology. 1992. V. 25. Part 4. P. 956—981.

ИЗУЧЕНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ МЕДНО-ПРОФИРОВЫХ РУД МИСХАНО-ЗАНГЕЗУРСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Н. А. Аббасов[1], Р. Е. Рустамова[1], А. Н. Гусеинова[2]

[1]Бакинский Государственный Университет, Баку

[2]Институт Геологии НАНА, Баку

puccina2012@yahoo.com, rrustamova@rambler.com, afshan_babazade@yahoo.com

Целью работы является изучение физико-химических и геолого-структурных условий формирования медно- и молибден-порфировых месторождений и закономерностей их размещения, а также сопряженных с ними золоторудного и полиметаллического оруденений Мисхано-Зангезурской зоны Малого Кавказа для научно обоснованного прогнозирования новых перспективных площадей.

Основная цель исследований достигнута решением ряда важных задач, таких как определение пространственно-временной позиции рассматриваемых месторождений и особенностей геолого-структурного положения их размещения; выявление факторов, обусловливающих формирование оруденения; изучение геолого-петрологических особенностей рудоносных магматических комплексов; исследование минеральных парагенезисов состава руд и околорудных метасоматитов, стадийности и зональности оруденения, термобарогеохимических условий рудоотложения, глубины формирования и вертикального размаха оруденения; установление формационной принадлежности и фациальности метасоматических изменений и их соотношение с рудной минерализацией, прогнозная оценка перспективных площадей на медно- и молибден-порфировые и сопряженные с ними золотые руды [4]. Гидротермально-измененные породы широко проявлены в эндо- и экзоконтактовой полосе Мегри-Ордубадского гранитоидного массива и сопровождают месторождения различных типов руд. Выделяются дорудные и синрудные метасоматиты [5]. Скарны, грейзены, пропилиты, вторичные кварциты, аргиллизиты образовались в дорудном этапе еще до отложения основной массы руд. Синрудные гидротермальные изменения выражены, главным образом, в образовании узких оторочек околожильных метасоматитов серицит-кварцевого, кальцит-серицит-кварцевого и хлорит-серицит-кварцевого состава, с которыми ассоциируют конкретные рудные залежи. С грейзенами, в частности,

связаны медно-молибденовые, с кварц-серицитовыми метасоматитами и пропилитами — медно- и молибден-порфировые и медные с золотом, с низкотемпературными фациями вторичное кварцитого-золото-сульфидные руды.

Рудно-метасоматические факторы. Зональность выражена сменой одних фаций метасоматитов и групп элементов другими. Зональность различна для конкретных месторождений и зависит от ряда факторов, в первую очередь, от физико-химических особенностей гидротермальных растворов рудогенерирующих порфировых интрузий и исходных пород. В месторождениях с интрузивной вмещающей средой рудоотложения зональность проявлена относительно ярче, чем вулканической (Гейдагское). Обобщенная колонка метасоматической зональности в рудных полях и месторождениях выражена в следующем виде (от растворподводящих каналов к периферии):кварцевая-калишпатовая → грейзеновая → кварц-серицитовая → аргиллизитовая- пропилитовая исходные породы.

Локальная зональность отмечена в месторождениях жильного типа (Парагачай, Агюрт и др.) и проявлена в околожильных пространствах в следующем виде (от центра к периферии): кварц-сульфидная жила → кварц-серицитовая зона → аргиллизитовая зона → локальная пропилитовая зона → неизмененные вмещающие породы.

Факторы распределения золота в медно-порфировых рудах, определяются тем, что медно- и молибден-порфировые руды наряду с медью и молибденом, часто содержат золото, серебро, рений, селен, теллур и др. полезные компоненты, наличие которых значительно повышает их промышленное значение. В зависимости от тектонической позиции месторождений, состава рудоносных интрузивов и гидротермальных растворов, количества и соотношений главных и попутных компонентов, рудные концентраты относятся к золотосодержащим медно- и молибден-порфировым и золотоносным молибден- и медно-порфировым типам [2]. Исследования показали, что процесс рудоотложения носит длительный и многостадийный характер, выражающийся в минеральных ассоциациях кварц-магнетитовой, кварц-молибденитовой, кварц-молибденит-халькопиритовой, кварц-пирит-халькопиритовой, кварц-галенит-сфалеритовой, кварц-карбонатной. Из них кварц-молибденит-халькопиритовая, кварц-пирит-халькопиритовая и кварц-галенит-сфалеритовая золотоносные. Золото, в основном, связано с халькопиритом, пиритом, незначительно с галенитом, сфалеритом и блеклой рудой.

Минералого-геохимические факторы золотоносности медно-порфировых руд во многом определяются минералого-геохимическими особенностями их, обусловленными закономерным сочетанием нескольких стадий или генераций руд в объеме минерализованных пространств. Основными концентраторами золота являются халькопирит и пирит [3]. В кварц-галенит-сфалеритовой ассоциации золотосодержащими являются галенит, сфалерит, а также блеклые руды и теллуриды, из нерудных минералов-кварц. Золото проявляется также в самостоятельном виде, образуя тонкодисперсные выделения. Пирит из кварц-молибденит-халькопиритовой ассоциации месторождений в целом содержит золото в пределах 0,8 г/т, где оно присутствует в виде субмикроскопических включений, являясь, очевидно, продуктом более позднего выделения. Содержание золота в пирите составляет 30 % от общего количества золота, сконцентрированного в руде из данной ассоциации (0,8 г/т). Между тем золота на два-три порядка больше (2,26 г/т) в пирите из аналогичной ассоциации именно Гейдагского месторождения, что составляет 50,2 % от общего золота, содержимого в руде данной ассоциации (0,9 г/т). В кварц-пирит-халькопиритовой минеральной ассоциации из Парагачайского месторождения среднее содержание золота составляет 0,7 г/т. На долю пирита приходится 34 % этого объема, что составляет 0,24 г/т. Пириты данной ассоциации из Гейдагского месторождения содержат золото в среднем 4,23 г/т, количество заключенного в нем золота составляет 0,85 г/т или же 60,4 % его объема, содержащегося в руде. Высоким содержанием золота характеризуется пирит из кварц-золото-полиметаллической ассоциации, где нередко содержание золота достигает ураганных значений. Среднее содержание золота в руде данной ассоциации составляет 2,3 г/т. Содержание золота в пирите 3,8 г/т, что составляет 50 % общего объема золота, сконцентрированного в руде из рассматриваемой минеральной ассоциации. Помимо золота, повышенными (на один-два порядок) содержаниями характеризуются серебро и висмут. В халькопирите из кварц-молибденит-халькопиритовой ассоциации содержание золота составляет 0,8 г/т, а из кварц-пирит-халькопиритовой минеральной ассоциации — 1,13 г/т. В кварц-галенит-сфалеритовой ассоциации со средним содержанием золота в руде 2,3 г/т основная масса золота сконцентрирована в пирите (50 %) и халькопирите (43 %). На долю остальных минералов (галенит, сфалерит, блеклые руды и др.) приходится 7 % всего золота в рудной массе. Основными носителями и концентраторами золота

в медно- и молибден-порфировых рудах являются пирит и халькопирит, менее галенит, сфалерит и блеклые руды. Содержание золота в них довольно низкое и не превышает 0,4 г/т. Однако с этими минералами связаны высокие концентрации серебра и др. полезных примесей. В частности, сфалерит в качестве примесей содержит (в весовых %): Ag — 0,03; As — 0,1; Cd — 0,1; Co — 0,002; Cr — 0,7; Cu — 0,001; Mn — 0,15; Mo — 0,001; Pb — 1,0; Sb — 0,03; Sn — 0,0015; Ti — 0,001. Элементами-примесями галенита являются (в %): Ag — 0,1; Cd — 0,03; Cr — 0,002; Cu — 0,03; Mn — 0,03; Mo — 0,01; Ni — 0,001; Sb —0,03; Sn — 0,01; Ti — 0,001.

Геохимические особенности и корреляционная зависимость между основными и попутными элементами руд. В составе медно-порфировых руд установлены Cu, Mo, Pb, Ag, Cr, Ni, Co, Mn, W, Au, Hg, Bi, Ga, Ge, Te и др. рудогенные элементы, из которых Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Au, Cr, Ni, Co в рудовмещающих гранодиорит-порфирах характеризуются вышекларковыми значениями и являются элементами-индикаторами медно-молибденового оруденения. Особый интерес представляет распределение серебра. Содержание его в 6—7 раз превышает кларковое и почти приближается к минимальному аномальному значению. Более чем в два раза превышает кларковое значение кобальт. Кластерным анализом R-типа химические элементы, установленные в составе рудовмещающих пород, разложены на две обособленные группы однородных ассоциаций: Ni-Co-Mn -Ti, Cu-Mo-Ag-Zn-Pb.Медь имеет положительный коэффициент корреляции с молибденом (0,641), золотом (0,673), серебром (0,241), свинцом (0,707) и цинком (0,811). Молибден положительно коррелируется с медью, золотом (0,147) и отрицательно с серебром (–0,149), свинцом (–0,190), цинком (–0,180). Золото имеет положительный коэффициент корреляции с серебром (0,626), свинцом (0,580) и цинком (0,480). Серебро так же положительно коррелируется со свинцом (0,430) и цинком (0,530). Положительный коэффициент корреляции характерен и для свинца с цинком (0,824). В целом установленные корреляционные зависимости согласуются с основными выводами, полученными ранее с помощью других методов, а именно, с тесной корреляционной связью меди с молибденом, золотом, свинцом, цинком, в меньшей степени серебром и другими попутными компонентами в рудах.

Структурные факторы размещения месторождений медно-порфировых руд заключается в том, что в размещении медно- и молибден-порфирового оруденения особое место отводится разрывным

нарушениям. Региональный контроль осуществляется Кедабек-Далидаг-Ордубадским субмеридиональным сквозным линеаментом, точнее его отдельными отрезками — фрагментами, представленными Дебаклинским, Главным Ордубадским и Мисдаг-Капуджикским разломами, локализация же руд происходит в узлах пересечения их с линейными и кольцевыми структурами разных рангов [1]. Эти же узлы явились вместилищем внедрившихся калиевых, реже субщелочных гранитоидных интрузий, а также вулканогенов базальт-риолитовой формации, образующих вулкано-плутонические комплексы. Локальные факторы размещения медно- и молибден-порфировых месторождений определяются наличием порфировых интрузивов, зон интенсивной трещиноватости, уровнем эрозионного среза, литологическим составом и физико-механическими свойствами вмещающих пород. Данный комплекс факторов может рассматриваться как поисковые критерии медно- и молибден-порфировых и сопряженных с ними полиметаллических и золоторудных месторождений.

Проведенные исследования позволили прийти к следующим выводам. В зависимости от количества и соотношений главных и примесных компонентов эти месторождения относятся к золотосодержащим медно- и молибден-порфировым и золотоносным молибден-медно-порфировым типам. Распределение золота в медно- и молибден-порфировых месторождениях во многом определяется минералого-геохимическим характером оруденения, обусловленным закономерным сочетанием в объеме минерализованных пространств нескольких типов руд. Из шести минеральных ассоциаций, выявленных в месторождениях рудного района, кварц-молибденит-халькопиритовая, кварц-пирит-халькопиритовая и кварц-галенит-сфалеритовая являются золотоносными. Концентрация золота и серебра в рудах 1,5—4,0 г/т и более. Установлено, что основными носителями золота в тонкодисперсном виде являются халькопирит и пирит. Медно- и молибден-порфировые месторождения рудного района размещены в узлах пересечения субмеридиональных сквозных структур с широтными и северо-западными разломами. Месторождения пространственно и генетически связаны с рудоносными гранодиорит-порфировыми интрузиями. На основе анализа полученных данных рекомендуются как первоочередные объекты для возобновления геологоразведочных работ в нижних горизонтах и на флангах Парагачайского, Гейдагского, Гейгельского, Агюртского, Шелалинского, Диахчайского месторождений, где

прогнозируются промышленные скопления медно- и молибден-порфировых, а также сопутствующих им золотоносных руд.

Анализ вышеприведенных данных, позволяет отметить, что наиболее благоприятными в систематизации структурных форм медно- и молибден-порфировых месторождений Мисхано-Зангезурской зоны являются рудогенерирующие порфировые и рудовмещающие фанеритовые интрузивы и их эффузивные аналоги в сочетании с разрывными структурами.

Литература

1. Аббасов Н. А.Структурные факторы формирования коллизионных месторождений медно-порфировых руд в северо-восточной части Малого Кавказа. Всероссийской конференции, «Граниты и процессы рудообразования» посвященной памяти академика В. И. Коваленко. М.: ИГЕМ РАН, 2011. С. 7—11.

2. Бабазаде В. М., Рамазанов В. Г., Аббасов Н. А., Мусазаде Т. М. К золотоносности медно-порфиров руд Ордубадского рудного района. В сбор. БГУ сер. Естественных наук. Баку, 1999. № 2. С. 105—111

3. Бабазаде В. М., Рамазанов В. Г., Аббасов Н. А., Гусейнова Дж. М. Минералого-геохимические факторы золотоносности руд медно-порфировых месторождений Ордубадского рудного района. В сбор. БГУ сер. Естественных наук. Баку, 1999. № 3. С. 122—128.

4. Рамазанов В. Г., Аббасов Н. А. Закономерности размещения медно-молибдено-порфировых руд Ордубадского рудного района. Горно-геологический научно-технический и производственный журнал. Казахстан, 2006. № 2. С. 6—13.

5. Ramazanov V., Abbasov N, Jafarov S. Shtoockoye copper porphyry fieldess in hibabissalision intrusion south Small Caucasus // International conference Ore potential of alkaline, kimberlite and carbonatite magmatism, School «Alkaline magmatism of the Earth». 2011. P. 67—81.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

ВСЕГЕИ — Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А. П. Карпинского

ГИН РАН — Геологический институт Российской академии наук

ИБ Коми НЦ УрО РАН — Институт биологии Коми научного центра УрО РАН

ИГ Коми НЦ УрО РАН — Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра УрО РАН

ИГЕМ РАН — Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук

ИППЭС КНЦ РАН — Институт проблем промышленной экологии Севера Кольского научного центра РАН

ИСЭиЭПС Коми НЦ УрО РАН — Институт социально-экономических и энергетических проблем Севера Коми научного центра УрО РАН

ИХ силикатов РАН — Институт химии силикатов РАН

ИВТЭ УрО РАН — Институт высокотемпературной электрохимии УрО РАН

ИГГ Госкомгеологии РУз — Государственный комитет Республики Узбекистан по геологии и минеральным ресурсам

ИЗМИ РАН — Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН

ИЭМ РАН — Институт экспериментальной минералогии РАН

ИФЗ РАН — Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН

ИГ КарНЦ РАН — Институт геологии Карельского научного центра РАН

ИЯЛИ Коми НЦ — Институт языка, литературы и истории Коми научного центра УрО РАН

ИХ Коми НЦ УрО РАН — Институт химии Коми научного центра УрО РАН

МГУ имени М. В. Ломоносова — Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова

ПГНИУ — Пермский государственный национальный исследовательский университет

ПИН РАН — Палеонтологический институт им. А. А. Борисяка РАН

С(А)ФУ им. М. В. Ломоносова — Северный (Арктический) федеральный университет имени М. В. Ломоносова

СГУ им. П. Сорокина — Сыктывкарский государственный университет имени Питирима Сорокина

СПбГУ — Санкт-Петербургский государственный университет

ФМИ Коми НЦ УрО РАН — Физико-математический институт Коми научного центра УрО РАН

УГТУ — Ухтинский государственный технический университет

ЮФУ — Южный федеральный университет

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аббасов Н. А. 265
Абдрахманова З. Т. 50
Анчугова Е. М. 62
Аншукова А. А. 3
Астахова И. С. 134
Ахметжанова З. М. 5, 127

Безносов П. А. 197
Белоруков А. В. 10, 247
Бечкова А. А. 15, 131
Богатырев Л. И. 166
Боков И. А. 18
Бродский А. В. 24
Бурдельная Н. С. 41
Бушнев Д. А. 41

Варламов Д. А. 251
Вихоть А. Н. 27
Власов М. И. 163
Воробьёв Н. Н. 31

Гаврилов С. В. 35
Голубева Ю. В. 95
Гусеинова А. Н. 265

Деревесникова А. А. 41

Езимова Ю. Е. 46
Ефименко С. А. 50

Жангуров Е. В. 18, 99
Журавлев А. В. 182

Зархидзе Д. В. 166
Зверьков Н. Г. 54
Зубов А. А. 58

Игнатьев Г. В. 62

Кан А. Н. 50
Канева Н. Н. 74
Кирезиди С. В. 65, 69
Киселев Г. Н. 24
Ковальчук Н. С. 79
Кокшарова Ю. А. 83
Королева М. С. 90
Котик И. С. 92
Котик О. С. 146
Краснов А. Г. 163
Кряжева И. В. 95
Кубик О. С. 99
Кузнецова Е. А. 103
Кушманова Е. В. 108

Логинов Е. С. 112

Магомедова А. Ш. 46
Макаровкая Д. С. 116
Макаровский А. А. 116
Макеев Б. А. 159
Максименко Н. И. 79, 121
Маракова И. А. 125, 127, 131
Марченко А. Н. 156
Матвеев В. А. 134
Матвеева Н. А. 140

Мингалева А. Е. 178
Мишина Т. Д. 146
Морохин А. И. 149
Мосин Р. В. 153, 156
Мяндин А. С. 159

Назарова М. А. 215
Напалков М. С. 163
Нигматулин А. М. 50
Нургалиев Д. К. 50

Павлова М. А. ..... 166 , 197
Перовский И. А. 172
Петрова О. В. 178
Пийр И. В. 90, 163
Плотицын А. Н. 182
Пономарев Д. В. 95
Пономаренко Е. С. 188

Размыслов И. Н. 191
Русских Д. Д. 195
Рустамова Р. Е. 265

Светов С. А. 79
Сивкова А. П. 197
Силин В. И. 74
Снигиревский С. М. 197
Соболева М. А. 202
Соколова Л. В. 212
Старцев А. О. 251
Старцев В. В. 226

Тарасов К. В. 215
Тропников Е. М. 90

Удоратин В. В. 46
Удоратина О. В. 159
Ульныров И. Л. 219
Уляшев В. В. 222
Уляшев Н. В. 226

Халимов Т. Р. 230
Харитонов А. Л. 35, 234

Цыбульская А. Е. 166

Шадрин А. Н. 240
Шайбеков Р. И. 243
Шевнин П. С. 247
Шмакова А. М. 251
Шмелёва Л. А. 254
Шуйский А. С. 90, 243, 258
Шушков Д. А. 62, 191

Яничева Н. Ю. 172

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПИЛЬЕГОРСКОЙ СТРУКТУРЫ
А. А. Аншукова 3

НИЖНЕПЕРМСКИЕ РИФЫ ЦЕНТРАЛЬНО-ХОРЕЙВЕРСКОГО ПОДНЯТИЯ В СВЯЗИ С ПЕРСПЕКТИВАМИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
З. М. Ахметжанова 5

МЕТОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН (НА ПРИМЕРЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ШЛАМА И ИЗУЧЕНИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА КЕРНА) В ПРОЦЕССЕ СТРОИТЕЛЬСТВА СКВАЖИНЫ НА ЯРЕГСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ
А. В. Белоруков 10

ИСТОРИЯ РАЗРАБОТКИ ЯРЕГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ. ОПИСАНИЕ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ДОБЫЧИ ТЯЖЕЛОЙ НЕФТИ
А. А. Бечкова 15

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ПРИРОДЫ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА
И. А. Боков, Е. В. Жангуров 18

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРЕДСТАВИТЕЛЯХ ИЛЛЕНИДНЫХ ТРИЛОБИТОВ И ТАКСОНАХ ГОЛОВОНОГИХ МОЛЛЮСКОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ
А. В. Бродский, Г. Н. Киселев 24

АКТУАЛЬНОСТЬ ИСПЫТАНИЙ ГРУНТОВ, СЛАГАЮЩИХ ОПОЛЗНЕВЫЕ МАССИВЫ, НА УСТОЙЧИВОСТЬ К ТЕХНОГЕННЫМ ВИБРАЦИЯМ
А. Н. Вихоть 27

ФОРМИРОВАНИЕ ВАЛУННЫХ СУГЛИНКОВ НА СЕВЕРЕ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ
Н. Н. Воробьёв 31

ЧИСЛЕННЫЕ ОЦЕНКИ ФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПАЛЕОСУБДУКЦИИ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА И ИХ СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ РЕГИОНА
С. В. Гаврилов, А. Л. Харитонов 35

НАСЫЩЕННЫЕ И АРОМАТИЧЕСКИЕ СТЕРОИДЫ
В ПОРОДАХ ДОМАНИКА И НЕФТЯХ
ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА
А. А. Деревесникова, Д. А. Бушнев, Н. С. Бурдельная 41

УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ ИЗМЕРЕНИЯ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА В УСЛОВИЯХ ПОС. ВОДНЫЙ
Ю. Е. Езимова, А. Ш. Магомедова, В. В. Удоратин.....46

ОНЛАЙН-КОНТРОЛЬ КАЧЕСТВА РУД НА КОНВЕЙЕРАХ
ОБОГАТИТЕЛЬНЫХ ФАБРИК И ПОДЗЕМНЫХ РУДНИКОВ
ТОО «КОРПОРАЦИЯ КАЗАХМЫС»
А. М. Нигматулин., З. Т. Абдрахманова,
А. Н. Кан, С. А. Ефименко, Д. К. Нургалиев 50

РОЛЬ МЕЗЕНСКО-ПЕЧОРСКОГО ПРОЛИВА
В СТАНОВЛЕНИИ ГЕРПЕТОФАУНЫ
СРЕДНЕРУССКОГО МОРЯ
Н. Г. Зверьков.....54

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ЗЮВИТОВ И ТАГАМИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ
ПО ДАННЫМ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ МИКРОТОМОГРАФИИ
А. А. Зубов 58

ПРИМЕНЕНИЕ БИОГЕОСОРБЕНТОВ
ДЛЯ ОЧИСТКИ ВОДНЫХ СРЕД ОТ НЕФТЕПРОДУКТОВ
Г. В. Игнатьев, Е. М. Анчугова, Д. А. Шушков 62

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ ФОРМИРОВАНИЯ
ЗОЛОТОРУДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО
РЕГИОНА (ВОСТОЧНЫЙ УЗБЕКИСТАН)
С. В. Кирезиди 65

ЗОЛОТОСУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ
КОЧБУЛАК: ГЕОХИМИЯ РУД УЧАСТКА СЕМГУРАН
С. В. Кирезиди 69

«БОЛЬШАЯ СЕМЬЯ» КОНСТАНТИНА ГЕНРИХОВИЧА
ВОЙНОВСКОГО-КРИГЕРА
Н. Н. Канева, В. И. Силин.....74

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ПОРОДАХ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ, ПАЙ-ХОЙ
Н. С. Ковальчук, Н. И. Максименко, С. А. Светов 79

ХАРАКТЕРИСТИКА КАЧЕСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД
ОСНОВНОГО ИСТОЧНИКА ВОДОСНАБЖЕНИЯ
СЕЛА ВИЗИНГА РЕСПУБЛИКИ КОМИ
Ю. А. Кокшарова 83

СИНТЕЗ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДОПИРОВАННОГО ТИТАНАТА ВИСМУТА СО СТРУКТУРОЙ ПИРОХЛОРА
М. С. Королева, И. В. Пийр, А. С. Шуйский, Е. М. Тропников.....90
НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПОДНЯТИЯ ЧЕРНОВА
И. С. Котик 92
ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФАУНЫ ГРЫЗУНОВ ИЗ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НАВЕСА СТУДЕНЫЙ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)
И. В. Кряжева, Ю. В. Голубева, Д. В. Пономарев.....95
ВОДОРАСТВОРИМЫЕ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ ПОЧВ ГОРНЫХ ЛУГОВ СЕВЕРНОГО УРАЛА
О. С. Кубик, Е. В. Жангуров 99
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА СКВ. ЗАПАДНО-ВУКТЫЛЬСКАЯ-1 ПО ДАННЫМ БАССЕЙНОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ
Е. А. Кузнецова.....103
ТИТАНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ при ПОЛИМЕТАМОРФИЗМЕ ПОРОД НЕРКАЮСКОГО ЭКЛОГИТ-СЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)
Е. В. Кушманова.....108
ИЗУЧЕНИЕ СЕРПЕНТИНОВ МЕТОДАМИ СИНХРОННОГО ТЕРМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
Е. С. Логинов.....112
ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО КЕРНОХРАНИЛИЩА
А. А. Макаровский, Д. С. Макаровкая 116
СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ЗЮВИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ
Н. И. Максименко 121
РЕКОНСТРУКЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМСКОГО ВОЗРАСТА ПО ЭЛЕКТРОМЕТРИЧЕСКИМ МОДЕЛЯМ ФАЦИЙ В. С. МУРОМЦЕВА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ
И. А. Маракова.....125
ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА БАРЕНЦЕВА МОРЯ
И. А. Маракова, З. М. Ахметжанова.....127

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕ-ВЕРХНЕПЕРМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО КОМПЛЕКСА ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ (ТИМАНО-ПЕЧОРСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН)
И. А. Маракова, А. А. Бечкова 131

КОЛЛЕКЦИЯ СТРОМАТОЛИТОВ РИФЕЙ-ВЕНДА В ЭКСПОЗИЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМ. А. А. ЧЕРНОВА
В. А. Матвеев, И. С. Астахова 134

ПРОБЛЕМАТИЧНЫЕ МИКРОФОССИЛИИ *HALYSIS* ИЗ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА
Н. А. Матвеева 140

МИКРОКОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ ПЕРМСКИХ УГЛЕЙ ВОРКУТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
Т. Д. Мишина, О. С. Котик 146

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА СОРТОВ МЕДНЫХ РУД ВОЛКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)
А. И. Морохин 149

ХАРАКТЕРИСТИКА НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕСПУБЛИКИ КОМИ, ПОДГОТОВЛЕННЫХ ДЛЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ
Р. В. Мосин 153

ДИНАМИКА СТРУКТУРЫ НАЧАЛЬНЫХ СУММАРНЫХ РЕСУРСОВ НЕФТИ (ИЗВЛЕКАЕМЫХ) В РЕСПУБЛИКЕ КОМИ С 01.01.2008 ПО 01.01.2018
А. Н. Марченко, Р. В. Мосин 156

ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЯРЕГСКОЙ ТОЛЩИ ДЖЬЕРСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОГО ТИМАНА, ГЕНЕЗИС И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
А. С. Мяндин, О. В. Удоратина, Б. А. Макеев 159

СИНТЕЗ И АТТЕСТАЦИЯ НАНОРАЗМЕРНЫХ ПИРОХЛОРОВ $Bi_{1.5}M_xTi_2O_{7-\delta}$ (M = Sc, In)
М. С. Напалков, А. Г. Краснов, М. И. Власов, И. В. Пийр 163

МЕЖФОРМАЦИОННЫЙ КОНТАКТ РИФЕЙСКИХ И ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОЛУОСТРОВА КАНИН
М. П. Павлова, Д. В. Зархидзе, Л. И. Богатырев, А. Е. Цыбульская 166

ФАЗОВЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СТРОНЦИЕВОГО СИТИНАКИТА ПРИ ТЕМПЕРАТУРНОМ ВОЗДЕЙСТВИИ
И. А. Перовский, Н. Ю. Яничева 172
NEXAFS-ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОКСИАПАТИТА И МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ РЫБ
О. В. Петрова, А. Е. Мингалева 178
ФИЛОМОРФОГЕНИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ТУРНЕЙСКИХ КОНОДОНТОВ РОДА *POLYGNATHUS*
А. Н. Плотицын, А. В. Журавлев 182
КОНИАТОЛИТЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЛУДЛОВСКОЙ ЗАРИФОВОЙ ЛАГУНЫ (Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)
Е. С. Пономаренко 188
ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОТХОДОВ ПЕРЕРАБОТКИ БОКСИТОВ — КРАСНЫХ ШЛАМОВ
И. Н. Размыслов, Д. А. Шушков 191
ПРОГРАММА ПОИСКОВЫХ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА ПИЛЬЕГОРСКОЙ СТРУКТУРЕ
Д. Д. Русских 195
ДРЕВЕСНЫЕ РАСТЕНИЯ КАК ОСНОВА ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ НАЗЕМНЫХ СООБЩЕСТВ НА СЕВЕРНОМ ТИМАНЕ
А. П. Сивкова, С. М. Снигиревский, П. А. Безносов, М. А. Павлова 197
БИОСТРАТИГРАФИЯ ФРАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО КОНОДОНТАМ
М. А. Соболева 202
МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВИДА OZARKODINA KOZHIMICA MELNIKOV (CONODONTA) ИЗ ВЕНЛОКА Р. ПАДИМЕЙТЫВИС
Л. В. Соколова 212
ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЛАВОПЕЩЕРНЫХ МИНЕРАЛИЗАЦИЙ, ОБРАЗОВАВШИХСЯ В ХОДЕ ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 2012—2013 гг.
К. В. Тарасов, М. А. Назарова 215
ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВАЛА ГАМБУРЦЕВА (ВАРАНДЕЙ-АДЗЬВИНСКАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНА)
И. Л. Ульныров 219

ОСОБЕННОСТИ ПОЛИФАЗНЫХ АПОУГОЛЬНЫХ ВЕЩЕСТВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ
В. В. Уляшев 222
УГЛЕРОД ВОДОРАСТВОРИМЫХ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ ПОЧВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА
Н. В. Уляшев, В. В. Старцев 226
О НАХОДКЕ СТРОМАТОЛИТОВ В ПЕРМСКОМ КОРАЛЛОВОМ МАССИВЕ ТРАТАУ
Т. Р. Халимов 230
СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА МЕЗЕНСКОЙ МОРФОСТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА
А. Л. Харитонов 234
ООЛИТОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ В ОТЛОЖЕНИЯХ МИХАЙЛОВСКОГО ГОРИЗОНТА В БАССЕЙНЕ Р. УНЬИ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)
А. Н. Шадрин 240
НОВЫЕ ПУНКТЫ МОЛИБДЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ПАЙ-ХОЕ
Р. И. Шайбеков, А. С. Шуйский 243
БОКСИТЫ СРЕДНЕГО ТИМАНА: ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
П. С. Шевнин, А. В. Белоруков 247
ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ГАББРО ГЭРДВОЖСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН)
А. М. Шмакова, Д. А. Варламов, А. О. Старцев 251
ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГУБКОВО-МИКРОБНЫХ СООБЩЕСТВ В СТРУКТУРЕ ВЕРХНЕОРДОВИКСКОГО РИФА БОЛЬШАЯ КОСЬЮ (Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)
Л. А. Шмелёва 254
ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НОДЭЯГИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)
А. С. Шуйский 258
ИЗУЧЕНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ МЕДНО-ПРОФИРОВЫХ РУД МИСХАНО-ЗАНГЕЗУРСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА
Н. А. Аббасов, Р. Е. Рустамова, А. Н. Гусеинова 265

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ 271
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 272

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

Материалы 27-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Компьютерный набор. Подписано в печать 20.11.2018
Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная. Печать РИЗО

Тираж 120 Усл. печ. л. 17.6 Заказ 1089

Издательско-информационный отдел
Институт геологии Коми научного центра УрО РАН
167982, ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54
geoprint@geo.komisc.ru