

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

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

Материалы 19-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

8—9 декабря 2010 г.

Сыктывкар


2010

УДК 5±549 (470.1)

Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2010. 232 с.

В сборнике представлены материалы 19-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Обсуждаются вопросы общей геологии, геологии нефти и газа, стратиграфии, палеонтологии, минералогии, кристаллографии, петрологии, технологии минерального сырья, геофизики, экономики природопользования.

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

Оргкомитет конференции

И. Н. Бурцев (председатель), Н. С. Бурдельная (зам. председателя),
Н. Н. Носкова (секретарь), Р. И. Шайбеков,
Б. А. Макеев, Г. Н. Каблис, А. Ф. Хазов, Д. А. Груздев,
Н. С. Ковальчук, Л. В. Соколова, А. В. Понарядов, О. С. Процько,
А. Н. Шадрин, Е. С. Пономаренко, К. С. Устюгова

МОДИФИКАЦИЯ БЕЗОБЖИГОВЫХ МАТЕРИАЛОВ И ИЗДЕЛИЙ ИЗ ГЛИНИСТОГО СЫРЬЯ СТРОИТЕЛЬНОГО НАЗНАЧЕНИЯ В УСЛОВИЯХ ХОЛОДНОГО КЛИМАТА

А. В. Андреева
ИПНГ СО РАН, Якутск
brick305@yandex.ru

Несмотря на широкую номенклатуру выпускаемых стеновых материалов, остается актуальным использование мелкоштучных изделий из местных материалов, в частности, из глинистого сырья, получаемых по энергосберегающим технологиям. Эта проблема особенно важна для Якутии, значительно отдаленного от промышленных центров, что затрудняет обеспечение республики привозными строительными материалами. Актуальность проблемы обостряется постоянным ростом цен на энергетические и транспортные затраты. В связи с этим вопросы изыскания эффективных стеновых материалов и изделий для малоэтажного строительства, отвечающих современным экономическим условиям и эксплуатационным требованиям для Севера, приобретают большое значение [1].

В качестве добавок в работе предлагается использовать отходы деревообработки и модифицирующую минеральную добавку «Ремстрим-100». В качестве исходного сырья для производства строительных материалов были выбраны глина месторождения Ой-Бесс Республики Саха (Якутия), механические отходы переработки древесины хвойных пород (опилки) и сухая бетонная смесь с полимерной фиброй «Ремстрим-100».

Для проведения исследований были изготовлены цилиндрические образцы диаметром 54 мм на технологическом оборудовании, разработанном в Институте неметаллических материалов СО РАН [2]. Продолжительность сушки — 28 суток.

Исследования заключались в исследовании свойств композитов при использовании комплекса добавок для выбора оптимального состава с наилучшим показателем по прочности при исходной влажности от 8 до 12 масс. %. Исследованиям были подвержены образцы следующего состава: опилки — от 5 до 15 масс. %, цемент — 3, 5, 7, 10, 15, 20, 30 масс. %. Анализ полученных результатов показывает, что при увеличении исходной влажности предел прочности при сжатии образцов всех составов повышается. При увеличении органической добавки — опилок — наблюдается уменьшение показателей пределов прочности при сжатии образцов. Установлено, что предел прочности при сжатии

при формовочной влажности 12 масс. % образцов увеличивается по мере снижения органической добавки в среднем на 23.6—56.8 %.

Результаты исследований показали, что прочность при сжатии образцов всех рецептур увеличивается в среднем на 35—45 % по сравнению с прочностью немодифицированных глиноопилочных образцов и соответствует рекомендуемым нормам для малоэтажного строительства.

Проведение исследований безобжиговых материалов из глинистого сырья по существующему стандарту ГОСТ 7025-91 не представлялось возможным из-за растворения и размягчения образцов при выдержке их в воде. Поэтому, определение влагопоглощения, скорости сорбции воды оценивали при выдержке образцов в среде с относительной влажностью воздуха 98 %. Увлажнение проводили в эксикаторах над насыщенным раствором соли $\text{CuSO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Для определения морозостойкости материала был использован оригинальный метод, позволяющий в короткие сроки получить оценку морозостойкости материала. Физической основой метода является наличие корреляционной зависимости между изменением поврежденности, пористости материала и его сорбционной емкости или скорости влагопоглощения. Степень морозостойкости материала определяли по соотношению двух величин: степени морозостойкости и скорости влагопоглощения образца после промораживания его в увлажненном состоянии и последующей сушки. Для испытаний были изготовлены цилиндрические образцы полусухого прессования диаметром 53 мм и высотой 50 мм следующего состава: отходы древесины — 5 масс. %, цемента — 3 масс. %, формовочная влажность — 12 масс. %. Давление прессования составляло 10 МПа. Время естественной сушки — 28 суток.

Определяли кинетическую кривую десорбции исходных образцов до момента влагопоглощения — 1 цикл. Анализ показывает, что основное количество влаги удаляется в первые пять суток, при этом влажность снижается почти на 39 %. Далее высушенные образцы подвергались увлажнению. Увлажнение проводили в эксикаторах над насыщенным раствором соли $\text{CuSO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Анализ полученных экспериментальных данных показал, что величина влагопоглощения увеличивается линейно с увеличением времени и достигает равновесного значения по истечении 77 суток. Скорость сорбции максимальна в течение первых 7 суток, при этом величина влагопоглощения увеличивается в 2.5 раза. Далее влагонасыщенные образцы промораживали в климатической камере при температуре -60°C в течение 4 часов, после чего снимали кривую десорбции образцов. Анализ проведенных экспериментальных данных показал, что образцы, замороженные в увлажненном состоянии достигают постоянного веса по истечении 3х

недель. Наибольшая скорость десорбции наблюдается в первые 7 суток. Наличие прямого участка на кривой говорит о линейном падении влажности. При дальнейшей сушке силы, удерживающие влагу на поверхности частиц возрастают, что служит причиной постепенного уменьшения подвижности влаги и замедления процесса сушки. Затем образцы вновь насыщали влагой (2 цикл). Сопоставляя, первоначальные скорости влагонасыщения исходных образцов $W_{исх}$ и образцов, подвергшихся воздействию низкой температуры $W_{вт}$ определяли показатель Q . В случае если $W_{вт} \gg W_{исх}$ материал признается морозостойким. Анализ результатов проведенных исследований показал, что скорость влагопоглощения и максимальное равновесное влагопоглощение совпадают для двух кривых исходного и замороженного образцов обоих составов. Совпадение кинетических кривых свидетельствует об отсутствии разрушения материалов.

На основе проделанной работы составлена технологическая схема, которая состоит из этапов сушки, измельчения, просеивания, выхода готовой продукции

Проведенные экспериментальные исследования позволяют сделать следующие выводы: разработаны оптимальный состав и технологические режимы для производства мелкоштучных строительных материалов для малоэтажного строительства: глина — 80 масс. %, опилки — 5 масс. %, цемент — 3 масс. %, формовочная влажность — 12 масс. %, оптимальное усилие прессования — 10 МПа; разработана ресурсо- и энергосберегающая технология переработки отходов древесины, позволяющая получать композиционные стеновые материалы для малоэтажного строительства с высоким комплексом свойств и частично решить проблему утилизации отходов древесины.

Литература

1. *Андреева А. В.* Глиносырцовые строительные материалы с применением отходов деревообработки и полимербетонных смесей // Композиционные материалы в промышленности. Трубопроводы из полимерных композиционных материалов: изготовление, проектирование, строительство, эксплуатация: Материалы 28 международной конференции и семинара 26—30 мая 2008 г., Ялта-Киев: УИЦ «НАУКА. ТЕХНИКА. ТЕХНОЛОГИЯ», 2008. С. 545—547.
2. *Попов С. Н., Степанов И. И., Черский И. Н.* Оборудование для полусухого прессования мелкоштучных строительных материалов // Неметаллические материалы и конструкции для условий Севера. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996. С. 81—87.

ОСОБЕННОСТИ КРУПНОКРИСТАЛЛИЧЕСКОГО АПАТИТА ИЗ ПОРОД ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

И. С. Астахова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

astakhova@geo.komisc.ru

Для структурирования данных в базе минералов геологического музея им. А. А. Чернова исследованы образцы крупнокристаллического апатита из пород различных генетических типов.

Наибольшая часть коллекции представлена образцами из хрусталеносных жил Приполярного Урала с месторождений Пуйвинское, Додо, Хусь-Ойка. Это сравнительно широко распространённый минерал как в хрусталеносных гнёздах, так и в окологнездовых метасоматитах. Характерной особенностью апатита из жил является пинакоидально-пластинчатый облик кристаллов, размер которых достигает 3—5 см.

Апатит отмечен в гранитных пегматитах в юго-восточной части п-ва Канин в районе мыса Микулкин. Пегматиты залегают среди осадочно-метаморфических пород микулинской серии раннего протерозоя. Метаморфиты представлены гранат-кварц-биотитовыми кристаллическими сланцами, которые переслаиваются с гранат-кварц-биотитовыми кварцитами. Мощность тел достигает от 0.1 до 3 м. Центральная часть пегматитов сложена гранат-мусковит-кварц-полевошпатовым составом, а в зальбандах обогащена мусковитом, гранатом, апатитом и турмалином. Апатит слагает короткопризматические кристаллы салатно-зеленого или изумрудно-зеленого цвета размером 2—2.5 см [3].

В амфиболитах ханмейхойской формации на Полярном Урале апатит встречается в виде крупных удлиненных кристаллов серо-белого цвета размером от 0.7 до 7 см. Формация преимущественно сложена разнообразными амфиболитами и гнейсами. Основными породообразующими минералами амфиболитов являются плагиоклаз, роговая обманка, гранат, мусковит. Ее образование связано с амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациями первично осадочно-вулканогенных пород [4].

По результатам рентгеноструктурного анализа все исследованные апатиты относятся к наиболее распространенному в природе представителю этой группы — фторапатиту. Данный минерал относится к пространственной группе $R\bar{6}_3/m$ с различными вариациями параметров элементарной решетки (a — от 9.36 до 9.39 Е, c — от 6.87 до 6.89 Е).

В эндогенных процессах минералом-концентратором летучих компонентов, главным образом F и Cl, чаще всего является апатит. Осно-

вываясь на материалы Т. Я. Гуляевой и Е. С. Шагаловой, прослежена вариация параметров элементарной ячейки в зависимости от содержания F и Cl [2]. Только в образце апатита из амфиболитов Полярного Урала графически установлено содержание Cl (в пределах 0.05 масс. %), однако на данном уровне исследований эти результаты не подтверждены. Линейное снижение содержания F прослежено от апатита из хрусталеносных жил к амфиболитам. В этой же работе представлена формула по определению концентрации F по которой были проведены подсчеты. Расчетные и графические результаты исследования подтвердили отнесение данного минерала к фторапатиту с содержанием F от 3.17 до 4.82 % с наибольшей концентрацией в образцах из хрусталеносных жил и пегматитов.

Увеличение параметров элементарной ячейки от стехиометрических значений связывают с присутствием изоморфных примесей в структуре апатита. Следы примесей Si, Fe, Al, Ti, Cu и Zr считаются не изоморфными, а рассматриваются как посторонние, в то время как Mn, Mg, Sr, Ba и Pb являются наиболее информативными микроэлементами. В образцах фторапатита из пегматитов п-ва Канин обнаружено наиболее высокие концентрации Pb^{2+} (0.08—0.09 %). Вхождение данного элемента объясняет увеличение параметров элементарной ячейки. В этих же образцах установлено высокое содержание Cr^{3+} (предположительно с данным элементом связана ярко-зеленая окраска), и Mn^{2+} , концентрация которых больше в 1.3—1.5 раз, чем результаты других образцов. Концентрация Ba^{2+} в апатите из хрусталеносных жил Приполярного Урала достигает наибольшего значения (до 0.1 %) и наименьшего содержания Sr^{2+} . В образцах распределение легких лантаноидов не прослежено, однако концентрация Y, Yb достаточно высоко фиксируется в апатите из пегматитов (0.02—0.025 %).

Микрокомпоненты влияют не только на параметры ячейки, но и на люминесцентные свойства апатита. Все образцы апатита были подвергнуты ультрафиолетовому облучению длиной волны 253.7 нм. Яркое желтое свечение было установлено в образцах апатита из пегматитов, что согласуется с высокими содержаниями Mn^{2+} . Такой характер свечения может указывать на генетическую связь с североканинским гранитным комплексом. У апатита из хрусталеносных тел наблюдалось слабое сиреневое свечение. По представлению А. М. Портнова и Б. С. Горобца [1] это характерно для глубинных апатитов формировавшихся в условиях повышенной основности-щелочности среды и указывает на их генетическую связь с подкоровым магматизмом.

Литература

1. *Горобец Б. С., Портнов А. М.* Люминисценция апатита из различных типов горных пород // Доклады АН СССР. 1969. Т. 184. №1. С. 199—202.

2. Гуляева Т. Я., Шагалов Е. С. Экспрессный рентгено-графический метод определения F и Cl во фторапатитах // Ежегодник-2001. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. С. 309—311.

3. Костюхин М. Н., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л: Наука, 1987. 232 с.

4. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

ИЛЬМЕНИТ ПОКЬЮСКОЙ СВИТЫ ВЫМСКОГО ВЫСТУПА ТИМАНА

Л. В. Безинов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

bezinoff@rambler.ru

Метаморфогенный ильменит описанный, впервые в 60-х годах в разных докембрийских складчатых областях России оказался наиболее изученным геологами, работавшие на Тиманском кряже [2—4, 7]. В. А. Калюжный впервые установил на Тимане и по-ве Канин широкое распространение ильменитсодержащих метапелитов, метаморфизованных в разных условиях метаморфизма. При этом ильменит кристаллизуется в условиях зеленосланцевой фации при появлении биотита. Практически одновременно появились публикации с описанием кристаллизации ильменита именно в условиях биотит-хлоритовой субфации регионально метаморфизма в метапелитах в докембрийских комплексах Таймырского пояса [5]. Помимо ильменита в докембрийских толщах Тимана широкое развитие имеет и лейкоксен. Условия происхождения данного титанового агрегата трактуются по-разному, хотя, при этом, всеми исследователями признается его метаморфогенный генезис. В одном случае предполагается, что он развивается в условиях диафтореза как вторичный агрегат титанистых минералов по ильмениту [3, 7], а в другом — за счет прогрессивного метаморфизма, когда образование первичного лейкоксена происходило еще на стадии диа- и катагенеза и заканчивалось на низших стадиях регионального метаморфизма до появления биотита [1, 4, 5]. Таким образом, последовательность формирования титановых минералов в зависимости от нарастающей степени метаморфизма выглядит таким образом: первично образованный анатаз-рутиловый лейкоксен — ильменит — рутил. При диафторезе ильменит замещается лейкоксеновым агрегатом.

Нами были изучены ильменитсодержащие парасланцы покьюской свиты Вымского выступа, представляющего собой выведенную на поверхность по надвигу (Центрально-Тиманскому глубинному разлому) пластину, сложенную породами верхнедокембрийского комплекса тиманид — быстринской и вымской серии [6]. Покьюская свита входит в вымскую серию, обнажения которой представляют собой скальные выходы в правом борту реки Покью высотой до 15—20 м. Толща покьюской свиты сложена светло серыми кварцито-песчаниками, серо-зелеными глинистыми, алевропелитовыми и алевритовыми сланцами. Нередко наблюдается ритмичное (флишеподобное) переслаивание этих пород (рис. 1). Сланцы подверглись тектоническим деформациям, выраженным в развальцевании метаалевролитовых прослоев, с образованием вытянутых линзовидных обособлений или много-

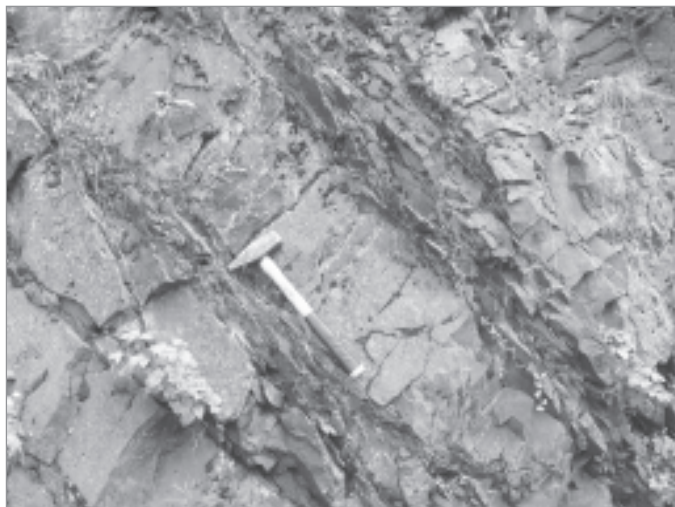


Рис. 1. Ритмичное переслаивание кварцитопесчаников и алевропелитов покьюской свиты (PR₂pk), р. Покью

численных трещин отрыва. Более маломощные слойки, сложенные данными породами, будинируются.

На макроуровне ильменит диагностируется только в черных сланцах в виде мелких пластинок диаметром до 0.2 мм темно-серого цвета с хорошо выраженным полуметаллическим блеском. При изучении шлифов, оказалось, что в породах присутствует и лейкоксен. Причем титаносодержащие минералы и их агрегаты присутствуют во всех разновидностях пород, с разницей лишь в их количестве. Как отмечалось и ранее исследователями, чем больше кластического материала, тем меньше данного минерала (рис. 2). Кристаллизация ильменита в данном участке правомерна, так как в сланцах диагностируется биотит. Ильменит имеет разный габитус. Порой он кристаллизуется в виде плоских пластинок, но нередко дает и уплощенные призматические кристаллы. Тем не менее, данный минерал в изучаемом разрезе встречается реже, чем лейкоксеновые пластинки или стяжения. Поэтому при изучении лейкоксеновых агрегатов невольно встает вопрос о его происхождении: кристаллизующийся ли он до появления ильменита, или является вторичным, образующимся за счет диафореза. Самые крупные пластинки лейкоксена имеют в диаметре 0.6 мм и с толщиной 0.2 мм, тогда как ильменит не достигает и 0.2 мм (рис. 3). В лейкоксеновом агрегате, как правило, отмечается большое количество пойкилитовых включений кварца (до 40 %), меньше встречается серицит. Надо отметить, что ильменит практически не содержит включений и лейкоксен развивающийся по нему отличается этой же осо-

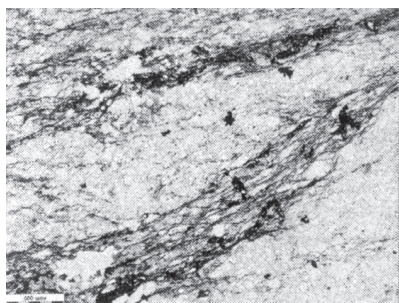


Рис. 2. Кристаллизация ильменита в глинистых прослоях

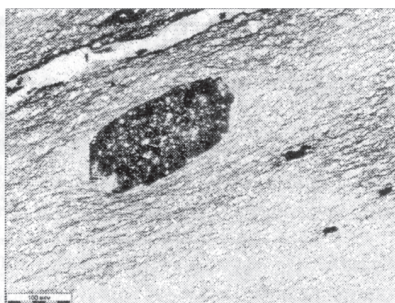


Рис. 3. Пойкилобласт лейкокксена и пластинки ильменита

бенностью. Лейкоксеновый агрегат замещает ильменит по понижающим трещинам, до образования полных псевдоморфоз. В этом случае диаметр лейкокксена относительно небольшой, и он не отличается обилием включений кварца. Таким образом, в сланцах на р. Похью кристаллизуется ильменит, и две генерации лейкокксена. При этом нет никакой закономерности в распределении ильменита, первичного лейкокксена и его псевдоморфоз по ильмениту. Это связано, скорее всего, с зонами тектонических смещений, которые могут провоцировать локальное повышение Р-Т условий, а значит кристаллизацию ильменита и биотита, а с другой стороны развитие в непосредственной близости диафорических низкотемпературных процессов.

Ильменит, подвергшийся лейкоксенизации, проанализирован на элементы примеси. Для этого были отобраны пластинки черного цвета с типичным блеском и наименее затронутые вторичными изменениями (рис. 4). Спектр распределения редкоземельных элементов характеризуется наличием европиевой аномалии и тенденцией накопления тяжелых РЗЭ (рис. 5). Скорее всего, положительная аномалия европия в минерале указывает на присутствие сфена в лейкокксене. В спектре распределения данных элементов в чистом ильмените из сланцев бобровской свиты отмечается отрицательная европиевая аномалия, но накопление тяжелых РЗЭ также имеет место. В минерале обнаруживаются повышенные содержания Nb – 296.5, Ta – 33.9 и Th – 15.8 г/т.

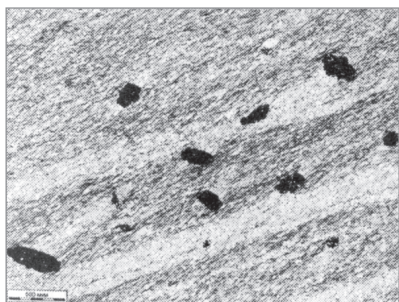


Рис. 4. Характер развития лейкоксенизированного ильменита

та с типичным блеском и наименее затронутые вторичными изменениями (рис. 4). Спектр распределения редкоземельных элементов характеризуется наличием европиевой аномалии и тенденцией накопления тяжелых РЗЭ (рис. 5). Скорее всего, положительная аномалия европия в минерале указывает на присутствие сфена в лейкокксене. В спектре распределения данных элементов в чистом ильмените из сланцев бобровской свиты отмечается отрицательная европиевая аномалия, но накопление тяжелых РЗЭ также имеет место. В минерале обнаруживаются повышенные содержания Nb – 296.5, Ta – 33.9 и Th – 15.8 г/т.

аномалия, но накопление тяжелых РЗЭ также имеет место. В минерале обнаруживаются повышенные содержания Nb – 296.5, Ta – 33.9 и Th – 15.8 г/т.

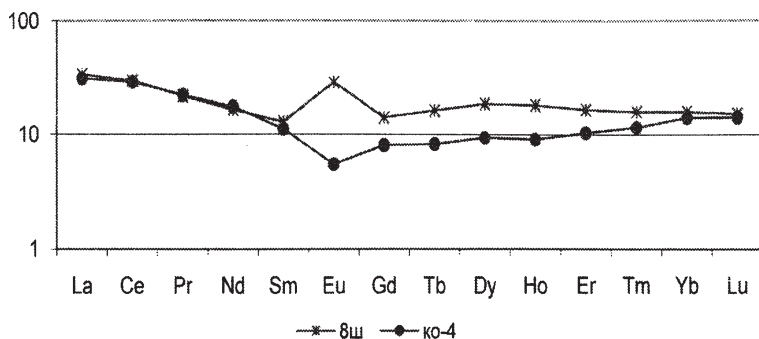


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ в ильменитах (нормированно к хондриту).
Образец 8ш отобран с покьюской свиты, ко-4 — бобровской свиты

Литература

1. Ефимов И. А. Генетическая классификация месторождений титана (в древних метаморфических толщах // Очерки по металлогении осадочных пород. М: Изд-во АН СССР, 1961. С. 105—118.
2. Игнатъев В. Д., Бурцев И. Н. Лейкоксен Тимана. СПб: Наука, 1997. 213 с.
3. Калужный В. А. Геология новых россыпеобразующих метаморфических формаций. М.: Наука, 1982. 261 с.
4. Кочетков О. С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Каннина. Л.: Наука, 1967. 119 с.
5. Махлаев Л. В., Коробова Н. И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярское книжное издательство, 1972. 130 с. (Труды СНИИГГИМС, вып. 123)
6. Оловянишников В. Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург, 1998. 162с.
7. Швецова И. В. Минералогия лейкоксена Ярегского месторождения Л.: Наука, 1975. 125 с.

ГЕОХИМИЯ ЮРСКИХ СЛАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. АЙЮВЫ (РОССИЯ)

Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев, С. В. Лыюров

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

burdelnaya@geo.komisc.ru, boushnev@geo.komisc.ru, lsv@geo.komisc.ru

Горючие сланцы на сегодняшний день остаются перспективным топливным, химическим, энергетическим и т.д. сырьем, обеспечивающим, тем не менее, огромный научный интерес. Айювинское месторождение горючих сланцев — объект, расположенный на территории Республики Коми (Россия), изучение которого началось еще в 40-х годах прошлого века, но в дальнейшем было приостановлено. Запасы горючих сланцев с теплотой сгорания свыше 7.0 МДж/кг составляют 550 млн т.

Сланценосные отложения представляют собой переслаивание глин, битуминозных глин и горючих сланцев мощностью до 18 м, возраст которых установлен как средневожжский подъярус вожжского яруса верхней юры (J_3v_2 зона *Dorsoplanites panderi*), что примерно соответствует позднему титону ($J_3t_3^1$). Отложения формировались в мелководно-морских условиях вблизи суши, о чем свидетельствуют многочисленные остатки ископаемой фауны и фрагменты углефицированного растительного детрита. Подстилают сланценосные отложения оксфорд-кемериджские мелководно-морские терригенные образования.

Содержание органического углерода в породе изменяется от 0.14 до 28.9 %, хлороформенного битумоида от 0.04 (глины) до 0.53 % (горючий сланец). Низкие значения битумоидного коэффициента (до 2 %) свидетельствуют о сингенетичности битумоида и низкой степени преобразования ОБ.

Состав органического вещества исследуемых отложений и, соответственно, условия их формирования, близки к ранее изученным одновозрастным горючим сланцам Сысольского и Кашпирского сланценосного районов. Распределение нормальных углеводородов свидетельствует о двойственной природе исходной биоорганики. Доминирующий вклад в состав ОБ привнес морской фитопланктон, о чем говорят повышенные концентрации низкомолекулярных *n*-алканов состава $C_{15} — C_{17}$, соответственно, пики *n*- C_{27} , *n*- C_{29} , *n*- C_{31} — *n*-алканов восков континентальной растительности, составляют вторую моду в распределении нормальных углеводородов. Из соотношения Pr/Ph можно заключить, что накопление органического вещества сланцев протекало в резко восстановительных условиях.

Сравнивая результаты количественного анализа *n*-алканов (мг/г $C_{орг}$), можно отметить, что значения концентраций *n*-УВ находятся в

тех же пределах, что и значения содержания *n*-алканов в ОВ верхнеюрских отложений Сысольского и Кашпирского сланценосных районов. Тем не менее, содержание изопреноидов в айювинских сланцах на порядок выше. При построении зависимости содержания $S_{орг}$ от концентрации *n*-алканов наблюдается плавное снижение суммы нормальных углеводородов при росте органического углерода в породе. Такая же зависимость характерна и для юрских отложений Кимериджской формации и титонских (волжских) отложений Сысольского и Кашпирского сланценосных районов.

Анализ полициклических углеводородов, проведенный методом хромато-масс-спектрометрии, показал присутствие в составе насыщенной фракции битумоидов регулярных стеранов состава $C_{27}-C_{29}$ и гопановых структур преимущественно биоформы ($\beta\beta$ -гопаны) состава $C_{29}-C_{35}$. Среди стерановых углеводородов доминирует $\alpha\alpha\alpha$ -холестан, указывающий на морской генезис ОВ, но содержание $\alpha\alpha\alpha$ -24-этилхолестана, считающегося присущим ОВ наземной растительности, незначительно ниже.

Таким образом, распределение нормальных алканов и полициклических углеводородов в составе органического вещества средневолжских отложений Айювинского сланценосного района указывает на то, что первичные биопродуценты, включающиеся в состав ОВ рассмотренных осадочных пород, не отличались разнообразным составом. Основными биопродуцентами органического вещества осадочных отложений явились планктонные водоросли. Наблюдаемые количественные отличия во вкладе различных групп *n*-алканов (низко- и высокомолекулярных *n*-УВ) и $\alpha\alpha\alpha$ -стеранов (соотношение $C_{27}:C_{28}:C_{29}$) характеризуют различный вклад источников терригенного сноса в состав ОВ.

ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРЫ КЕРОГЕНА ПОСЛЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

burdelnaya@geo.komisc.ru, boushnev@geo.komisc.ru

Природный катагенез является длительным процессом, протекающим в геологическом масштабе времени и, поэтому недоступным для непосредственного наблюдения, что сильно затрудняет исследование этого процесса. Основным фактором катагенеза ОВ считается температура и незначительная роль отводится давлению, особенно на ранних этапах. В лабораторных условиях при поэтапном росте температуры можно смоделировать процесс искусственного созревания ОВ и проследить за изменениями в структуре самого керогена. При этом используются температуры значительно превышающие наблюдаемые в реальных осадочных бассейнах, так как это требуется для ускорения процесса. Отсюда и ограничения применимости данного метода исследований, которые необходимо учитывать при интерпретации результатов.

Для проведения водного пиролиза нами были выбраны образцы осадочных пород, характеризующихся различным типом ОВ. Литологическая характеристика и основные геохимические данные образцов представлены в таблице. Кусочки породы (по 25 г) помещались в автоклав объемом 78 мл, и добавляли 20 мл дистиллированной воды. Автоклавы помещались в печь и выдерживались при температуре 300 °С в течение суток. Образовавшийся термобитум экстрагировался хлороформом, после чего остаток породы подвергался последовательной обработке соляной и плавиковой кислотой. Выделенный таким образом кероген исследовали на газовом хроматографе “Кристалл-2000М”, снабженной пиролитической приставкой. Пиролиз проводился при температуре 600 °С (15 с). Для разделения использовалась хроматографическая колонка НР-1 (25 м×0.32 мм). Температура термостата колонок программировалась от 10 (выдержка 2 мин) до 300 °С со скоростью 5 °С/мин. Элементный состав керогена определяли до и после водного пиролиза.

Результаты эксперимента показали характерные изменения для всех типов ОВ – это снижение органического углерода в породе, увеличение содержания выделившегося в процессе водного пиролиза битумоида и, соответственно, битумоидного коэффициента ($\beta_{ХБ}$), все типы керогена теряют водород и кислород, что выражается в снижении отношения Н/С и О/С (таблица). Рассматривая атомное отношение Н/С для всех анализируемых образцов до и после термообработки

**Литологическая характеристика и основные геохимические данные исследуемых образцов
до и после водного пиролиза**

Образец	Возраст	Тип керогена	C _{орг} , %		ХБА, %		β _{хб} , %		Н/С		О/С		N/С	
			до	после	до	после	до	после	до	после	до	после	до	после
Диктионемовый сланец	O ₁₋₂	II—III	12.76	12.45	0.21	1.95	1.61	15.66	1.08	1.05	0.125	0.117	0.026	0.025
Кукерсит	O ₂	I	32.16	31.9	0.34	11.48	1.06	35.99	1.45	1.38	0.199	0.099	0.003	0.003
Доманиковский сланец	D ₃ dm	II	24.55	16.98	1.60	6.14	11.20	36.16	1.20	1.01	0.185	0.168	0.031	0.034
Бурый уголь Нечинского м-ния	P ₃	III	60.58	44.57	0.25	0.96	0.41	2.17	0.75	0.64	0.276	0.164	0.014	0.018
Оксфордский углеродистый горизонт РП/ глинистый сланец	J ₃ ox	II	15.29	13.26	0.20	3.40	1.50	25.64	1.23	0.89	0.241	0.084	0.022	0.024
Средневожские ГС РП/ Синегорье	J ₃ v ₂	II	18.32	12.15	0.18	8.20	0.98	67.49	1.35	1.01	0.217	0.190	0.021	0.026
Средневожские ГС РП/ Важью	J ₃ v ₂	II-S	51.4	45.64	0.42	40.42	0.81	88.56	1.71	1.01	0.196	0.089	0.016	0.020

оно остается неизменным и даже в некоторых образцах возрастает после нагрева. Вероятно, происходит перераспределение азота в различных циклических структурах, являющихся наиболее термоустойчивыми. Отличительной особенностью образцов является то, что наблюдаемые изменения этих параметров протекают неравномерно. Так, II и II-S типы керогена характеризуются более резким снижением $S_{\text{орг}}$ и потерей алифатических структур (резко снижается отношение Н/С). Наибольший выход хлороформенного битумоида был получен в волжском сланце с высоким содержанием сероорганических структур в керогене (II-S тип керогена).

Посредством пиролитической газовой хроматографии нами был изучен состав продуктов пиролиза керогена до и после гидротермального эксперимента. Для оценки изменения соотношения алифатических и ароматических структур в керогене был выбран ряд параметров, отражающих эти изменения в ходе водного пиролиза. Расчет отношений 2-метилтиофен/толуол, тиофен/бензол и тиофеновый индекс (отношение 2,3-диметилтиофена к сумме орто-ксилола и н-нонена-1) был произведен по отношению площадей идентифицируемых на хроматограмме пиков. Чем больше данные значения, тем выше содержание тиофена по отношению к ароматическим и алифатическим углеводородным структурам в геополимере, т. е. выше содержание органически связанной серы в его составе. Значения указанных отношений резко уменьшаются в керогене, подвергшегося гидротермальному воздействию. Эти изменения характерны для всех образцов, что свидетельствует о значительной потере сернистых структур относительно алифатических и ароматических УВ из керогена после водного пиролиза.

Согласно данным твердофазной ^{13}C ЯМР спектроскопии значительные изменения в структуре керогена после проведения эксперимента наблюдаются в оксфордском углеродистом образце (II тип керогена) и верхнеюрских образцах (II и II-S типы керогена). Основные изменения связаны с уменьшением сигнала, характерного для метильных и метиленовых групп и возрастанием ароматичности структуры.

В целом, имеющиеся данные подтверждают неравномерное влияние термического воздействия на изменение структуры органического вещества, характеризующегося различным типом керогена.

ТЕХНИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ МИКРОКЛИМАТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА КУНГУРСКОЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЫ

П. Г. Бутырин
ГИ УрО РАН, Пермь
pbg2000@mail.ru

Кунгурская ледяная пещера (КЛП) является памятником природы и хорошо известна, как туристический объект. Являясь карстовой полостью, она способна сохранять температуру ниже 0 °С круглый год. Уникальность ледяного убранства, подземные озера и причудливые гроты привлекают туристов, однако постоянно прибывающий поток туристов нарушает микроклимат пещеры: повышается температура воздуха и массива, как следствие, нарушается устойчивость свода пещеры.

В 2006 г. в пещере была развернута система комплексного мониторинга, обеспечивающая проведение сейсмологических наблюдений за процессами разрушения (обрушениями пород кровли пещеры, актами трещинообразования), а также регулярные замеры климатических параметров (температуры воздуха и воды, относительной влажности воздуха, атмосферного давления) вдоль туристической тропы. Система построена на базе аппаратных и программных решений компании «ISS International Ltd.» (ЮАР).

Сейсмическая часть представлена:

1. 6-ю сейсмоприемниками (рисунок), установленными и зацементированными в кровлю в скважинах диаметром 80 мм на глубину 80—100 см;
2. 2-мя цифровыми модулями регистрации (QS);
3. компьютером сбора данных (CS) с соответствующими программами регистрации.

На рисунке показано распределение эпицентров событий зафиксированных за период 2006—2009 г. Из-за малого количества событий пока рано говорить об их кластеризации и выделении зон, наиболее подверженных разрушению. Однако можно отметить, что наиболее сильное событие (710 Дж) имело место в гроте «Геологов».

До 2010 года климатическая часть системы мониторинга была представлена 12-ю климатическими станциями (рисунок), на 3-х из которых помимо датчиков температуры воздуха (DS1624), относительной влажности воздуха (HIN4000), атмосферного давления (24PCCFA6A), установлены измерители температуры воды (HEL777).

Однако, при анализе получаемых результатов были выявлены значительные недостатки как самих датчиков, так и схемотехнических

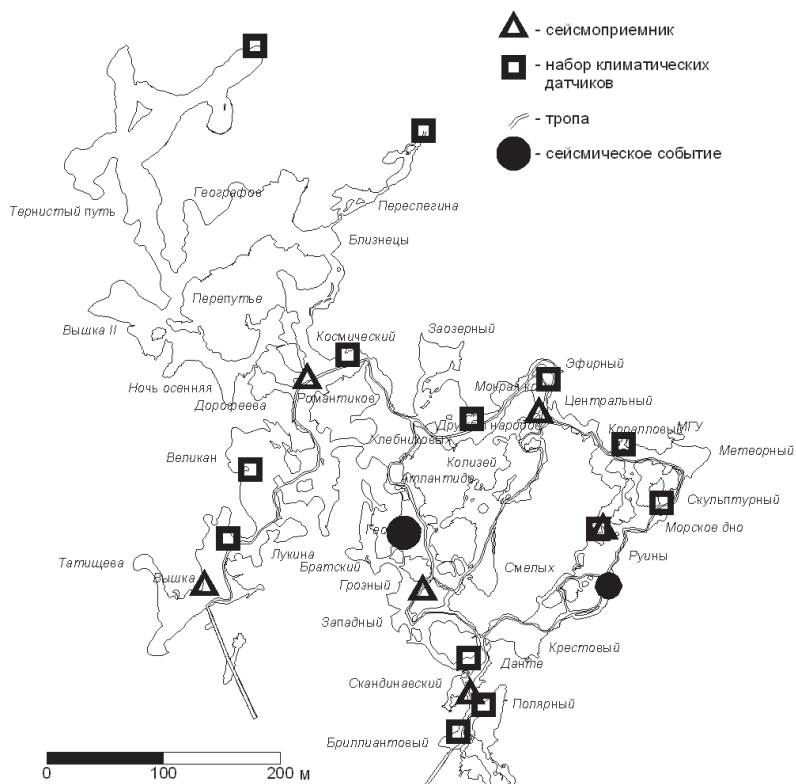


Рис. 1. Конфигурация системы и сейсмические события, произошедшие в КЛП

решений системы сбора. В результате экспериментов и схемотехнического проектирования внесены изменения:

1) в качестве датчика температуры воздуха выбран платиновый термистор РТ-100 DIN с разрешающей способностью 0.05 °C;

2) изменены параметры измерительного моста для подключения термистора;

3) в схему усилителя канала давления воздуха введены дополнительный стабилизатор питающего напряжения и инвертирующий усилитель;

4) датчик влажности помещен в кожух для защиты от света и конденсата;

5) для исключения случайной систематической ошибки при измерении температуры воды цифровым термометром DS1624 введена схема бесперебойного питания термометра;

6) все датчики вынесены от станции кабельными линиями не менее, чем на 3 метра, что исключает влияние нагревающихся элементов климатической станции на измерители;

7) электронные модули станции размещены во влагозащищенном корпусе и соединены с датчиками специальными экранированными кабелями.

Перед установкой все станции прошли калибровку в Центре стандартизации и метрологии Пермского края. Датчики температуры воздуха были откалиброваны в диапазоне от -30°C до $+10^{\circ}\text{C}$, для датчиков давления калибровку проводили в пещере специальным прибором с разрешающей способностью 0.1 мм рт. ст. Датчики влажности поставляются с паспортами калибровки и нуждаются только в поверке.

Особенное внимание со стороны организации, эксплуатирующей пещеру, уделяется показаниям температуры, как основным показателям климатических изменений.

Измерения незначительных вариаций атмосферного давления в масштабе пещеры дают картину распределения воздушных потоков.

Измерение влажности в пещере затруднено тем, что вариации ее происходят на фоне 98—100%, а точность измерений используемыми датчиками в этом диапазоне составляет 1 %.

Данные микроклиматического мониторинга собираются со всех 12-ти станций с интервалом в 5 минут и сохраняются в базе данных. В той же базе хранится вся техническая информация по станциям. Получаемые данные публикуются в сети Интернет в режиме реального времени. Предоставляется возможность ретроспективного анализа данных, представленных в виде таблиц и графиков изменения микроклиматических параметров.

Литература

1. *Butler A. G., van Aswegen G.* Ground velocity relationship based on a large sample of underground measurements in two South African mining regions // Proc. of the 3rd International Symposium on Rockbursts and Seismicity in Mines (ed. P. Young). Rotterdam: Balkema, 1993. P. 41—49.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ ДО И ПОСЛЕ ВОДНОГО ПИРОЛИЗА

И. Д. Власов, О. С. Процько
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
procko@geo.komisc.ru

Петрографические исследования органического вещества до и после водного пиролиза показали некоторые различия пород. Для этого были отобраны образцы, характеризующиеся низкой термической зрелостью — горючий сланец верхнеюрского возраста (р. Важью, Сысольский сланценосный бассейн) и кукерсит среднеордовикского возраста (Эстония, прибалтийский бассейн). Кусочки пород загружались в автоклавы в присутствии воды, помещались в печь и выдерживались при температуре 300 °С в течение 24 часов. Одной из задач исследования было петрографическое изучение пород для выявления произошедших изменений или их отсутствия. Были сделаны петрографические и люминесцентные шлифы из исходной породы и породы после эксперимента.

Петрографическое исследование шлифов исходных пород показало, что исследуемое органическое вещество относится к водорослевому (альгинитовому) типу. ОВ верхнеюрского горючего сланца включает следующие микрокомпоненты: коллоальгинит — 70 %, витринит — 25 %, оставшиеся 5 % — минеральные примеси (кварц, кальцит, глауконит + рудные). Кукерсит представлен равномерным распределением талломов в коллоальгинитовой основной массе (рис. 1), со следующим распределением компонентов: коллоальгинит — 50 %, талломоальгинит — 30 %, оставшиеся 20 % — минеральные примеси (кальцит — 15 %, глауконит — 3 %, рудные — 2 %).

После пиролиза в горючем сланце изменился только цвет коллоальгинитовой массы (с бурокрасного на коричнево-красный) и вещество породы визуально стало более плотным. В кукерсите произошли следующие изменения: перекристаллизация кальцита и пере-

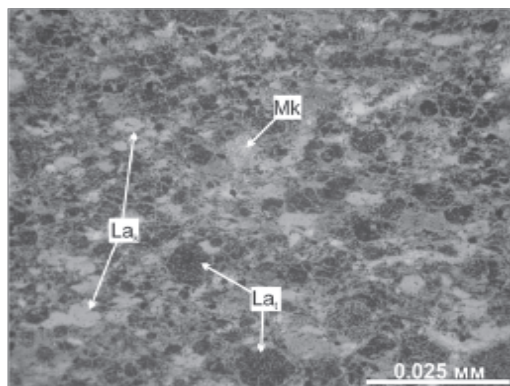


Рис. 1. Кукерсит до проведения пиролиза (La_к — коллоальгинит, La_т — талломоальгинит, Mk — кальцит)

распределение остатков талломоальгинита. Появилось частично слоистое распределение компонентов, включения талломов более вытянутые, и расположены близко друг другу. Порода приобрела более темный цвет и уплотнилась (рис. 2).

Изменения подобного рода можно рассматривать только как косвенные признаки произошедших преобразований, для более достоверного установления об изменении стадии катагенеза необходимо проведение дополнительных исследований (геохимические, пиролитические — Rock-eval, измерение отражательной способности и др.).

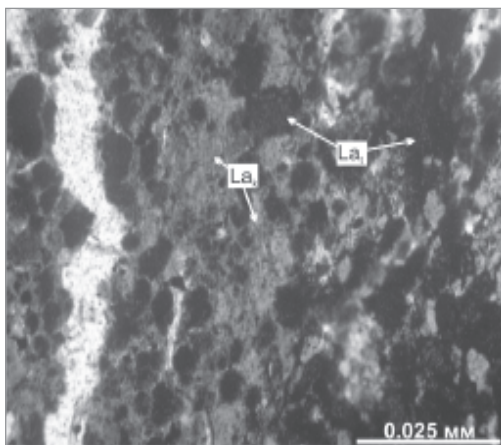


Рис. 2. Кукурсит после проведения пиролиза (La_к — коллоальгинит, La_т — талломоальгинит)

КСЕНОЛИТЫ МЕЗОАРХЕЙСКИХ АДАКИТОВ ИГНОЛЬСКОЙ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПОСТРОЙКИ: ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ

М. А. Гоголев, С. А. Светов

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

mag-333@mail.ru

Изучение глубинных ксенолитов дает чрезвычайно важную информацию о составе и строении континентальной и океанической литосферы, процессах плавления в мантии и взаимодействии корово-мантийной системы. В данном докладе нами представлены результаты изучения архейских ксенолитов из древнейшего на Фенноскандинавском щите, мезоархейского (2.995—3.000 млрд лет) андезитового вулканического комплекса Игнольской структуры, которые могут дать ключ к пониманию строения, состава и условий формирования ранней континентальной литосферы.

Объект исследования, Игнольская палеовулканическая постройка, расположена в южной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карельского кратона, в пределах Хаутаваарской мегаструктуры. В ее строении сохранился фрагмент эруптивного центра с полем прижерловых фаций общей площадью 10 кв. км. U-Pb-возраст центрального андезидацитового некка составляет 2995 ± 20 млн лет [3]. По геохимическому составу (содержание SiO_2 : 54.35—76.75 мас. %, Na_2O : 3.83—4.70 мас. %), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$: 0.3—0.44, MgO : 1.5—4 мас. %, Sr и Ba: около 450 и 500 ppm, соответственно и Y: менее 18 ppm) породы Игнольского палеовулкана относятся к адакитам (Светов, 2003).

В пределах центрального некка Игнольской палеовулканической постройки выделено несколько петрографических разновидностей ксенолитов, которые представлены пироксенитами, габброидами, амфиболитами, эпидозитами, андезибазальтами и трахидацитами. Матрикс ксенолитов — адакитовый материал формирующий весь объем центрального некка (по составу породы отвечают андезидацитам). Нами изучены 15 проб ксенолитов. Среди них выделены: ксенолиты пироксенитов (пробы 3а, 3б, 7а, 9), которые имеют средне-мелкозернистую структуру, темно-зеленый цвет и представлены в виде изометричных обломков размером от 5×7 до 15×20 см. Микроструктура — панидиоморфнозернистая или аллотриоморфнозернистая. Главным пороодообразующим минералом является пироксен, по которому развивается бледно-зеленая роговая обманка, биотит, хлорит и карбонат. Следующий тип — ксенолиты габброидов (пробы 4а, 10, 17, 18) отличаются темно-серым, доходящего до черного, цветом, структура — мелко-среднезернистая, размеры достигают 12×5 см и характеризуется бластоофитовой и лепидогранобластовой микроструктура-

ми. Породообразующие минералы представлены актинолитом, плагиоклазом, биотитом, по которым развивается хлорит и эпидот. Выявлены также ксенолиты амфиболита (пробы 14, 15, 16), которые имеют размер 3×5 см, бластоофитовую или гипидиоморфнозернистую микроструктуру. Минеральный состав: пироксен, амфибол, плагиоклаз, биотит, хлорит, эпидот, кварц, сфен и апатит. Широким распространением также пользуются ксенолиты эпидозитов (пробы 6, 8, 13, 19), которые имеют серовато-зеленый цвет и их размеры достигают 10 см по длинной оси. Микроструктура — серийно-порфировая и гранобластовая в основной массе. Минеральный состав: эпидот, альбит, кварц и хлорит. Вместе с ксенолитами, в процессе изучения, выявлены автолиты андезибазальтов (проба 12) представляющие, скорее всего, более ранние порции лавы. Характеризуются крупнопорфировыми структурами. Вкрапленники представлены сосюритизированным плагиоклазом и амфиболом. Основная масса сложена плагиоклазом, биотитом, хлоритом и эпидотом. Обнаружен единичный ксенолит трахидациита (проба 11) представленный светло-серым обломком размером 25×10 см. Микроструктура — порфировая. Вкрапленники выполнены сосюритизированным плагиоклазом и амфиболом, который замещен хлоритом и биотитом. Основная масса состоит из альбита, эпидота и кварца.

По спектрам распределения РЗЭ ксенолиты можно условно разделить на 3 группы (рис. 1). Первая группа (ксенолиты трахидациитов и андезибазальтов с рудной минерализацией) имеет спектр подобный спектрам распределения РЗЭ для адакитовых составов. Вторая (ксе-

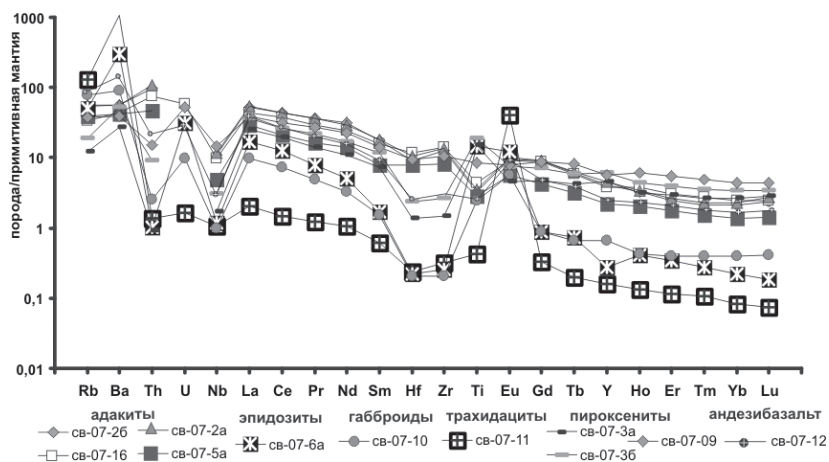


Рис. 1. Распределение редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в матриксе и ксенолитах Игнольского палеовулкана. Нормировано по примитивной мантии [1]

нолиты эпидозитов и габброидов) характеризуется деплиторированным спектром в области тяжелых РЗЭ и отрицательными аномалиями по Nb, Th, Hf и Zr и положительными по Ti и Eu. Третья (пироксениты) имеет близкий спектр распределения РЗЭ к спектру адацитов, но отличается более низкими положительными аномалиями по Ti и Eu.

Корелируя содержания в ксенолитах Игнольского палеовулкана мобильных литофильных элементов (Th и La) с более инертными Zr и Yb (рис. 2), полученные точки находятся в поле, характерном для содержания этих элементов в континентальных ксенолитах.

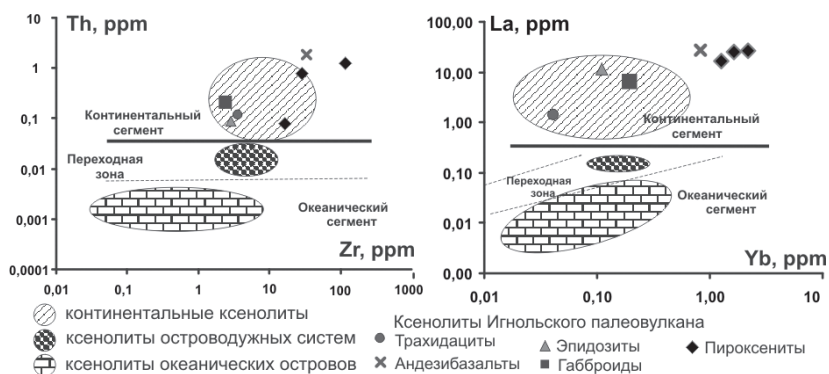


Рис. 2. Расположение фигуративных точек ксенолитов Игнольского палеовулкана на бинарных диаграммах Th-Zr и La-Yb с нанесенными полями континентальных, островодужных и океанических ксенолитов [2]

На данном этапе работы установлено, что по своим геохимическим характеристикам исследуемые ксенолиты относятся к континентальному сегменту литосферы; положительные аномалии по U и отрицательные по Nb, Hf и Zr второй и третьей группы ксенолитов свидетельствует в пользу их островодужного генезиса, а исходя из сходных геохимических характеристик первой группы ксенолитов с адакитами матрикса можно предположить, что они являются продуктом фракционирования или дифференциатами первичных выплавок.

Литература

1. McDonough W. F. The composition of the Earth // Chemical Geology, 1995. Vol. 120. P. 223—253.
2. Балашов Ю. А. Развитие гетерогенности литосферы: геохимическое обоснование // Петрология, 2009. Т. 17, № 1. С. 97—100.
3. Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дисс. ... канд. г.-м. н. 1989. 24 с.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ БИОСТАНЦИЯ, СРЕДНЯЯ ВЫЧЕГДА

Ю. В. Голубева, Т. И. Марченко-Вагапова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

bratushchak@geo.komisc.ru

По данным А. С. Лаврова и Л. М. Потапенко, в долине среднего течения р. Вычегды обширные площади занимает гамская терраса [1, 2; рис. 1]. Нижнюю часть ее разреза составляют аллювиальные старичные отложения с линзами торфа, а верхнюю песчаные отложения водного бассейна, существовавшего в долине р. Вычегды и ее притоков после спуска Озьягского подпрудного приледникового озера. В их работах приводятся следующие радиоуглеродные даты по торфу и древесине из отложений торфяных прослоев в разрезе Нидзь: 10900±1300 лет назад, МГУ-ИОАН-128; 10950±70 лет назад, ЛУ-675; 10740±60 лет назад, ЛУ-576; 10560±90 лет назад, МГУ-ИОАН-90; 10460±120 лет назад, St-3327, и 9380±50 лет назад, ЛУ-679.

Палинологическое исследование разреза Нидзь проводилось Л. Д. Никифоровой; в ее работе разрез называется Верхняя Вычегда [3]. На основе палинологической характеристики и датировок по древесине из торфа (10460±120 лет назад, St-3327; 10560±90 лет назад, МГУ-ИОАН-90) осадки нижней части гамской террасы она отнесла к позднему дриасу. Спектры характеризуются высоким содержанием пыли-

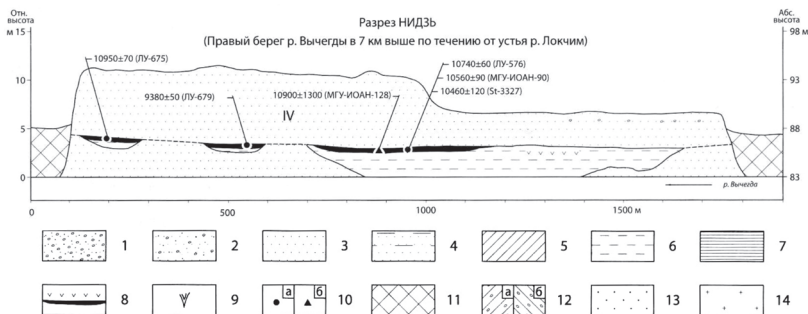


Рис. 1. Строение гамской террасы бассейна р. Вычегды [2].

1 — гравийно-галечный горизонт, заполнитель — песок; 2 — пески с гравием и галькой; 3 — пески; 4 — пески глинистые; 5 — суглинки; 6 — алевролиты; 7 — глины; 8 — прослои и линзы торфа; 9 — псевдоморфозы по ледяным клиньям; 10 — места отбора проб на радиоуглеродный анализ: а — древесина, б — торф; 11 — отложения пойменной террасы (суглинки, торф старичной фации аллювия); 12 — суглинки валунные: а — второго, б — первого среднеледникового оледенения; 13 — юрские пески; 14 — триасовые глины, пески, песчаники, конгломераты. Римскими цифрами (I—IV) указаны номера пачек озерных отложений гамской террасы

цы травянистых растений (до 60 %), среди которых доминируют по- лыни и маревые. Отмечена пыльца эфедры, значительно количество пыльцы кустарниковых берез, ивы и ольховника. В составе спор при- сутствуют холодолюбивые виды *Selaginella selaginoides* и *Lycopodium pungens*. Л. Д. Никифорова сделала вывод о развитии тундровых и ксе- рофитных травянистых группировок с участками березовых и еловых лесов.

С 2008 года в этом районе проводятся комплексные исследова- ния с целью выяснения особенностей адаптации древнего человека к изменяющимся природным условиям в каменном веке. По резуль- татам анализа картографического материала, космических снимков и радиоуглеродным датировкам была составлена геоморфологичес- кая карта (рис. 2), где отражено строение современного русла, пой- мы, представленной шестью разновозрастными генерациями, и I над- пойменной террасы [4]. Авторами настоящей работы палинологичес- ки изучен разрез Биостанция, вскрывающий отложения I надпой- менной террасы.

Разрез Биостанция расположен на правом берегу р. Вычегды в 7 км выше по течению от устья р. Локчим. Здесь вскрыты аллювиальные старичные отложения, подстилающие прослой торфа, описание ко- торого приводится в работах [1—3].

Разрез имеет следующее строение (описание ведется сверху вниз, мощность указана в метрах):

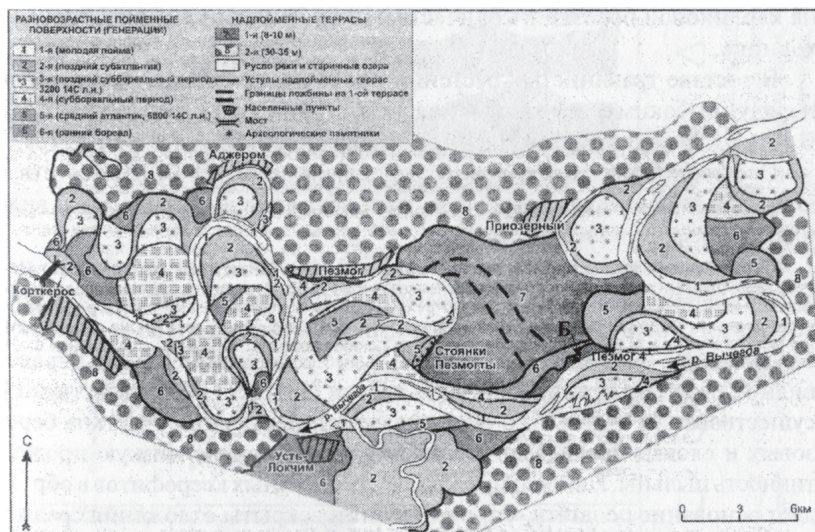


Рис. 2. Геоморфологическая карта ключевого участка средней Вычегды (по [4]). Дополнительно указано местоположение разреза Биостанция (Б)

1. 0.0—0.15. Подзолистый слой.
2. 0.15—6.75. Песок мелкозернистый горизонтальнослоистый бежевого цвета.
3. 6.75—7.9. Глина горизонтальнослоистая темно-серая с сизым оттенком, содержит растительные остатки (веточки и др.) и линзочки песка мелкозернистого серого. В кровле слоя (в интервале 6.75-6.85) отложения железнены.
4. 7.9—9.05. Горизонтальное переслаивание песка тонко-мелкозернистого ожеженного и суглинка алевритистого серого.

Н. Е. Зарецкой получена дата для кровли глинистой толщи этого разреза 11.430 ± 40 лет назад, ГИН-14023 [5].

Из сл. 3 на палинологический анализ было отобрано 11 образцов. Содержание пыльцы и спор и их сохранность различная, наиболее представительными оказались обр. 8-11. Характерно присутствие большого количества растительных остатков, отмечены фунгии, мелкие угольки.

По результатам палинологического анализа выделены две палинозоны (рис. 3).

Б-1 (инт. 7.95—7.55 м, 4 обр.). В общем составе спектров палинозоны распределение между тремя группами растений следующее: древесно-кустарниковая группа — 22—46 %, группа трав — 27—50 %, споры — 15—48 %.

В группе древесных пород доминирует пыльца берез *Betula* sect. *Albae* (34—52 %) и *Betula* sect. *Fruticosae* (24—34 %). Встречается пыльца карликовой березки в количестве 4—14 % и единичные зерна ольховника.

В составе травянистых растений преобладает пыльца разнотравья наряду с высоким содержанием полыней (21—46 %) и маревых (6—14 %). В обр. 8 наблюдается повышенное содержание пыльцы злаков (24 %).

Среди споровых преобладают зеленые мхи (до 80 %). Присутствуют также споры сфагновых мхов, папоротников и арктического вида плаунов *Selaginella selaginoides*.

Состав спектров пыльцевой зоны Б-1 указывает на господство перигляциального ландшафта с полынно-маревыми и злаковыми растительными сообществами и тундровыми группировками из карликовой березки, ивы и ольховника. Значительное содержание пыльцы древесной березы и присутствие пыльцы ели (4—11 %) свидетельствуют о существовании отдельных, очень разреженных лесных участков березовых и еловых лесов. Растительность имела крайне низкую продуктивность пыльцы. Наибольшее количество степных ксерофитов в обр. 11 дает основание полагать, что в основании вскрыты отложения среднего дриаса. Спектры верхней части палинозоны, вероятно, отражают растительность переходного этапа от среднего дриаса к аллереду.

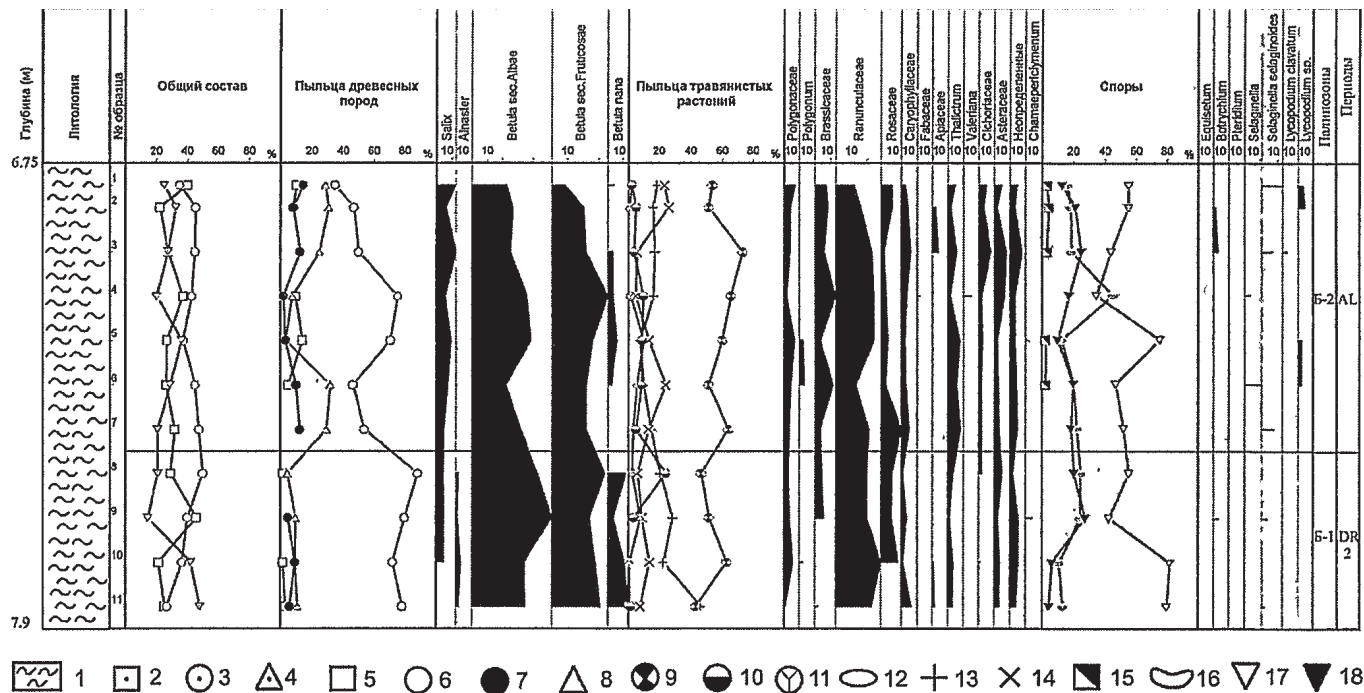


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма по разрезу Биостанция.

1 - глина, 2 - сумма пыльцы древесных пород, 3 - сумма пыльцы травянистых растений, 4 - сумма спор высших споровых растений, 5 - ольха, 6 - береза, 7 - сосна, 8 - ель, 9 - сумма пыльцы разнотравья, 10 - злаки, 11 - вересковые, 12 - осоки, 13 - полины, 14 - маревые, 15 - плауны, 16 - папоротники, 17 - зеленые мхи, 18 - сфагновые мхи

Б-2 (инт. 7.55—6.9 м, 7 обр.). В общем составе спектров палинозоны доминирует пыльца трав (35—47 %). Содержание пыльцы древесных пород варьирует от 22 до 40 %, споры составляют 20—36 %.

В составе древесных пород значительно увеличивается роль пыльцы ели (до 30 %) при сокращении количества пыльцы древовидной и кустарниковой берез. Пыльца ольховника исчезает.

Состав пыльцы трав и спор остается прежним. Отличия касаются появления в группе трав пыльцы цикориевых (до 8 %). Наметила тенденция к увеличению содержания пыльцы разнотравья наряду с уменьшением пыльцы трав ксерофитной группы.

В составе островных лесов увеличилось участие ели. Вероятно, пик пыльцы ели, отраженный на диаграмме, можно соотнести с «нижним максимумом ели» М. И. Нейштадта, характерным для аллереда [6]. Климат стал менее холодным и сухим.

Литература

1. *Потапенко Л. М.* Четвертичные отложения и развитие рельефа бассейнов рек Вычегды и средней Мезени: Автореф. дис. канд. геогр. наук. М., 1975. 24 с.
2. *Лавров А. С., Потапенко Л. М.* Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: «Аэрогеология», 2005. 222 с.
3. *Никифорова Л. Д.* Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке Европейской части СССР: Дис. ... канд. геогр. наук. М., 1979. 154 с.
4. *Зарецкая Н. Е., Чернов А. В., Карманов В. Н. и др.* Опыт реконструкции истории долины Средней Вычегды в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексных исследований // *Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований.* Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. С. 223—226.
5. *Karmanov V. N., Zaretskaya N. E., Panin A. V., Chernov A. V.* Reconstruction of local environments of ancient population in a changeable river valley landscape (the Middle Vychegda River, Northern Russia) // *Geochronometria*, 2011. (в печати).
6. *Нейштадт М. И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 403 с.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ АЛМАЗОПРОЯВЛЕНИЙ НА СРЕДНЕМ И ЮЖНОМ ТИМАНЕ

О. В. Гракова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ovgrakova@geo.komisc.ru

На Среднем Тимане полиминеральная алмазосодержащая палеороссыпь Ичетью входит в состав пижемской свиты среднего девона. Подстилающие породы представлены терригенной толщей малоручейской свиты нижнего девона, а перекрывающие — терригенными породами яранской свиты верхнего девона. Пижемская свита сложена коричневато-серыми кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов и зеленоватых глин. Мощность свиты в пределах россыпного поля Ичетью достигает 30 м. Продуктивный пласт (основание пижемской свиты) залегает на размытой поверхности пород малоручейской свиты с угловым и стратиграфическим несогласиями. Он представлен кварцевыми гравелитами, конгломератами и крупнозернистыми песчаниками серого цвета. Продуктивная мощность этого пласта 0.2—1.0 м, в среднем 0.5 м. Верхняя граница пласта условная, литологически не выражена. Цвет продуктивных отложений серый, коричневато-серый за счет примеси органики и глины.

Отличительной особенностью алмазов Среднего Тимана является наличие средних кристаллов бледно-зеленого цвета и преобладание камней без признаков износа или слабоизмененных. Эти признаки свидетельствуют о древнем их возрасте и небольшом расстоянии сноса от первоисточников. Распределение алмазов в продуктивном пласте весьма сложное, гнездообразное; повышенные концентрации алмазов не всегда совпадают с максимальными содержаниями золота. Наиболее крупные камни были обнаружены на участках переуглублений плотика, в «карманах» и гнездах. В палеороссыпи отмечается золото, связанное с сульфидным оруденением и золото, связанное с кварцевыми гидротермальными жилами [2]. Также помимо основных компонентов: золота и алмазов, палеороссыпь содержит редкометалльные и редкоземельные минералы.

На Южном Тимане алмазопоявление Осень расположено в щебеночном карьере Асыввож в северо-западной части возвышенности Джеджимпарма. Алмазоносные среднедевонские отложения представлены асыввожской свитой. Отложения этой свиты залегают на песчаниках джеджимской свиты верхнего рифея. Перекрывающие их породы представлены глинами, алевролитами, песчаниками и известняками изьяельской свиты верхнего девона.

Асыввожская свита сложена разнозернистыми песчаниками с прослоями и линзами кварцевых гравелитов и глин. Песчаники кварцевые светло-серого, дымчатого, розовато-кремового цветов. Встреча-

ются также прослои коричневато-рыжего и темно-серого (почти черного) песчаника, что связано с ожелезнением и омарганцеванием пород. Присутствуют каолиновые глины бело-серого и черного цвета, в связи с наличием углефицированных остатков растений. Мощность асывовожской свиты варьирует от 16 до 43 м. Отложения свиты разбиты разнонаправленными трещинами. Исследование составов проточных проб показало, что в разрезе асывовожской свиты породообразующие минералы песчаников представлены кварцем, полевым шпатом, альбитом, хлоритом и серицитом.

Взаимоотношение асывовожских отложений с подстилающими толщами трактуется неоднозначно. Одни исследователи полагают, что породы асывовожской свиты залегают с угловым несогласием на сильно выветрелых каолинизированных песчаниках джеджимской свиты, другие считают, что контакт носит тектонический характер. Высказывается также предположение о магматической (флюидизатной) проработке пород в приконтактной зоне [5, 6].

При изучении поверхности зоны контакта нами было установлено, что она неровная с «карманами», выполненными грубыми терригенными осадками, обогащенными углефицированным древесным материалом. В зоне контакта асывовожской и джеджимской свит были выявлены закономерности в изменении содержаний стронция, бария и ванадия, которые указывают на стратиграфический характер контакта и свидетельствуют об образовании среднедевонских отложений в зоне гипергенеза. По абсолютным содержаниям и отношениям Ва/Мп видно, что отложения асывовожской свиты образовывались в условиях мелководного шельфа [3].

На Южном Тимане было выделено несколько мелких алмазов. Кристаллы имеют октаэдрический и кубический габитусы, которые характерны для мелкой фракции алмазов на Тимане и Урале. Отмечается редкая знаковая золотиносность.

Для сравнения акцессорных минералов в породах асывовожской и пижемской свит были выполнены минералогические исследования, включающие описание шлихов под биноклем и микроскопом, определение химического состава отдельных минералов на энергодисперсионном спектрометре. Диагностика минералов проводилась в отдельных случаях рентгеноструктурным методом [1, 4].

Акцессорные минералы пижемской свиты Среднего Тимана включают лейкоксен, циркон, анатаз, брукит, рутил, куларит, малакон, лейкоксеновый ильменит, ильменит, гранат, хромит, моноцит, турмалин, ставролит, ксенотим, колумбит, ильменорутит, пироксен, амфибол, хлорит. Среди акцессорных минералов асывовожской свиты Южного Тимана были выявлены гранат, циркон, рутил, ильменит, танталит, корунд, лейкоксен, анатаз, брукит, монацит, ксенотим, иль-

менорутит, турмалин, ставролит, эпидот, амфибол, пирит, лимонит, глауконит, лазулит, самородная медь. Исследуемые песчаники и гравелиты асывовожской свиты близки к песчаникам и алевролитам пижемской свиты по видовому составу и морфологическим признакам, но заметно отличаются по содержанию аксессуаров.

Древние россыпи на Южном и Среднем Тимане по условиям формирования, дальности переноса индикаторных минералов и способу питания можно отнести к вторичным россыпям, которые были образованы за счет перемыва и переотложения главным образом магматических пород основного (Средний Тиман), ультраосновного и кислого состава (Южный Тиман). Также могли принимать участие и метаморфические образования (Средний Тиман), а также ультраосновные породы с повышенной щелочностью (Южный Тиман).

Учитывая хорошую сохранность аксессуарного рутила, можно предположить, что вмещающие их магматиты не могли находиться на большом удалении [7]. Эти же магматические породы могли быть и первоисточниками алмазов из россыпей Ичетью и Осень.

Литература

1. Гракова О. В. Минералогическая характеристика алмазоносных терригенных отложений асывовожской свиты Южного Тимана. // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 18-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 35—38.
2. Дудар В. А. Формирование палеороссыпи Ичетью и основные направления работ на алмазы по Вольско-Вымской гряде // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 35—36.
3. Кателя (Гракова) О. В. Геологическая позиция и вещественный состав среднедевонских отложений Южного Тимана в связи с проблемой их алмазоносности. Материалы третьей Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2006. С. 110—111.
4. Кателя (Гракова) О. В. Минералы алмазоносных пород пижемской свиты Среднего Тимана. Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар, 2007. № 35. С. 81—88. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. вып. 122).
5. Макеев А. Б., Брянчининова Н. И. Новый взгляд на перспективы алмазоносности Южных районов Республики Коми // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 1998. № 9. С. 7—11.
6. Макеев А. Б., Рыбальченко А. Я., Дудар В. А., Шаметко В. Г. Новые перспективы алмазоносности Тимана // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Т. IV. Сыктывкар, 1999. С. 63—66.
7. Щербаков Э. С., Плякин А. М., Битков П. П. Условия образования среднедевонских алмазоносных отложений Тимана // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 39—40.

ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ И ТЕРМОЛИЗ АСФАЛЬТЕНОВ УСИНСКОЙ НЕФТИ

А. А. Гринько, А. К. Головки

ИХН СО РАН, Томск

grinco@ipc.tsc.ru

В современной нефтедобывающей и нефтеперерабатывающей промышленности установилась тенденция к возрастанию добычи тяжелых нефтей и вовлечению их в переработку. Тяжелые нефти характеризуются высоким содержанием (до 45 %) высокомолекулярных соединений — смол и асфальтенов — и низким — фракций моторных топлив. Поэтому для создания эффективных технологий переработки такого сырья важно знать структуру молекул смол и асфальтенов, количество и природу фрагментов молекул, содержащих гетероатомы, которые играют важную роль в деструкции высокомолекулярных соединений. В настоящее время наиболее распространенным способом изучения строения смол и асфальтенов являются методы фракционирования и термической деструкции [1—4].

Целью настоящего исследования является фракционирование исходных нефтяных асфальтенов и сравнение поведения асфальтенов и их фракций при воздействии различных температур. Объект исследования — тяжелая (плотность 967 кг/м³) высокосернистая (1.98 % мас. серы) нефть Усинского месторождения.

Асфальтены выделялись из нефти по стандартной методике осаждением n-гексаном [4], далее подвергались фракционированию методом дробного осаждения (рис. 1). По мере выделения фракций асфальтенов (рис. 2) уменьшалась их молекулярная масса, доля гетероатомов (кислород, сера, азот).

Термолиз исходных и фракций асфальтенов проводился в закрытых стальных реакторах, выдерживающих давление до 150 атм., в среде аргона в течение одного часа при заданной

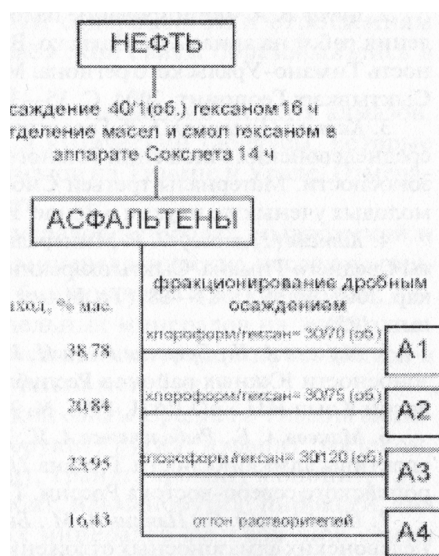


Рис. 1. Схема фракционирования асфальтенов усинской нефти

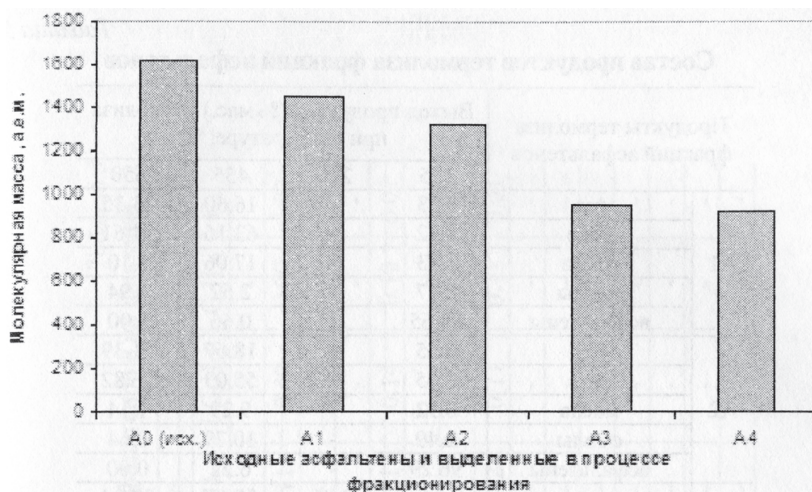


Рис. 2. Изменение молекулярной массы при фракционировании асфальтенов

температуре: 160, 175, 450, 455, 650 °С. Температура термолита соответствовала максимальным скоростям разложения асфальтенов и их фракций, определенных дериватографически. Продукты реакций исследовали методами ГЖХ и ГАХ, определялся вещественный состав [4].

Состав продуктов термолита асфальтенов и их фракций при различных температурах приведен в табл. 1, 2. Как и для исходных асфальтенов, так и для их фракций, для получения углеводородов (масел) оптимальным является интервал температур 450–455 °С, соответствующий максимальной скорости разложения.

Как видно из данных табл. 2 с увеличением молекулярной массы фракций увеличивается доля масел, образующихся при оптимальной для их получения температуре 455 °С и уменьшается доля газообразных продуктов.

Минимальное коксообразование происходит при термолите исходных асфальтенов (по сравнению с их фракциями) при температурах 450 и 650 °С. Как видно из приведенных данных (табл. 1, 2) исходные

Таблица 1

Состав продуктов термолиты исходных асфальтенов

Температура термолиты, °С	Содержание, % мас.				
	масла	смолы	асфальтены	кокс	газ
160	6.88	0.80	90.83	0.06	1.43
450	12.82	1.97	28.33	36.70	20.18
650	1.20	1.40	0.00	39.17	58.23

Таблица 2

Состав продуктов термоллиза фракций асфальтенов

Продукты термоллиза фракций асфальтенов		Выход продуктов (% мас.) термоллиза при температуре, °С			
		175	210	455	650
A1	газ	5.83	-	16.60	23.35
	кокс	0.32	-	63.16	74.61
	масла	1.83	-	17.06	1.10
	смолы	2.37	-	2.52	0.94
	асфальтены	89.65	-	0.66	0.00
A2	газ	0.65	-	18.67	21.39
	кокс	0.05	-	55.03	76.82
	масла	0.52	-	9.29	1.14
	смолы	2.49	-	10.79	0.64
	асфальтены	96.29	-	6.22	0.00
A3	газ	-	8.96	37.00	27.04
	кокс	-	0.15	48.96	71.33
	масла	-	0.70	6.85	0.99
	смолы	-	0.95	1.44	0.64
	асфальтены	-	89.24	5.75	0.00
A4	газ	0.18	-	40.32	31.85
	кокс	0.16	-	48.71	66.80
	масла	2.03	-	3.77	0.83
	смолы	2.88	-	2.92	0.52
	асфальтены	94.75	-	4.28	0.00

асфальтены и более высокомолекулярные фракции (A1, A2) в большей степени подвергаются деструкции с образованием масел при высоких температурах 450, 455 и 650 °С, чем фракции с меньшей молекулярной массой (A3, A4), причем наиболее полная конверсия асфальтенов при 455 °С наблюдается для фракции A1. При 650 °С происходит полная деструкция асфальтенов и их фракций.

В составе газообразных продуктов термоллиза асфальтенов и их фракций (табл. 3) преобладают углеводороды и углекислый газ, также обнаружены следовые количества сероводорода, метил- и этилмеркаптанов. В интервале 160–210 °С глубокой деструкции асфальтенов и их фракций не наблюдается (образуются при термоллизе, в основном, CO₂ и небольшое количество этана), но в процессе термоллиза исходных асфальтенов образуется максимальное для данного интервала температур количество масел (табл. 1–3).

По сравнению с исходными асфальтенами, где при 450 °С в газообразных продуктах термоллиза содержится приблизительно равное количество метана и этана и близкое к их содержанию количество пропана, для фракций асфальтенов наблюдается другая картина — доли

Таблица 3

Состав газовой фазы продуктов термоллиза исходных асфальтенов и их фракций

Температура термоллиза, °C		Содержание, % об.								
		CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	i -C ₄ H ₁₀	C ₄ H ₁₀	i-C ₅ H ₁₂	C ₅ H ₁₂	C ₆₊
A0 (исх.)	160	0.10	-	-	-	-	-	-	-	-
	450	1.35	10.61	11.01	14.31	2.02	5.11	0.49	0.29	3.82
	650	0.13	4.80	0.18	-	-	-	-	-	-
A1	175	0.09	-	-	-	-	-	-	-	-
	455	0.54	6.78	1.41	1.35	0.30	0.51	0.14	0.13	0.01
	650	1.01	9.67	3.74	0.01	-	-	-	-	-
A2	175	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-
	455	0.34	1.19	9.21	4.71	0.40	0.82	0.11	0.11	0.01
	650	0.28	18.45	1.63	0.01	-	-	-	-	-
A3	210	0.07	-	0.03	-	-	-	-	-	-
	455	0.07	1.18	0.01	-	-	-	-	-	-
	650	0.32	6.38	1.59	0.01	-	-	-	-	-
A4	175	0.09	-	-	-	-	-	-	-	-
	455	0.07	0.98	0.07	0.01	-	-	-	-	-
	650	0.28	5.77	2.29	0.09	-	-	-	-	-

этана и метана сильно различаются между собой, но при этом их количества превышают содержание пропана, за исключением газовой фазы термолитиза фракции А2, где содержание пропана превышает содержание метана (в составе газовых фаз термолитиза фракций А3, А4 — количество пропана следовое). Также, при термолитизе исходных асфальтенов в составе газовой фазы образуется больше бутанов, пентанов и гексанов по сравнению с составом газовых фаз термолитиза фракций асфальтенов. При 650 °С как для исходных асфальтенов, так и их фракций в составе газообразных продуктов термолитиза преобладает метан, но есть различие в содержании пропана: при термолитизе исходных асфальтенов он не образуется, в составе газообразных продуктов термолитиза фракций — присутствует.

Литература

1. *Abdel. M. Kharrat*. New Approach for Characterizing Heavy Oils // *Energy and Fuels*. 2007. V. 22. P. 1402—1403.
2. *Andre Hauser, Dawoud Bahzad, Antoni Stanislaus, Montana Behbahani*. Thermogravimetric analysis studies on the thermal stability of asphaltenes: pyrolysis behavior of the heavy oil asphaltenes // *Energy and Fuel*, 2008. Vol. 22. P. 449—454.
3. *Chiaberge S., Gugliemetti, Luciano Montanari et al.* Investigation of Asphaltene Chemical Structural Modification Induced by Thermal Treatments // *Energy and Fuel*, 2009. Vol. 23 (9). P. 4486—4495.
4. Химический состав нефтей Западной Сибири / Бейко О. А., Головки А. К., Горбунова Л. В. и др. Новосибирск: Наука, 1988.

КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ МАНИТАНЫРДСКОГО РАЙОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Д. А. Груздев, И. И. Даныщикова, Д. О. Машин,
И. В. Попов, Д. Н. Шеболкин, К. А. Штейников
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Gruzdev@geo.komisc.ru

Высококачественное кварцевое сырье относится к числу стратегических полезных ископаемых. Пьезооптический кварц, горный хрусталь и жильный кварц используются для получения изделий необходимых для электроники и оптики, наплава специальных видов стекла разного назначения, для синтеза искусственных монокристаллов. В Манитанырском районе Полярного Урала давно известны проявления горного хрусталя и жильного кварца (Киреев и др., 1965). В последние годы интерес к ним возрастает.

Нами выполнены ревизионно-поисковые работы на Лек-Елецком участке Манитанырского района. В ходе экспедиционных исследований пройдены поисково-ревизионные маршруты, выявлено 95 кварцевых жил и их развалов, составлены геологическая документация, фотодокументация, отборано 87 проб жильного кварца, составлены схемы размещения кварцевых жил в пределах Лек-Елецкого участка и входящих в его состав Манита-Шорского, Центрального и Базового кварцевожильных полей.

Манитанырский район представляет собой брахиантиклиналь, ориентированную в северо-восточном направлении. В геологическом строении района принимают участие магматические осадочные, вулканогенно-осадочные и метаморфические породы различного состава и возраста.

Согласно стратиграфической схеме, предложенной Б. Я. Дембовским (1983), на территории Манитанырского района выделяются породы рифея, венда, кембрия и ордовика. Широко развиты рыхлые четвертичные отложения.

Рифейские отложения представлены *бедамельской серией* ($R_{3-4} \text{ bd}$). Это метаморфизованные эффузивы различного состава, их туфы и туфопесчаники, с редкими линзами известняков; хлорит-серицит-кварцевые, филлитовидные и углистые сланцы. В кровле развиты преимущественно кластолавы основного состава и разнообразные лавобрекчии. Выше по разрезу залегают породы *енганзейской свиты*, возраст которой оценивается как позднерифейско-вендский ($R_4 - V_{\text{ен}}$). Это переслаивающиеся глинистые и алевроитовые сланцы, реже песчаники с линзами и прослоями туфопесчаников, известковистых сланцев.

Кембрийские отложения совместно с породами нижнего ордовика объединяются в *манитанырдскую* серию ($\text{Є}_3\text{—O}_1$ mnt). В основном это переслаивающиеся между собой кварцевые конгломераты, кварцитовидные песчаники, алевроитистые и филлитовидные сланцы. В них наблюдаются единичные прослои базальтов и известковистых песчаников (в верхней части разреза).

Породы среднего — верхнего ордовика слагают *щугорскую* серию (O_{2+3} sig), включающую толщи известковистых образований. В нижней части разреза это песчанистые и глинистые известняки, известковистые песчаники. Далее следуют известняки, доломиты, доломитизированные известняки. Вверху разреза присутствуют черные доломиты и доломитизированные известняки. Общая мощность серии — около 400 м.

Из магматических образований на рассматриваемой территории прослеживаются многочисленные дайки преимущественно основного состава — метадолериты, габбро-долериты, относящиеся к леквожскому интрузивному комплексу. Возраст даек оценивается как раннеордовикский. Макроскопически слагающие дайковые тела породы характеризуются темно-серым или зеленоватым цветом, мелкокристаллической структурой, массивной или слабосланцеватой текстурой. Приконтактных изменений на границе даек не отмечается. Локализуясь отдельными группами, дайки трассируют тектонически ослабленные зоны разрывных нарушений, с которыми, в ряде случаев, пространственно связана кварцевая минерализация.

Тектоническое строение района характеризуется проявлением складчатости различных порядков, развитием разрывных нарушений. На древние верхнепротерозойские структуры наложился покровно-надвиговые структуры палеозоя, осложнившиеся неотектоническими движениями.

Следует отметить, что Манитанырдский район отличается интенсивным проявлением гидротермально-метасоматических процессов. Здесь отмечается большое количество кварцевых, кварц-сульфидных жил. На многие кварцевые жилы наложены хрусталеносные гнезда. Западнее Лек-Елецкого участка расположены известные золото-сульфидные проявления: Нияюское и Нияхойское.

Кварцевожилное поле Центральное находится в юго-западной части Лек-Елецкого участка. Контуры поля практически совпадают с границами периклинального замыкания Манитанырдского антиклинория. Основная часть поля сложена породами бедамельской серии нижнего структурного этажа, представленной эффузивными образованиями и осадочно-метаморфическими разностями (эффузивы основного-среднего состава, туфы и туфопесчаники, серицит-хлорит-кварцевые сланцы, углисто-глинистые сланцы и др.). Крупные квар-

цевые жилы в коренном залегании нами не обнаружены. Тем не менее, можно отметить значительные развалы кварцевых жил в северо-западной и в северо-восточной частях поля. Жильный кварц в пределах поля крупно-гигантозернистый молочно-белый. В отдельных жилах к кварцу отмечаются включения тремолит-асбеста (наиболее характерен для хрусталеносных кварцевых жил), мусковита, хлорита, гематита.

Кварцевожильное поле Базовое находится в северо-восточной части Лек-Елецкого участка. Это поле сложено в основном породами бедамельской серии (эффузивы основного состава, туфы, туфопесчаники и др.) и частично — породами энганепэйской свиты (сланцы, песчаники, туфы, туфопесчаники). Базовое поле характеризуется максимальной концентрацией кварцевых жил. В пределах поля Базового установлено наличие довольно крупных кварцевых жил и их развал. Жильный кварц преимущественно крупно-гигантозернистый молочно-белый с включениями хлорита, мусковита, гематита и др.

Манита-Шорское кварцевожильное поле расположено в юго-восточной части Лек-Елецкого участка на водоразделе руч. Маниташор и Ближнего. В геологическом отношении это поле существенно отличается от Базового и Центрального. Основная его площадь сложена породами маниташорской свиты (кварцевые конгломераты, кварцитопесчаники с прослоями сланцев). Имеются небольшие участки с выходами пород энганепэйской свиты. В ходе геологосъемочных работ ранее здесь выделены дайковые тела леквожского интрузивного комплекса (габбро, долериты). Для Маниташорского поля характерны довольно крупные кварцевые жилы, сложенные гигантозернистым молочно-белым кварцем.

Результаты проведенных работ свидетельствуют о широком развитии в пределах Лек-Елецкого участка кварцевых жил разной мощности и ориентировки. Основными факторами, контролирующими размещение кварцевых жил, являются: литолого-стратиграфический, магматический, тектонический. Кварцевожильные поля имеют северо-восточную ориентировку в соответствии с простиранием основных геологических структур, включая крупные разрывные нарушения. Все кварцевые жилы Лек-Елецкого участка являются телами выполнения. Отложение кварца происходило в полостях, образованных разрывными нарушениями. Индивиды жильного кварца зарождались на стенках полостей, постепенно выполняя их полностью. Структура жильного кварца крупно-гигантозернистая. Минеральные включения представлены хлоритом, тремолитом, серицитом, карбонатами, гематитом. Наложение на кварцевые жилы хрусталеносной минерализации приводит к переотложению кварца и других минералов, что снижает качество кварцевого сырья.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК РАЙОНА ОЗ. ТУЛОС, КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН

С. В. Егорова

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

zumlic@mail.ru

Докембрийские рои мафических даек широко распространены на континентах и являются важными источниками информации о главных периодах образования континентальных рифтов и фрагментации суперконтинентов. Они рассматриваются как реликты питающих систем крупных магматических провинций (LIPs), формирование которых может быть связано с подъемом глубинных мантийных плюмов [2], и являются обычными для протерозоя. Данные, полученные в ходе изучения особенностей геохимии и минералогии роев мафических даек, могут стать важным источником информации не только об условиях кристаллизации пород, но и о процессах формирования и последующей эволюции родоначальных магм и, как следствие, информации об эволюции крупных магматических провинций (LIPs) в пространстве и времени. Кроме того, рои даек могут быть использованы в качестве региональных временных маркеров: этому способствуют их обширное площадное распространение, относительно хорошая степень сохранности и наличие в породах минералов-геохронометров.

В восточной части Фенноскандинавского щита в западной части Карельского кратона в районе оз. Тулос установлен рой мафических даек Fe-толеитового состава. В современном эрозионном срезе установлены выходы 10 тел, сложенных преимущественно мелко-среднезернистыми долеритами. Контакты даек с вмещающими архейскими комплексами отчетливо секущие, что позволяет предположить их палеопротерозойский возраст. Среди описываемых тел преобладают дайки северо-западного простираания (290—330°), в меньшей степени развиты субмеридиональные (10°) тела. Мощность тел варьирует в довольно широких пределах, в среднем составляя более 40 м. Преобладают тела простого строения, но при этом в крупных дайках отчетливо проявлена внутрикамерная дифференциация. В целом породы даек Тулосского блока характеризуются хорошей сохранностью и незначительными вторичными изменениями.

Главными породообразующими минералами долеритов Тулосского блока являются основной плагиоклаз (лабродор-андезиновое состава), формирующий в среднем 40—55 % объема породы, и клинопироксен — до 45 % объема породы, представленный преимущественно авгитом. В некоторых телах, в качестве породообразующих устанавливается также ортопироксен, главным образом, гиперстен (до 8 %) и

поздняя магматическая роговая обманка (1—3 %). Различные содержания в породах рудного вещества и второстепенных минералов, представленных кварцем и оливином, а также особенности геологического строения позволили выделить среди даек Тулосского блока, по крайней мере, 3 группы пород:

а. оливинсодержащие долериты (содержание оливина до 4 %, рудного вещества порядка 1 %);

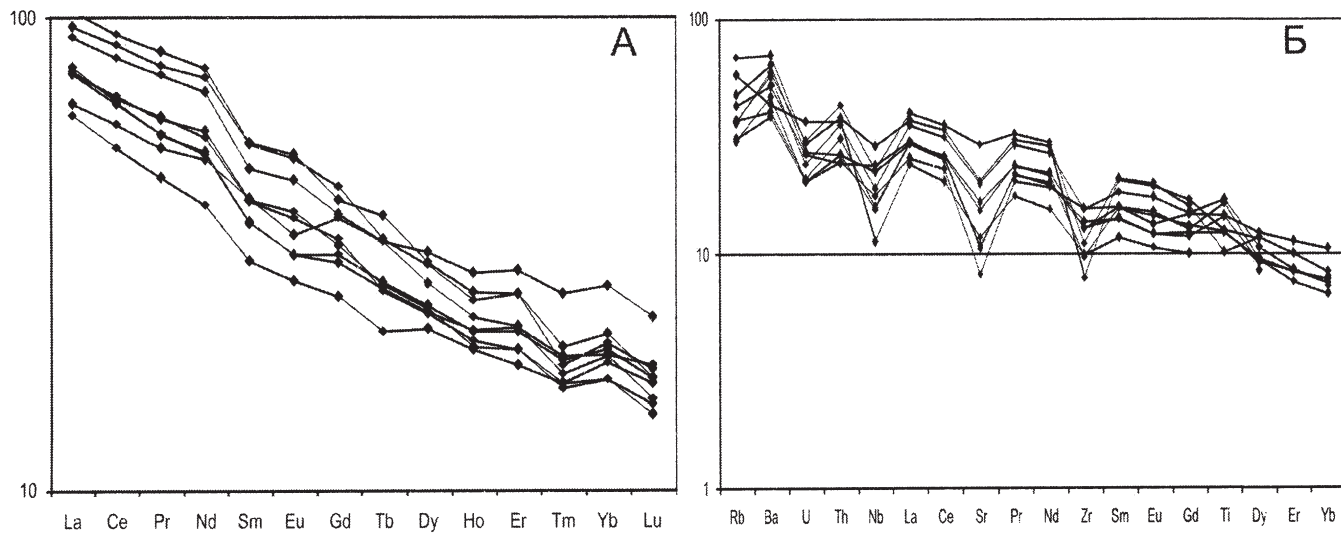
б. габбро, характеризующиеся высокими содержаниями рудного вещества (10—12 %) и кварца (3—5 %);

в. габбронориты, характеризующиеся низкими содержаниями рудного вещества (~3—5 %) и кварца (единичные образования).

На основе данных о составе породообразующих минералов, полученных при помощи микроанализатора INCA Energy 350 на базе сканирующего электронного микроскопа VEGA LSH ИГ КарНЦ, были выполнены расчеты РТ параметров кристаллизации равновесных с расплавом минералов с использованием геотермобарометра К. Putirka [3]. Результаты расчетов позволили сделать вывод, о том, что кристаллизация пород происходила в приповерхностных условиях в интервале температур 1100—1200 °С. Кроме того, расчет ликвидусных температур с использованием программ Pele 7.0 и Comagmat 3.05 позволяют предполагать начало кристаллизации магм в интервале температур 1150—1200 °С.

На классификационных диаграммах фигуративные точки составов долеритов Тулосского блока формируют компактные поля, положение которых позволяет определить долериты как породы толеитовой серии повышенной железистости, или Fe-толеиты.

Содержания петрогенных элементов в долеритах Тулосского блока варьируют незначительно. Характерными для них являются повышенные концентрации TiO_2 (от 1.66 до 3.08 вес. %) и $Fe_2O_3^*$ (13.91 до 19.72 вес. %), а также низкие концентрации MgO (менее 6.5 вес. %). Содержания SiO_2 изменяются от 48.16 до 51.4 вес. % (среднее — 49.6 вес. %). Концентрации совместимых рассеянных элементов в породах варьируют в относительно широких пределах, однако в целом демонстрируют низкие содержания: V: 64—576.51 ppm, Cr: 9—89 ppm и Ni: 11—102 ppm. Концентрации несовместимых рассеянных элементов составляют: Zr: 55—166 ppm, Nb: 5.07—17.74 ppm, Hf: от 1.62 до 4.61 ppm. Спектры распределения РЗЭ (рисунок, А) в породах долеритов Тулосского блока, нормированные по хондриту, демонстрируют слабодифференцированный характер ($(Ce/Yb)_N$ варьирует от 2.2 до 4.3) распределения лантаноидов: с незначительным обогащением легкими РЗЭ (среднее значение $(La/Sm)_N \sim 1.9$), плоским распределением в средней части спектра и незначительным обеднением в области тяжелых РЗЭ ($(Gd/Yb)_N$ варьирует от 1.4 до 2.1). Деплетированность



Спектры распределения редкоземельных, нормированных по хондриту (McD, 1995) (А) и редких, нормированных по примитивной мантии (Wenderpohl & Hartman, 1994) (Б) элементов долеритов Тулосского блока

HREE, наиболее вероятно, связана с присутствием граната в источнике плавления. Спектры распределения РЗЭ пород группы габбро пересекают спектры распределения пород группы габброноритов в области средних лантаноидов, а это указывает на то, что все они не могли образоваться в результате единого процесса фракционирования из одного источника.

Для графика распределения редких элементов (рисунок, Б) стоит отметить наличие отрицательных аномалий по Sr, Nb и Zr, а также незначительного положительного пика по Ti. Отрицательная Nb аномалия может являться индикатором вовлечения корового компонента в магматический процесс, а Sr, вероятно, связана с фракционированием плагиоклаза. Повышенные содержания LIL-элементов также могут быть связаны с коровой контаминацией магм.

Кроме того, сопоставление долеритов Тулосского блока и верхне-ятулийских базальтов Центральной Карелии [1] по петрогенным, редким и редкоземельным элементам, показало их значительное сходство, что является еще одним аргументом в пользу палеопротерозойского возраста долеритов Тулосского блока.

Работы проводились в ИГ КарНЦ.

Литература

1. Малашин М. В., Голубев А. И., Иваников В. В., Филиппов Н. Б. Геохимия и петрография мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс // Вестник СПбГУ, 2003. №7. С. 3—32.
2. Coffin M and Eldholm O. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences // Reviews in Geophysics, 1994. V. 32. P. 1—36.
3. Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems / eds. Putirka K. D. and Tepley F. // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69. P. 61—120.

ПИКРИТ-ДОЛЕРИТОВЫЕ ТЕЛА ПАТОКСКОГО РАЙОНА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

П. С. Елфимов, А. А. Соболева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, СЫКТЫВКАР

Elfimov Petr_777@mail.ru, soboleva@geo.komisc.ru

Пикрит-долеритовые тела Патакского района, выявленные М. В. Фишманом в 1968 г. и наиболее детально изученные Б. А. Голдиным [1, 2], выходят на поверхность в виде узкой полосы на северо-восточном склоне г. Сев. Сивьяга (рис. 1), залегая среди трахибазальтов саблегорской свиты верхнего рифея-венда. В коренном залегании и в развалах эти породы прослеживаются на расстояние более 3 км, образуя несколько тел линзовидной формы мощностью 30—50 м, которые ориентированы в север-северо-восточном направлении (рис. 2). Интрузии дифференцированные, сложены пикритами, пикродолеритами, субщелочными габбро-долеритами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. В южной части участка (т. н. 2031 а-д) наблюдаются постепенные переходы от пикритов к пикродолеритам.

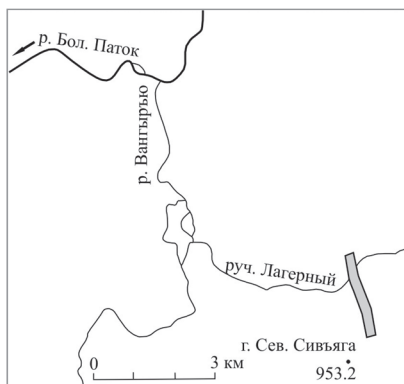


Рис. 1. Место расположения пикрит-
долеритовых тел

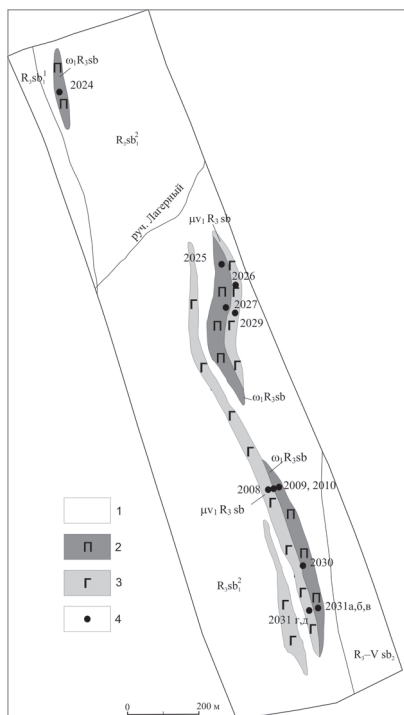


Рис. 2. Схема геологического строения участка выхода пикрит-долеритовых тел. Составил М. А. Шишкин, 2001. 1 — вулканы саблегорской свиты, 2 — пикриты, 3 — пикродолериты и субщелочные габбро-долериты, 4 — точки отбора образцов

Пикриты — черные, с поверхности покрыты рыжевато-бурыми корочками выветривания. Структура пород порфировая. Вкрапленники, составляющие 30—60 об. % породы, представлены оливином (60—90 %) и клинопироксеном.

Оливин образует идиоморфные, слабо удлинённые бочонковидные кристаллы с сечениями длиной 0.05—6 мм и шириной 0.05—2.5 мм. За редким исключением (рис. 3, а) нацело серпентинизированы, для них обычна петельчатая структура. Во внутренних частях зерен встречаются радиально-лучистые тонковолокнистые агрегаты предположительно антофиллита. В псевдоморфозах обычен магнетит (зерна размером от менее 0.01 до 0.2 мм), встречаются брусит и минералы группы эпидота. Изредка отмечаются включения игольчатого рудного минерала размером до 0.08 мм.

Клинопироксен встречается в виде ксеноморфных, реже гипидиоморфных слабо удлинённых зерен размером от 0.1 до 8 мм. Для них характерен розоватый, розовато-буроватый цвет, характерный для титанавгита. Нередко в больших зернах отмечаются пойкилитовые включения замещенного оливина, окруженные каймой тремолита.

Основная масса состоит из мелкочешуйчатого серпентина, хлорита, тремолита, эпидота, биотита, магнетита, апатита, иногда сфена; содержит участки измененного титанавгита. Иногда отмечается измененный плагиоклаз. Вероятно, изначально в некоторых пикритах присутствовало стекло, замещенное позже комплексом вторичных минералов, за счет которых возникли участки с микрограноматолепидобластовой структурой. В других случаях основная масса име-

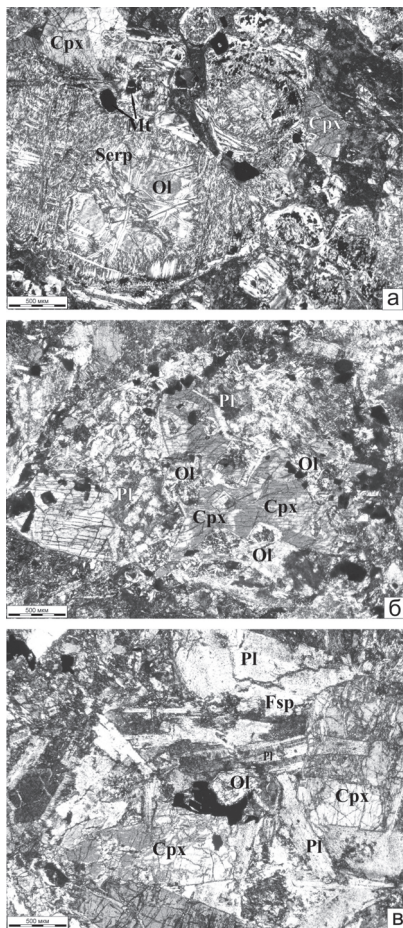


Рис. 3. Главные типы пород: а — пикрит, шл. 2031а; б — пикродолерит, шл. 2031г; в — субщелочной габбро-долерит, шл. 2008. Микрофотографии шлифов, николи скрещены

ет полнокристаллическую призматически-зернистую структуру, образованную призмами титанавгита и лейстами плагиоклаза.

Плагиоклаз образует лейсты длиной 0.2—1.5 мм, он нацело цеолитизирован. Границы лейст подчеркиваются цепочками мельчайшего рудного.

Титанавгит основной массы образует тонкие призмы, иногда радиально-лучистые агрегаты розовато-бурого цвета, мутный, обычно сильно изменен, при его разложении образуются пластинки ильменита.

Магнетит — округлые и идиоморфные, часто с квадратным сечением, зерна размером 0.01—1 мм, могут составлять до 5 об. % породы. Равномерно распределен в основной массе и в виде мельчайших зерен развит в псевдоморфозах по оливину. В основной массе вокруг него часто развиваются мелкие листочки бурого биотита. Биотит развит, кроме того, по границам зерен оливина. Это бурые, плеохроирующие листочки размером до 0.4 мм. Содержание в породе биотита может достигать 5—10 об. %.

Апатит встречается в виде игл длиной 0.02—0.5 мм.

Сфен редок, обычно это мельчайшие зерна размером не более 0.1 мм.

Пикриты тесно связаны с пикродолеритами и имеют с ними постепенные переходы. Структура пикродолеритов гипидиоморфнозернистая, долеритовая, участками пойкилитовая и пойкилоофитовая (рис. 3, 6). Они содержат (об. %): клинопироксен (25—30), оливин (10—30), плагиоклаз (10—50), рудный (около 5), в интерстициях развит микрозернистый агрегат вторичных минералов, образовавшихся, возможно, при перекристаллизации стекла (10—20).

Клинопироксен — светло-розовато-бурый, образует ксеноморфные и гипидиоморфные зерна длиной 0.15—3 мм, шириной 0.1—1.5 мм. По оптическим свойствам отвечает авгиту. Часто содержит пойкилитовые включения серпентинизированного оливина, по которому на границе с авгитом развит тремолит.

Оливин образует слабо удлинённые гипидиоморфные и изометричные ксеноморфные зерна с сечениями длиной 0.1—2 мм, шириной 0.1—1 мм, нацело замещен хлоритом, тонковолокнистым серпентином, небольшим количеством эпидота и карбоната.

Весь плагиоклаз, встречающийся в виде вытянутых табличек с прямоугольными сечениями длиной 0.15—2.5 мм, шириной 0.05—0.5 мм, замещен соссюритовым агрегатом

Рудный — предположительно титаномagnetит — образует изометричные зерна, с сечениями неправильной, квадратной и треугольной формы размером 0.025—0.5 мм, участками представлены скелетовидные агрегаты. Буроватый, просвечивает в тонких краях, сильно лейкоксенизирован.

Основная масса породы, слагающая небольшие объемы и находящаяся в интерстициях, состоит из преобладающего хлорита, мелкочешуйчатого серпентина, эпидота, амфибола группы тремолит-актинолит, лейкоксена, редких обособлений карбоната и имеет гранонематолепидобластовую структуру.

Встречающиеся участками субщелочные габбро-долериты отличаются лучшей раскристаллизованностью, они имеют долеритовую, участками пойкилофитовую, габбровую средне-крупнозенистую структуру (рис. 3, в). Породы сложены (об. %): клинопироксеном (30—50), плагиоклазом (30—35), калиевым полевым шпатом (2—7), рудными минералами (2—10), в небольших количествах встречаются кварц и шахматный альбит. Агрегат вторичных минералов, главные из которых эпидот и хлорит, слагает 10—30 об. %. Наиболее распространенным акцессорным минералом является апатит.

Клинопироксен, по оптическим свойствам соответствующий авгиту или титанавлиту, образует ксеноморфные и гипидиоморфные зерна длиной 0.3—7 и шириной 0.2—2.5 мм. Некоторые зерна содержат пойкилитовые включения измененного плагиоклаза основного состава и редкие зерна замещенного оливина. По трещинам и краям зерен пироксена наблюдается амфиболизация.

Плагиоклаз слагает вытянутые таблички с прямоугольными сечениями длиной 0.5—5 мм, шириной — 0.15—1.5 мм. Зерна имеют зональное строение, ядра — более основного состава и нацело соссюритизированы, края имеют состав An_{32-33} .

В участках скопления плагиоклаза, обедненных клинопироксеном, в интерстициях между табличками плагиоклаза встречаются ксеноморфные пелитизированные зерна КПШ и шахматного альбита. Часто такие интерстиции по краям сложены зернами КПШ, а в центре — сплошным хлоритом. Зерна КПШ имеют размеры 0.05—1.5 мм. Отмечается калишпатизация зерен плагиоклаза. Кроме того, в интерстициях встречается микрозернистый кварцевый агрегат с аллотриоморфнозернистой структурой и шахматный альбит, развитый вероятно по микроклину.

Рудные минералы представлены предположительно ильменитом. Встречаются лейкоксенизированные гипидиоморфные таблички с 6-угольным сечением, скелетные формы, сложенные буроватым, слегка просвечивающим в тонких участках, минералом размером 0.05—1 мм.

Апатита в породе довольно много, это сильно удлинённые тонкие призмы длиной до 1.5 мм, обычно — 0.05—0.25 мм. Почти весь сосредоточен в полевых шпатах и интерстициях.

Таким образом, при переходе от пикритов к пикродолеритам и субщелочным габбро-долеритам происходит уменьшение размера зерен

оливина и содержания его в пикродолеритах, до почти полного исчезновения в субщелочных габбро-долеритах. Постепенно возрастает роль авгита и плагиоклаза. Происходит увеличение содержания титана в рудном минерале, магнетит сменяется ильменитом. В субщелочных габбро-долеритах в интерстициях появляется калиевый полевой шпат и кварц, наблюдается калишпатизация плагиоклаза, возрастает содержание апатита.

Изменение минерального состава пород отражает эволюцию их химического состава. С ростом SiO_2 в породах от пикритов к субщелочным габбро-долеритам наблюдается повышение щелочности (таблица). От пикритов к пикродолеритам возрастают суммарное содержание *REE* (рис. 4), происходит увеличение в породах концентрации некогерентных элементов-примесей как крупноионных, так и высокозарядных (рис. 5). Наличие единого ряда составов, характеризующегося сходными тенденциями распределением элементов-примесей, свидетельствует об их образовании в ходе магматической дифференциации. Дефицит европия, наблюдаемый в пикритах по сравнению с пикродолеритами, свидетельствует в пользу кумулятивного происхождения пикритов.

Повышенные относительно NMORB концентрации литофильных некогерентных элементов как крупноионных (*Sr*, *K*, *Rb*, *Ba*), так и высокозарядных (*Th*, *Ta*, *Zr*, *Hf*) свидетельствуют о выплавлении базальтовой магмы из неистощенной мантии, а обогащенность LREE отно-

Химический состав пород, слагающих пикрит-долеритовые тела

Компоненты, мас. %	1						2		3
	2009	2024a	2027	2031a	2031б	2031в	2031г	2031д	2008
SiO ₂	37,06	37,82	38,42	38,02	37,14	38,6	42,2	43,16	42,8
TiO ₂	1,10	0,59	1,07	0,97	0,90	1,14	1,93	1,42	3,00
Al ₂ O ₃	6,23	6,64	7,07	5,75	5,49	6,97	13,19	14,48	12,77
Fe ₂ O ₃	5,72	6,02	5,85	4,77	5,52	5,48	3,56	4,09	6,19
FeO	7,06	6,37	7,46	6,93	6,69	8,32	8,71	7,15	9,53
MnO	0,24	0,16	0,15	0,17	0,17	0,14	0,20	0,19	0,23
MgO	27,77	27,73	26,04	28,29	29,23	24,63	11,77	11,85	7,84
CaO	4,64	4,75	4,80	5,20	4,30	5,21	9,73	9,73	9,73
Na ₂ O	0,10	0,25	0,25	0,14	0,09	0,11	1,89	1,40	2,61
K ₂ O	0,10	0,05	0,10	0,27	0,21	0,05	0,81	1,40	0,54
P ₂ O ₅	0,16	0,11	0,16	0,15	0,16	0,16	0,24	0,21	0,41
Cr ₂ O ₃	0,22	0,25	0,32	0,29	0,27	0,28	0,08	0,06	0,02
nnn	9,13	9,33	8,08	8,90	9,54	8,70	5,00	4,52	3,66
Сумма	99,53	100,06	99,77	99,85	99,71	99,79	99,31	99,66	99,33
H ₂ O ⁺	0,49	0,28	0,48	0,51	0,52	0,72	0,20	0,29	0,36
CO ₂	0,09	0,89	0,21	0,14	0,07	0,19	0,55	н/о	0,05

Примечание. Цифрами в головке таблицы обозначены пикриты (1), пикродолериты (2), субщелочные габбро-долериты (3)

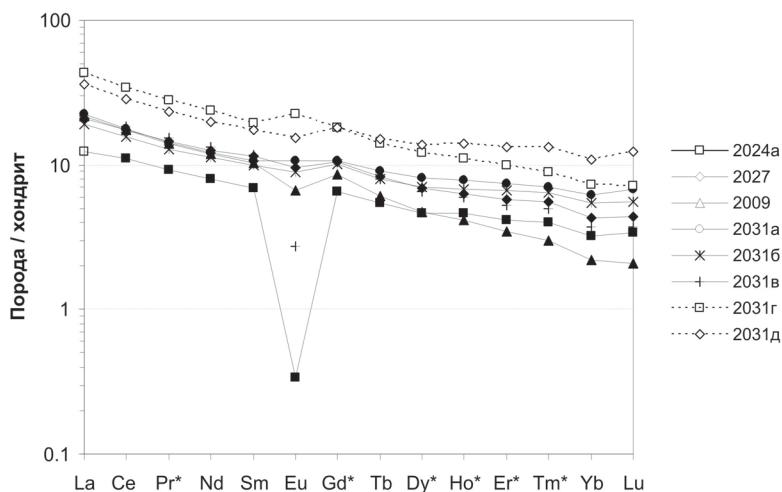


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в породах пикрит-долеритовых тел. Нормировано к составу хондрита CI (Boynnton, 1984).
Сплошные линии — пикриты, пунктир — пикродолериты

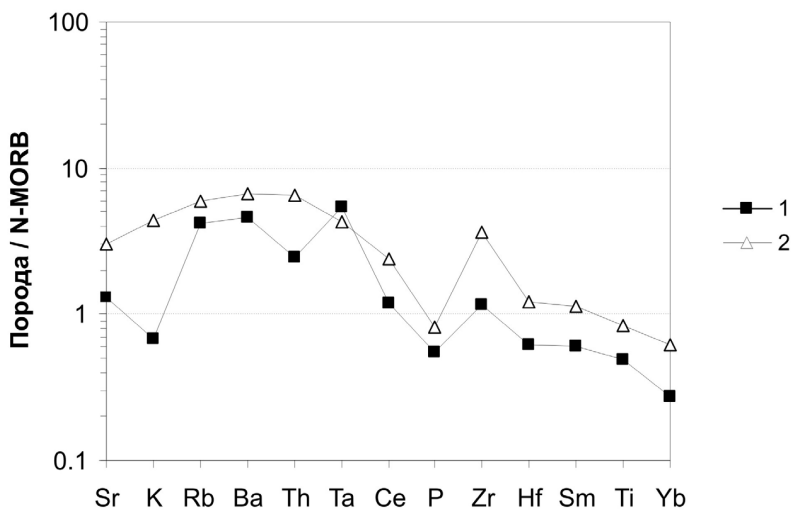


Рис. 5. Спайдерграмма для пород пикрит-долеритовых тел. Нормировано к составу N-MORB (Pearce et al., 1982).
Средние составы: 1 — пикриты, 2 — пикродолериты

сительно HREE может свидетельствовать о происхождении магмы из глубинного мантийного источника, где тяжелые лантаноиды могли концентрироваться гранатом, остающимся в рестите при плавлении гранатовых перидотитов [3]. О глубинности расплава свидетельствует и высокое содержание в породах *K* и *Ti*. Геодинамические обстановки, в которых могло происходить выплавление магм подобного состава, могут быть различными, и для решения этого вопроса требуется комплексный подход, включающий геохимическое сопоставление и датирование пикритов и вмещающих вулканитов.

Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. С. К. Кузнецову, предоставившему коллекцию образцов. Аналитические работы выполнены в рамках программы «Металлогения перспективных рудных районов севера Урала».

Литература

1. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя севера Урала. Л.: Наука, 1973. 212 с.
2. Голдин Б. А., Калинин Е. П., Пучков В. Н. Магматические формации западного склона севера Урала и их минерогения. Сыктывкар, 1999. 213 с.
3. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.

ОЦЕНКА ЗАВИСИМОСТИ ПРОДУКТИВНОСТИ ДОБЫВАЮЩИХ СКВАЖИН ОТ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ НЕОДНОРОДНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ БАШКИРСКОГО ПЛАСТА СИБИРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛИКАМСКОЙ ДЕПРЕССИИ

И. А. Ендальцева

ПГУ, Пермь

djoselin@mail.ru

В последнее время все чаще обращается внимание на учет геологической неоднородности при проектировании разработки нефтяных месторождений. Однако в теории и практике подсчета запасов углеводородного сырья этот вопрос остается менее изученным и ограничивается лишь определением коэффициентов, характеризующих неоднородность, и типизацией по ним нефтяных залежей [4].

На примере различных месторождений В. И. Азаматовым [1] и Л. Ф. Дементьевым [2] был установлен факт уменьшения продуктивности по мере увеличения степени неоднородности [3]. Неоднородность пород-коллекторов проявляется в изменчивости литолого-фациальных характеристик пласта по всей площади месторождения, которые в свою очередь комплексно влияют на продуктивность добывающих скважин. Для оценки этого влияния, рассмотрим башкирский пласт на Сибирском месторождении Соликамской депрессии.

Пласт и месторождение в целом находятся на третьей стадии разработки. Фонд башкирского объекта состоит из 79 скважин, из которых 67 добывающих и 12 нагнетательных. Таким образом, при проведении анализа, необходимо учитывать влияние применяемой на объекте внутриконтурной (с разрезанием на блоки) системы поддержания пластового давления (ППД).

Выбор данного пласта, в качестве объекта исследования обусловлен тем, что он характеризуется значительной степенью макро- и микронеоднородности. Макронеоднородность по толщине проявляется в присутствии в разрезе пласта от 5 до 21 проницаемых прослоя, общей толщиной от 29.2 до 45.8 м. Количественно она выражается через коэффициенты песчанистости — 0.4 и расчлененности — 4.2. На дебиты нефти в большей степени влияет микронеоднородность, для оценки которой по данным геолого-геофизических исследований строятся карты проницаемости, карты эффективных нефтенасыщенных толщин и карты изобар, с выделением на них зон минимальных, максимальных и средних значений параметров (рис. 1).

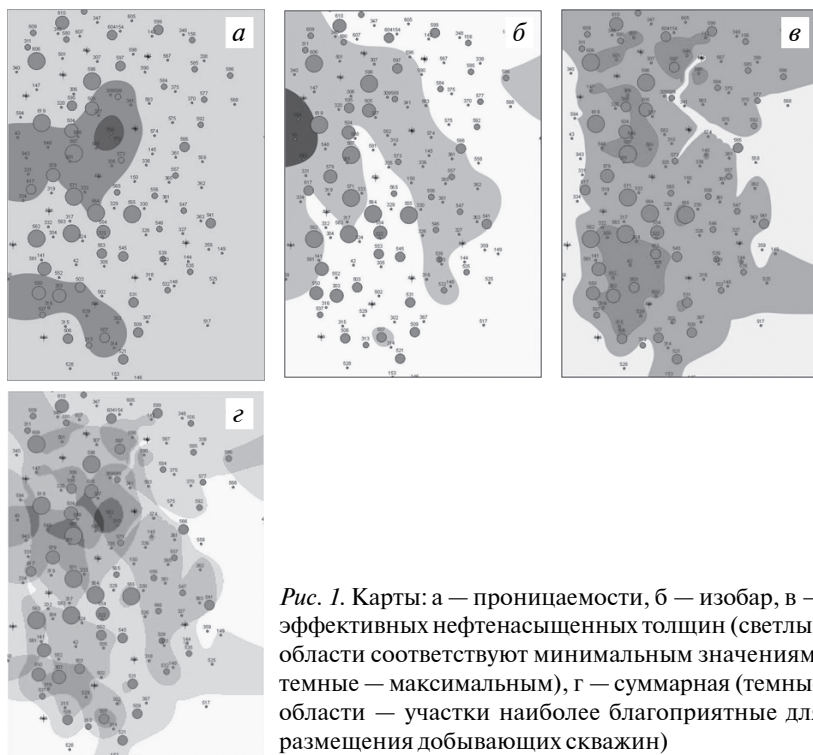


Рис. 1. Карты: а — проницаемости, б — изобар, в — эффективных нефтенасыщенных толщин (светлые области соответствуют минимальным значениям, темные — максимальным), г — суммарная (темные области — участки наиболее благоприятные для размещения добывающих скважин)

Неравномерность распределения этих зон указывает на значительную микронеоднородность пласта. Сопоставив построенные карты с данными по текущей эксплуатации, можно сделать вывод о том, что наиболее продуктивные скважины приурочены к областям средних и высоких значений рассматриваемых параметров.

Для оценки зависимости дебита нефти от каждого параметра в отдельности были построены поля корреляции, проведены линии регрессии и рассчитаны коэффициенты корреляции (рис. 2). По графикам видно, что наибольшее влияние на дебит нефти будет оказывать эффективные нефтенасыщенные толщины, а проницаемость и давление играют меньшую роль, это подтверждается и значениями коэффициента корреляции ($K_{к.н} = 0.524$; $K_{к.п} = 0.159$; $K_{к.д.} = 0.156$).

Поскольку все рассмотренные зависимости являются положительными, то есть дебиты нефти прямопропорциональны рассматриваемым параметрам, то суммировав карты проницаемости, эффективной нефтенасыщенной толщины, изобар, мы получим карту, отображающую участки, в пределах которых добывающие скважины будут иметь наибольшие дебиты (рис. 1).

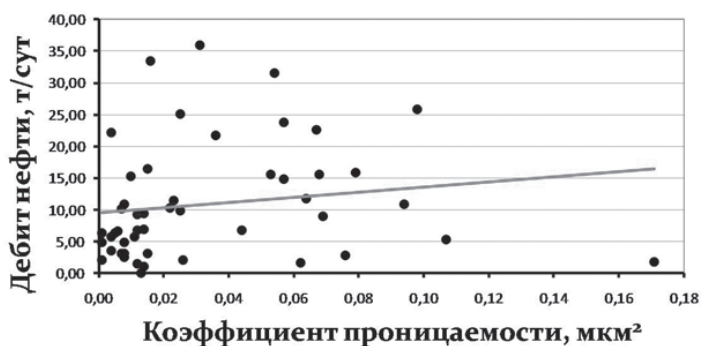
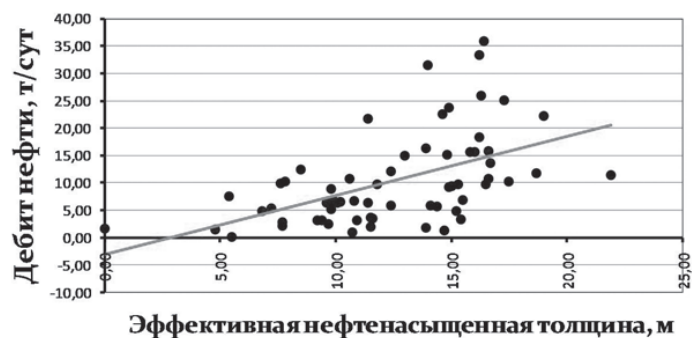
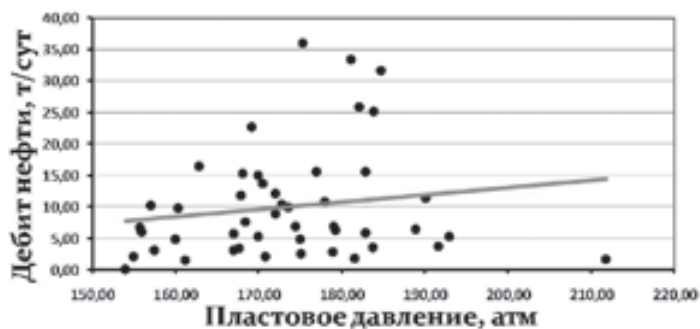


Рис. 2. Графики зависимости дебита нефти от:

а — пластового давления, б — эффективной нефтенасыщенной толщины,
в — коэффициента проницаемости

Проведенный анализ позволяет нам сделать вывод, что на дебиты неоднородного по строению башкирского пласта значительное влияние оказывают эффективные нефтенасыщенные толщины. Проницаемость и давление играют меньшую роль, поскольку для пород-коллекторов в большей степени характерны низкие значения проницаемости, а области, где благодаря применяемой системе ППД

поддерживается высокое пластовое давление, уже исчерпали свой потенциал.

Таким образом, неоднородность пласта существенно влияет на продуктивность добывающих скважин, и ее изучение необходимо для обоснования технологических решений при выборе способов повышения нефтеотдачи пласта.

Литература

1. *Азаматов В. И., Свихнушин Н. М.* Методы изучения неоднородных коллекторов в связи с оценкой запасов нефти и газа. М.: Недра, 1976. 216 с.
2. *Дементьев Л. Ф., Акбашев Ф. С., Файнштейн В. М.* Изучение свойств неоднородных терригенных нефтегазоносных пластов. М.: Недра, 1980. 212 с.
3. *Демахин С. А., Демахин А. Г.* Селективные методы изоляции водопритока в нефтяные скважины. Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 2003.
4. *Хисамов Р. С., Газизов А. А., Газизов А. Ш.* Увеличение охвата продуктивных пластов воздействием. М. Изд-во: ОАО «ВНИИОЭНГ», 2003. 568 с.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА БАШКИРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛИКАМСКОЙ ДЕПРЕССИИ

А. А. Ефимов, О. Е. Кочнева

ПГТУ, Пермь

lpfi@pstu.ru

На базе исследований керна башкирской карбонатной толщи Сибирского месторождения выполнены литолого-фациальные исследования и корреляционный анализ коэффициентов открытой пористости (K_p) и абсолютной проницаемости по газу (k). Характеристика фаций, приводимая в статье, основывается на работах Щербакова О. А. [2], значения k и K_p по выделенным фациям представлены в таблице.

В башкирский век на исследуемой территории существовали морские мелководные фации, что благоприятствовало карбонатному осадконакоплению. По положению относительно береговой линии, гидродинамическим особенностям и глубинам на исследуемой территории выделяются морские фации: **морские-мелководные открытого моря (M^M) и прибрежно-морские мелководные (ПМ-М).**

Фации морские-мелководные открытого моря (M^M) включают фации отмелей (ОТ), фации поселений различных организмов (ПО): водорослевые поселения (ВП), фораминиферовые поселения (ФП), фации относительно ровного морского дна (РМД).

Фации отмелей характеризуются малыми глубинами осадконакопления, высокой подвижностью вод и плотным дном. Морские отложения представлены известняковыми брекчиями. Они состоят из органогенно-обломочных и комковато-обломочных известняков.

Зависимость проницаемости от пористости для фаций отмелей описывается уравнением регрессии:

$$k = 11.91 + 0.38 * K_p; r = 0.11.$$

Для этих фаций наблюдается отсутствие связей между k и K_p , и коллектор характеризуется как низкопроницаемый, среднепористый.

Фации поселений различных организмов распространены в составе морских мелководных отложений башкирского века, располагаясь по периферии отмелей и знаменуя собой постепенный переход к фациям относительно ровного морского дна включают фации водорослевых (ВП) и фораминиферовых поселений (ФП).

Фации водорослевых поселений представлены водорослевыми известняками, сложенными скелетными остатками зелёных и багряных водорослей. Для этих фаций характерны биоморфные и органогенно-детритовые структуры.

Основные характеристики пород-коллекторов с учётом фаций

Отложения	Параметры	Фации				
		ПМ-МЗ	РМДС	РМДП	ПО	ОТ
Башкирские	$K_p, \%$	$\frac{12.2 \pm 2.0}{7.6 - 15.4}$	$\frac{12.3 \pm 2.4}{7.2 - 18.3}$	$\frac{10.7 \pm 1.9}{8.0 - 14.7}$	$\frac{11.5 \pm 2.3}{7.4 - 19.7}$	$\frac{13.7 \pm 3.9}{9.0 - 19.7}$
	$k, 10^{-3} \text{мкм}^2$	$\frac{40.9 \pm 38.1}{1.2 - 118.0}$	$\frac{22.6 \pm 27.2}{1.2 - 111.0}$	$\frac{15.7 \pm 18.4}{1.0 - 54.8}$	$\frac{21.6 \pm 34.8}{1.1 - 204.0}$	$\frac{17.1 \pm 13.3}{1.0 - 35.7}$

* над чертой — среднее значение и стандартное отклонение, под чертой — размах значений.

Фации фораминиферовых поселений сложены фораминиферовыми известняками с детритовыми и мелкодетритовыми структурами. Зависимость проницаемости от пористости для фаций поселений различных организмов имеет вид:

$$k = -79.06 + 8.79 * K_{п}; r = 0.58.$$

Для этих отложений связь сильная и значимая, а коллектор характеризуются как низкопроницаемый и среднепористый.

Фации относительно ровного морского дна объединяют фации ровного морского дна со спокойным гидродинамическим режимом (РМДС) и с подвижным гидродинамическим режимом (РМДП).

Фации РМДС характеризуются морскими отложениями, сформировавшимися в удалённых от берега морских мелководных обстановках, отличающихся илистым дном и слабоподвижным гидродинамическим режимом. Они представлены различными известняками, часто доломитизированными, иногда глинистыми, со структурами: микророзернистой, тонкозернистой, ступчатой, комковатой и ступчато-комковатой. Зависимость проницаемости от пористости имеет вид:

$$k = -25.51 + 3.90 * K_{п}; r = 0.34.$$

Из уравнения регрессии видно, что наблюдается слабая, значимая связь, коллектор характеризуется как среднепористый и низкопроницаемый.

Фации РМДП накапливались в обстановках с плотным дном и подвижной динамикой среды и представлены органогенно-детритовыми известняками. Корреляция пористости и проницаемости для этих фаций имеет следующий вид:

$$k = -26.29 + 3.93 * K_{п}; r = 0.42.$$

По средним значениям отложения относятся к среднепористым и низкопроницаемым, связь параметров значимая, но слабая.

Прибрежно-морские мелководные (ПМ-М) фации в зависимости от характера берега и рельефа морского дна могут быть закрытыми (ПМ-МЗ) и открытыми (ПМ-МО), отличаясь гидродинамическими особенностями среды осадконакопления. В рассматриваемых отложениях присутствует только фации ПМ-МЗ. Они характеризуются илистым дном, слабоподвижной динамикой среды и представлены известковистыми песчаниками. Корреляционная зависимость фаций ПМ-МЗ имеет вид:

$$k = -93.12 + 10.97 * K_{п}; r = 0.59.$$

Связь является сильной и значимой, отложения характеризуются как среднепористые, низкопроницаемые.

При изучении фациального состава башкирских отложений наметились определённые закономерности в пространственном размещении фаций. Фациальный ряд, отражающий смену осадков в открытом эпиконтинентальном море, имеет следующую последовательность фаций (в направлении от берега): ПМ-МЗ, РМДС, РМДП, ПО (ФП, ВП), ОТ. Переход от одной фации к другой происходит постепенно.

Анализируя фациальные особенности и корреляцию пористости и проницаемости отложений башкирского века можно сделать следующие выводы: наиболее высокими фильтрационно-емкостными свойствами характеризуются фации ПМ-МЗ; от фаций ПМ-МЗ наблюдается переход к фациям ПО, для которых отмечается понижение среднего значения коэффициента проницаемости до $21.6 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$; фации РМДС и РМДП, выделяемые в фациях относительно ровного морского дна (РМД), характеризуются различием по проницаемости коллекторов в 1.5 раза для средних и в 2 для крайних максимальных значений, что объясняется резким отличием их по структурам; зависимость проницаемости от пористости для фаций ОТ не прослеживается.

Выделенные в данной работе структурные особенности башкирских отложений Сибирского месторождения сопоставимы с результатами исследований других авторов [1] и могут быть использованы для уточнения геологической модели.

Литература

1. Митрофанов В. П. Особенности фильтрационно-емкостных свойств карбонатных коллекторов Соликамской депрессии. М.: ОАО «ВНИИОЭНГ», 2002. 116 с.
2. Щербakov О. А. Закономерности пространственного распределения осадков в каменноугольных морях Западного Урала // Геология и геофизика нефтегазоносных областей. Уфа: АН СССР Баш. филиал Институт геологии, 1982. С. 83—92.

О БУРИМОСТИ И ВЗРЫВАЕМОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД НА КАРЬЕРАХ

С. Н. Жариков

ИГД УрО РАН, Екатеринбург

333vista@mail.ru

Перспективы развития открытых горных работ связаны с увеличением глубины разработки при ограниченных границах карьера по поверхности. В результате, для снижения возрастающих затрат на добычу по мере углубки, требуется интенсификация горных работ, подразумевающая применение горного оборудования большей производительности.

Буровзрывные работы (БВР) являются первыми в цепи технологических процессов горного производства и, в значительной мере, определяют себестоимость добычи полезных ископаемых. Следует отметить, что на крупных карьерах затраты на буровзрывные работы доходят до 30 % от общих затрат на добычу, при этом ожидается их увеличение по мере развития горных работ. В связи с этим, повышаются требования к БВР в части сокращения затрат при разрушении горного массива взрывом.

Применение буровых станков большой производительности ставит перед производством задачи по эффективному их использованию и минимизации простоев оборудования. В этой связи, технология БВР часто требует изменения для обеспечения, по критерию производительности станка, необходимого выхода горной массы с метра скважины. Таким образом, по мере развития горных работ параметры БВР постоянно оптимизируются в зависимости от горнотехнических условий. При этом комплексно решаются две разные задачи. С одной стороны, поддержание высокой производительности бурового станка и соответствующее расположение скважин во взрывном блоке. С другой стороны, обеспечение при этом необходимого качества дробления горной массы. Следует отметить, что при решении этих задач массив горных пород классифицируют по двум характеристикам: буримости и взрываемости, которые не связаны между собой. Возникает противоречие. Определив категорию пород по буримости нельзя связать её с классификацией по взрываемости, и наоборот, при этом массив один и тот же. Вместе с тем, значительная анизотропия свойств горных пород и несоответствие указанных классификаций обусловили тот факт, что при проектировании взрывов технологических блоков закладывается значительный резерв затрат на бурение и взрывание. Для разрешения указанного противоречия и рационального использования материальных ресурсов требуется общий критерий оценки массива горных пород, как для бурения, так и для взрывного разрушения. Ввиду того, что механизмы разрушения пород при бурении и

взрывании различны, общий критерий оценки массива может быть установлен только через изучение взаимосвязи между энергетическими характеристиками этих процессов. Потому, что единственным фактором, их объединяющим, является только то, что в обоих процессах тратится энергия.

В 70-х годах прошлого века было доказано, что прочностные характеристики горных пород в технологическом блоке наиболее точно характеризуются скоростью и энергоёмкостью процесса бурения взрывных скважин [1-2]. В то же время была начата разработка метода проектирования взрывов на основе данных о параметрах шарошечного бурения взрывных скважин. Однако, в настоящее время этот метод не нашёл широкого применения на горных предприятиях. Это связано с тем, что функциональные связи между энергетическими характеристиками процессов буровзрывных работ не были установлены. Ряд полученных эмпирических зависимостей [2] требует пересмотра, т.к. буровое оборудование и взрывчатые вещества в современных условиях имеют другие свойства. Но, не смотря на это, результаты исследований, полученные в XX веке, при современной интенсификации открытых горных работ имеют вполне актуальное значение, а сам метод требует дальнейшего развития [3].

Анализ показал, что для развития указанного метода необходимо решить следующие основные задачи: определить единый критерий оценки состояния массива при бурении и взрывании, и установить между энергетическими характеристиками процессов функциональную зависимость.

В результате исследований, проводимых в ИГД УрО РАН, при решении указанных задач, установлено:

При одинаковом дроблении выбор ВВ для разрушения горных пород обусловлен не только величиной удельного расхода ВВ, но и энергией взрыва. Поэтому, в качестве энергетической характеристики процесса принята полная удельная работа взрыва (энергоёмкость взрывного разрушения по Тангаеву И. А.).

$$A = q_{np} \cdot Q_{yd} = \frac{Q_{yd} \cdot m_{\text{вв}}}{V}, \quad (1)$$

где q_{np} — проектный удельный расход ВВ; Q_{yd} — удельная теплота взрыва на 1 кг ВВ, кДж/кг; $m_{\text{вв}}$ — масса ВВ, кг; V — объём взрываемой горной массы, м³.

Удельная энергия на бурение при сравнении с энергоёмкостью взрывного разрушения должна учитывать объём горной породы, отбиваемый скважиной, иначе невозможно определить требуемый удельный расход ВВ при коэффициенте крепости пород свыше 12. Предложено сопоставлять с удельной энергией взрывного разрушения не объёмную или погонную энергоёмкость бурения, а удельную энергию

на обуривание 1 м³ массива горных пород. Поэтому, для определения зависимости между энергозатратами на процессы буровзрывной подготовки массива горных пород к выемке принят показатель удельной энергии обуривания.

$$E = \frac{N \cdot t}{q_{ГМ}}, \quad (2)$$

где $q_{ГМ}$ — выход горной массы с 1 м скважины, м³; t — среднее время бурения 1 м, ч; N — мощность потребляемая двигателем вращателя, кВт.

Таким образом, единым критерием оценки состояния массива горных пород при бурении и взрывном разрушении является энергия, затраченная на обуривание и взрывание 1 м³ (Дж/м³).

1. Установлена и подтверждена в условиях горного предприятия функциональная зависимость между указанными удельными энергетическими характеристиками процессов. Согласно этой зависимости удельная энергоёмкость взрывного разрушения и удельная энергия обуривания горных пород прямо пропорциональны. При этом коэффициент пропорциональности является безразмерной величиной и для разных горных пород имеет разные значения.

$$\frac{A_i}{E_i} = \Pi_i, \quad (3)$$

где E_i — удельная энергия обуривания i — породы, A_i — энергоёмкость взрывного разрушения i — породы, Π_i — показатель учитывающий отношение удельных энергий взрывания и обуривания для i — породы (коэффициент пропорциональности).

На основании полученных результатов в ИГД УрО РАН разработана методика экспрессного определения физико-механических свойств горных пород по данным шарошечного бурения, которая позволяет после обуривания взрывного блока корректировать параметры скважинных зарядов ВВ.

Литература

1. Тангаев И. А. Буримость и взрываемость горных пород. М.: Недра, 1978. 184 с.
2. Тангаев И. А. Энергоёмкость процессов добычи и переработки полезных ископаемых. М.: Недра, 1986. 231 с.
3. Кутузов Б. Н. Перспективные направления развития взрывного дела на открытых горных работах / Б. Н. Кутузов, Н. Я. Репин // Горный журнал. 2009. № 11. С. 52—57.

МЕТОДИКА ФОРМИРОВАНИЯ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОГО ПЛАНА ЛИЦЕНЗИРОВАНИЯ

М. П. Заварина

ГУП РК ТП НИЦ, Ухта

maria.zavarina@gmail.com

Лицензионный участок представляет собой участок континентального шельфа на государственной территории с указанной долготой и широтой, обычно с точностью до секунды. Предоставление недр в пользование оформляется специальным государственным разрешением в виде лицензии путем проведения конкурсов. Договор на право владения (лицензионное соглашение) определяет требования к проведению работ на лицензионном участке в соответствии с целью недропользования в течение установленного срока при соблюдении заранее установленных условий.

Министерство природных ресурсов и его территориальные подразделения отвечают за организованное обеспечение государственной системы лицензирования. В число их задач входят проведение подготовительной работы, связанной с проведением конкурсов, и согласование условий лицензий с государственными органами управления промышленностью, земельными, водными и лесными ресурсами, государственными органами охраны окружающей среды.

Процесс получения лицензии на право пользования недрами закреплен федеральным законом «О недрах» и положением «О порядке лицензирования пользования недрами». Правом на получение участка недр для проведения различного вида геологических работ обладают как юридические лица, так и физические. Кроме того, они имеют возможность самостоятельно предварительно установить границы лицензионного участка. Однако после предварительного определения границ участка, информация по нему должна быть проверена на соответствие наличия объектов на участке цели недропользования и законности типов проводимых работ.

Тимано-Печорский научно-исследовательский центр (далее ТП НИЦ) является государственной организацией нефтегазгеологического профиля и осуществляет научно-исследовательские, опытно-конструкторские и аналитические работы по Тимано-Печорскому нефтегазоносному бассейну и сопредельным с ним. Соответственно, обладает полной информацией по территориям в пределах Республики Коми, на которых располагаются потенциальные лицензионные участки, и имеет возможность высказать рекомендации по предварительным границам лицензионных участков. Рекомендации в свою очередь формируются с учетом получения максимальной выгоды для недро-

пользователя. Обладая необходимой информацией, специалисты ТП НИЦ анализируют ее и делают выводы, основываясь на соответствующих законах и личном опыте при полном отсутствии механизмов поддержки принятия решений.

Кроме проверки предварительных границ лицензионных участков, ТП НИЦ имеет возможность получения информации о наиболее оптимальных границах предлагаемых участков. Наличие таких знаний позволит в будущем получить максимальную выгоду от его эксплуатации.

Не смотря на то, что в настоящее время на рынке существует множество ГИС-продуктов, позволяющих выполнять различные операции при решении задач с пространственными объектами, представленная проблема решается путем анализа объектов рассматриваемой территории, исходя в большей степени исключительно из опыта специалиста, так как существующие программные продукты такой возможности не предоставляют. Автоматизация задачи проверки границ предлагаемых лицензионных участков с возможностью получения данных по наиболее оптимальным границам лицензионных участков позволит повысить оперативность и качество принимаемых решений.

Каждая методика определяет последовательность определенным образом выделенных и упорядоченных этапов и подэтапов с рекомендованными методами и приемами их выполнения. Первым этапом при разработке методики является определение того, какие данные присутствуют на начальном этапе и что образуется на выходе. В рамках представленной работы на входе имеется набор картографических слоев геологических объектов и координатные данные по территории для построения плана лицензирования, на выходе — предварительный план лицензирования.

Набор картографических слоев по геологическим объектам — набор слоев геологических объектов, представляющих интерес для недропользователя и оказывающих влияние на границы лицензионного участка. Например, структуры, месторождения, скважины, лицензионные участки, заповедники и заказники, административные районы и др.

Данные по территории для построения плана лицензирования — координатные данные по территории, которую необходимо разбить на лицензионные участки.

Предварительный план лицензирования — картографический слой с предварительными лицензионными участками.

Алгоритм построения предварительного плана лицензирования можно представить последовательностью следующих шагов:

Шаг № 1: в наличии есть набор картографических слоев, которые могут оказывать влияние на установление границ лицензионных уча-

стков. Наиболее важные характеристики для каждого слоя — степень влияния на границы участка и строгость его наличия. В зависимости от степени влияния попадание любого объекта слоя может либо повышать рейтинг будущего лицензионного участка, либо понижать его. Например, попадание на территорию будущего лицензионного участка заповедника снижает его рейтинг (проведение каких-либо работ на территориях заповедника запрещено), а месторождения — повышает. Количество учитываемых слоев при решении задачи зависит от цели недропользования, а также является учет слоя строгим или нет (например, учет территории уже существующих лицензионных участков или территории заповедников обязателен, а вот учет границ административных территорий не является критичным).

Шаг № 2: имеющиеся координатные данные по рассматриваемой территории должны быть преобразованы в картографический слой. После чего эта территория разбивается на элементарные сегменты. В качестве методов для разбиения заданной площади на сегменты было выбрано два способа — разбиение с помощью прямоугольной сетки или разбиение методом триангуляции.

Шаг № 3: расчет рейтинга (перспективности) каждого элементарного сегмента путем последовательного их перебора (рассматриваем все геологические объекты, попавшие на территорию сегмента, и считаем рейтинг).

Шаг № 4: представление результата пользователю и его корректировка с точки зрения пользователя.

Несмотря на то, что представленная методика позволяет повысить оперативность и качество принимаемых решения, на данный момент она не позволяет учесть некоторых двойственных ситуаций. Например, река может делить небольшую часть рассматриваемой территории на отдельные сегменты и, рассматривая каждую ячейку в отдельности они будут не так перспективны, как совместно. Решение такого рода двойственных ситуаций можно определить как перспективу ее развития. Кроме того, в перспективе возможно расширение задачи для возможности проведения геолого-экономической оценки территории, когда подключается экономическая часть с различными показателями, такими как коэффициенты достоверности и подтверждаемости.

НИЗКОЧАСТОТНЫЙ СДВИГ G-ПОЛОСЫ СПЕКТРОВ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ ЦЕЙЛОНСКОГО ГРАФИТА

С. И. Исаенко

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

s.i.isaenko@gmail.com

Рамановская спектроскопия является мощным инструментом исследования структуры и состава вещества. Данный метод позволяет наблюдать «in situ» малейшие изменения в кристаллической структуре минерала, вызванные, к примеру, увеличением давления и/или температуры образца, воздействием деформации. При помощи анализа спектров комбинационного рассеяния света (КР) можно наблюдать изменения структуры вещества, которые в свою очередь, отражаются в сдвиге положения полос КР в спектре, уменьшения либо увеличения их полуширины.

Как известно, температурный нагрев может быть одной из причин сдвига положения G-полосы в низкочастотную область в спектрах КР углеродных веществ. Х. Каги установил зависимость низкочастотного смещения положения G-полосы в спектре КР графитовой пудры от мощности лазерного излучения [1]. П. Тан вычислил коэффициент в низкочастотную область спектра КР высокоориентированного пиролитического графита в зависимости от температуры образца. Значение температурного коэффициента низкочастотного сдвига G-полосы по данным эксперимента П. Тана составляет $0.011 \text{ см}^{-1}/\text{K}$ [2].

В рамках отработки методики проведения аналитических исследований при помощи рамановской спектроскопии, было проведено изучение влияния нагрева, вызванное воздействием лазера, на спектроскопические характеристики образцов. Анализировались частицы кристаллического высокоупорядоченного цейлонского графита различных размеров. В качестве анализируемой спектроскопической характеристики использовалось положение G-полосы в спектре КР графита.

Регистрация спектров КР проводилась на рамановском спектрометре HR800 (Horiba Jobin Yvon). Условия съемки: решетка спектрографа — 600 ш/мм, конфокальное отверстие — 200 мкм, щель спектрометра — 100 мкм, время экспозиции спектра КР — 1–10 сек, количество циклов накопления сигнала — 10. Для проведения эксперимента были задействованы лазеры — встроенный He-Ne 633 нм ($P_{\text{max}}=20 \text{ мВт}$) и внешний Ar^+ 514 нм ($P_{\text{max}}=120 \text{ мВт}$). Размер лазерного пятна на образце составлял около 1 мкм^2 . Для каждой частицы графита были зарегистрированы спектры КР на двух значениях мощности каждого из лазеров — для лазера 633 нм были использованы мощности 2 мВт и 20 мВт, для лазера 514 нм — 12 мВт и 120 мВт.

В результате проведенного анализа спектров КР были получены характерные положения G-полосы для двух значений мощности лазерного излучения — для уменьшенной в 10 раз фильтром оптической мощности и для максимальной (табл. 1, 2). На рисунке представлена зависимость низкочастотного сдвига положения G-полосы от размера проанализированных частиц при мощности 20 мВт лазера 633 нм, и 120 мВт для лазера 514 нм. При уменьшении размера частиц, находящихся под воздействием лазерного излучения, наблюдается низкочастотный сдвиг G-полосы относительно ее среднего положения 1581 см^{-1} . Максимальный сдвиг наблюдается в спектрах КР частицах с размерами $0.5\text{--}4\text{ мкм}$ и составляет $11\text{--}12\text{ см}^{-1}$. На частицах крупнее 100 мкм значение сдвига G-полосы в спектре находится на уровне приборной погрешности. При этом следует заметить, что использование лазера 633 нм мощностью менее 2 мВт либо лазера 514 нм мощностью менее 12 мВт позволяет минимизировать влияние температурного нагрева частиц цейлонского графита.

Таким образом, при исследовании высококристаллического цейлонского графита было установлено, что нагрев частиц лазером при-

Таблица 1

Характеристики спектров КР частиц графита (возбуждение 633 нм)

Размер частиц графита, мкм	Положение G-полосы при мощности лазерного излучения, см^{-1}		Низкочастотный сдвиг G-полосы, см^{-1}
	2 мВт	20 мВт	
100	1581	1580	1
20	1581	1579	2
10	1581	1573	8
7	1582	1575	7
4	1581	1569	12

Таблица 2

Характеристики спектров КР частиц графита (возбуждение 514 нм)

Размер частиц графита, мкм	Положение G-полосы при мощности лазерного излучения, см^{-1}		Низкочастотный сдвиг G-полосы, см^{-1}
	12 мВт	120 мВт	
500	1582	1581	1
40	1582	1580	2
25	1581	1577	4
2	1581	1571	10
0.5	1581	1570	11

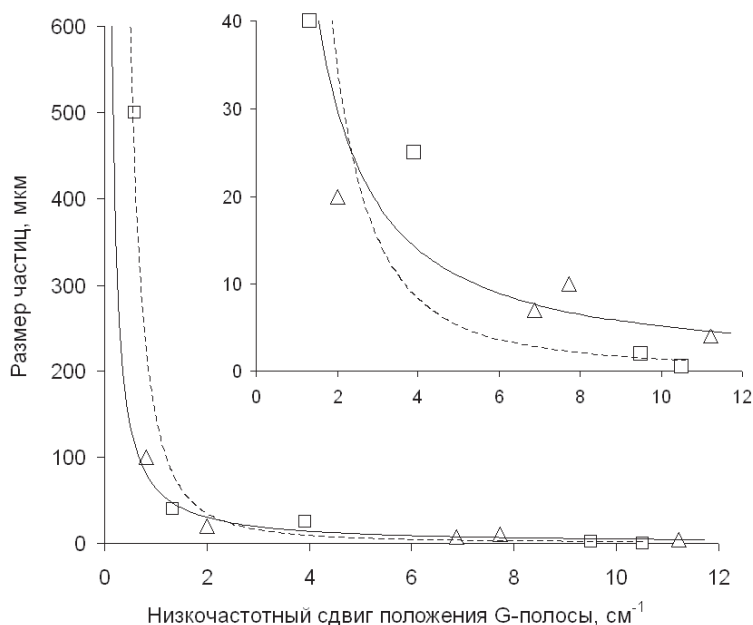


График зависимости низкочастотного сдвига G-полосы спектра КР относительно 1581 см^{-1} от размера анализируемых частиц цейлонского графита. Обозначения: квадратный маркер и пунктирная линия — возбуждение лазером 514 нм ($P=120\text{ мВт}$), треугольный маркер и сплошная линия — возбуждение 633 нм ($P=20\text{ мВт}$). На вкладке — увеличенный участок области малых значений

водит к смещению положения G-полосы в спектрах КР в низкочастотную область, при этом наблюдается зависимость величины сдвига от размера частиц — чем меньше частица, тем существеннее сдвиг. Поэтому, при анализе спектроскопических характеристик, с целью определения особенностей структурного состава вещества, необходимо учитывать влияние лазерного нагрева непосредственно при проведении исследования и подбирать мощность лазерного возбуждения в соответствии с физическими параметрами анализируемых объектов, либо вводить соответствующую поправку.

Литература

1. Kagi H., Tsuchida I., Wakatsuki M. et al. Proper understanding of down-shifted Raman spectra of natural graphite: direct estimation of laser-induced rise in sample temperature // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994. V. 58. P. 3527—3530.
2. Tan P. H., Deng Y. M. and Zhao Q. Temperature-dependent Raman spectra and anomalous Raman phenomenon of highly oriented pyrolytic graphite // *Phys. Rev.*, 1998. B58. P. 5435—5439.

СИЛИЦИРОВАНИЕ КАРБИДОВ И ОКСИКАРБИДОВ ТИТАНА ПАРАМИ SiO

Е. И. Истомина

ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Istomina-ei@chemi.komisc.ru

Соединения слоистой кристаллической структуры с наноразмерным периодом чередования слоев и со слабой связью между отдельными слоями в настоящее время представляют собой большой интерес. К таким соединениям относится карбидосилицид титана Ti_3SiC_2 , в котором послойно упакованные карбидные блоки разделены между собой атомными слоями кремния. Слоистость строения вещества на наноуровне обеспечивает уникальные механические характеристики: микропластичность, прочность, трещиностойкость, что в сочетании с хорошей электрической проводимостью и химической стойкостью открывает перспективы для его использования в материалах высокотемпературного и электротехнического назначения, особенно при получении изделий сложной формы.

В основе нового перспективного метода синтеза Ti_3SiC_2 , разрабатываемого в нашем институте, лежит гетерофазное химическое взаимодействие между карбидом титана и газообразным SiO при температуре 1350 °С. Такая ситуация, в частности, может реализовываться при совместном карботермическом восстановлении TiO_2 и SiO_2 [1]. В этом случае нестехиометрия промежуточных карбидных и оксикарбидных соединений титана должна оказывать существенное влияние на кинетику силицирования и направление фазообразовательных процессов. В связи с этим нами были исследованы гетерофазные взаимодействия, происходящие в системе TiC_x-SiO в условиях стационарного газового режима над реакционной зоной при использовании в качестве источника паров SiO реакционной смеси $Si + SiO_2$.

Образцы TiC_x (где $x = 0.5-1.1$) и TiO_yC_x (где $x = 0-1$; $y = 0-1$; $x + y = 1$) были синтезированы из компактированных порошковых смесей. В качестве исходных реагентов использовались титан марки ТПП-7 (Ti не менее 99 %), оксид титана TiO_2 (ОСЧ 7-3) и активированный уголь марки БАУ-А (содержание углерода не менее 99 %). Термообработку проводили в вакуумной электропечи при температурах 1350—1500 °С и давлении в вакуумной камере $10^{-3}-10^{-1}$ Па в течение 3 часов. С целью достижения однофазности отожженные образцы измельчались до порошков с размерами зерен менее 90 мкм и подвергались повторно компактированию и термообработке. Данная процедура повторялась несколько раз до достижения однофазности карбидов, которая подтверждалась данными рентгенофазового анализа.

В качестве источника паров SiO использовалась реакционная смесь $SiO_2 + Si$. Порошки исходных реагентов смешивали и тщательно пере-

тирили, брикетировали и высушивали до полного удаления влаги. Парциальное давление паров SiO регулировалось температурой:

$$\lg(P_{\text{SiO}}) = 13.204 - 17490/T(\text{Па}) \quad (1200 \text{ K} < T < 1900 \text{ K})$$

Предварительно синтезированные карбиды титана с размером зерен 1–2 мм, полученные механическим помолом из компактных образцов силицировали парами SiO при 1350 °С в условиях динамического вакуума при постоянной откачке газообразных продуктов реакции. Схема представлена на рисунке. Время силицирования составляло 15–240 мин.

Рентгенографический анализ образцов проводили на дифрактометре SHIMADZU XRD-6000 ($\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр). Фазовый состав продуктов термообработки оценивали по дифракционным данным с помощью программы PowderCell 2.4 [2]. Термогравиметрический анализ образцов карбида титана проводили на приборе NETZSCH STA 409 PS. Образцы, характеризующиеся максимальным выходом целевого продукта, были исследованы на электронном сканирующем микроскопе JEOL JSM-6400 с приставкой для микрозондового анализа LINK и ULTRA-55.

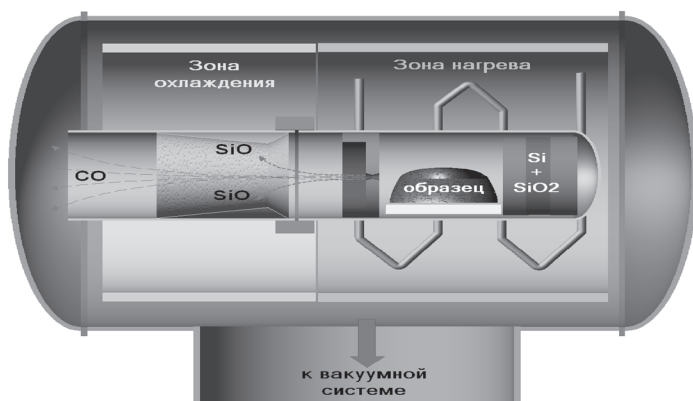


Схема экспериментальной установки

Установлено, что состав продуктов существенно зависит от стехиометрии карбида титана. В случае использования карбидов с содержанием углерода, близким к стехиометрическому, силицирование карбидной фазы приводит вначале к образованию Ti_3SiC_2 , а затем на его поверхности начинают образовываться другие силицидные фазы: Ti_5Si_3 и TiSi_2 . При аналогичной термохимической обработке парами SiO оксикарбидов титана и карбидов с низким содержанием углерода наблюдается образование только фазы силицида титана Ti_5Si_3 . Выявленные закономерности фазообразования могут быть объяснены протекани-

ем на поверхности карбидной фазы реакций, приводящих к обмену углерода на кремний и образованию СО в качестве газообразного продукта.

Литература

1. *Голдин Б. А., Истомин П. В., Рябков Ю. И.* Восстановительный твердофазный синтез карбидосилицида титана Ti_3SiC_2 // Неорганические материалы, 1997. Т. 33, № 6. С. 691—693.
2. *Kraus W., Nolze G.* Powder Cell — a program for the representation and manipulation of crystal structures and calculation of the X-ray powder patterns // J. Appl. Cryst., 1996. V. 29. P. 301.

ЭВОЛЮЦИЯ ВЗГЛЯДОВ НА СТРАТИГРАФИЮ ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Н. А. Канева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Фаменский ярус является самым верхним подразделением девонской системы. В последние годы интерес к фаменским отложениям возрос в связи с установленной их нефтегазоносностью. На рассматриваемой территории эти отложения характеризуются фациальной неоднородностью, и для построения седиментологических моделей необходима четкая стратиграфическая основа. Целью данной работы является анализ изменения взглядов на стратиграфию фаменских отложений Тимано-Североуральского региона.

Отложения фаменского яруса, за исключением юго-западного При тиманья, Среднего Тимана и смежной с ним территории Ижма-Печорской впадины, широко распространены в пределах Тимано-Печорской провинции. Они повсеместно залегают на верхнефранских отложениях [3], но развиты с неодинаковой полнотой вследствие глубокого предраннекаменноугольного размыва [7]. Максимальная мощность фаменских отложений достигает 2600 м [4].

Детальное стратиграфическое расчленение отложений верхнего девона гряды Чернышева, согласно унифицированной схеме 1956 г., впервые было сделано А. И. Першиной в 1954—1959 гг. Впоследствии, вопросы стратиграфии и литологии верхнедевонских отложений были изложены в многочисленных фондовых и опубликованных работах Л. В. Добротворской, А. В. Дуркиной, З. И. Цзю, Л. С. Коссового, Т. И. Кушнareвой, В. В. Меннера, В. С. Цыганко и др., чьи построения легли в основу проводимых позднее исследований.

Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции (ТПП), согласно постановлениям Межведомственной стратиграфической комиссии (МСК) [1990], подразделен на три подъяруса: нижний, средний и верхний (рис. 1). Современные исследования по стратиграфии и литологии фаменских отложений довольно детально изложены в монографии Л. В. Пармузиной [5]. На рис. 2 нами представлены современные стратиграфические подразделения и дана краткая характеристика типов разреза.

Нижняя граница фаменского яруса проводится по кровле ливенского горизонта франского яруса и в нижней части принята в объеме стандартной конодонтовой зоны *Palmatolepis triangularis*. Повсеместно с этой границей связано проявление Кельвассерского биотического события [4, 11, 12], поэтому граница франского и фаменского ярусов

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Унифициро- ванная стратиграфи- ческая схема ТПП [8]	Типы разреза (по: [5])			
					Горизонт	мелководно- шельфовый	рифовый	депрессийный
Девонская - D	Верхний – D ₃	Фаменский - D _{3fm}	Верхний - D _{3fm3}	Нюмылгский	глины с растительными остатками, прослоями известняков, алевролитов и песчаников			
				Зеленецкий	известняки разного генсзиса	доломитовые и известняко- вые толщи	глинисто- карбонатные породы	
			Средний - D _{3fm2}	Усть- печорский	глинисто- карбонатные и карбонатные толщи	каргируется в виде зоны барьерных рифов	карбонатно- глинистые, отложения, битуминозные,	
				Нижний - D _{3fm1}	Елецкий	глинисто- известняковые, известняково- доломитовые толщи	мало изучен	глинистые, карбонатно- глинистые отложения
			Задонский		терригенные, глинисто- карбонатные, карбонатные отложения	склоновые фации рифов	битуминозные, кремнисто- карбонатные, глинистые отложения	
			Волгоградский		глинисто-карбонатные, глинистые, карбонатные			

Рис. 2. Литологическая характеристика отложений фаменского яруса девонской системы на территории Тимано-Печорской провинции [5]

носит событийный характер. По данным В. С. Цыганко [10], с учетом вертикального распространения конодонтов и микрофауны было признано обоснованным проведение границы между девоном и карбоном по подошве конодонтовой зоны *Siphonodella sulcata*, как это было предложено Международной рабочей группой. Верхняя граница яруса совпадает с основанием гумеровского горизонта турнейского яруса нижнего карбона [8] и установлена в разрезах западного склона севера Урала в подошве зоны *sulcata*. У границы между девоном и карбоном развит горизонт черных глинистых сланцев, обязанных своим появлением Хангенберскому эвстатическому событию. Интервал горизонта

является естественным рубежом, отражающим перестройку палеоэко-систем и биосферы в целом [9].

В настоящее время активно изучаются пограничные отложения девона и карбона и продолжается уточнение подъярусного расчленения фаменского яруса.

Автор выражает благодарность А. И. Антошкиной и В. С. Цыганко за консультации и помощь в написании данной статьи.

Литература

1. *Беляева Н. В., Корзун А. Л., Петрова Л. В.* Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы. СПб.: Наука, 1998. 154 с.
2. *Дуркина А. В.* Стратиграфия джеболских отложений Тимано-Печорской провинции // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. Л.: ВНИГРИ, 1988, С. 97-107.
3. *Кушнарева Т. И.* Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции. М.: Недра, 1977. 135 с.
4. *Овнатанова Н. С., Кузьмин А. В., Мельникова Л. И. и др.* Значение конodontов для датировки рифогенных толщ верхнего девона Тимано-Печорской провинции // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. Сборник научных трудов. М.: ИГиРГИ, 1991. С. 86—97.
5. *Пармузина Л. В.* Описание, расчленение и корреляция разрезов верхнедевонского комплекса Тимано-Печорской провинции. СПб.: Недра, 2005. 200 с.
6. *Першина А. И.* Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. М.-Л.: Изд-во Академия Наук СССР, 1962. 122 с.
7. *Першина А. И., Цыганко В. С., Боринцева Н. А.* Биогеографическое районирование европейского Севера СССР (Девонский период). Л.: Наука, 1976. 104 с.
8. Решение межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Л., 1990.
9. *Седаева К. М., Рябинкина Н. Н., Кулешов В. Н. и др.* Хангенберское глобальное геологическое событие рубежа девона — карбона и его отражение в разрезах западного склона Приполярного (р. Кожим) и Южного (р. Сиказа) Урала // Материалы Второй Всероссийской конференции «Верхний палеозой России: стратиграфия и фашиальный анализ». Казань: КГУ, 2009. С. 113—115.
10. *Цыганко В. С.* О границе девонской и каменноугольной систем // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2010. № 6. С. 5—9.
11. *House M. R., Menner V. V., Becker R. T. et al.* Reef episodes, anoxia and sea — level changes in the Frasnian of the southern Timan (NE Russian platform) // Carbonate Platform Systems: components and interactions. Geological Society Special Publication. 2000, No. 178. P. 147—176.
12. *Yudina A. B., Racki G., Savage N. M. et al.* The Frasnian — Famennian events in a deep — shelf succession, subpolar Ural: biotic, deposition and geochemical records // Acta Palaeont. 2002, Polonica. 47. P. 352—372.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАЗМЕЩЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ В МНОГОМЕРНОМ ПРОСТРАНСТВЕ

В. В. Кириллова, О. Ф. Разманова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

tkachev@geo.komisc.ru, kirillenokvv@mail.ru

Сравнение применения теории вероятностей и математической статистики в различных отраслях геологической науки показывает, что наиболее успешно оно проходит при обработке минералогических, геохимических и петрохимических данных при сравнении содержаний, установлении корреляционных зависимостей, установлении законов частотного распределения наблюдаемых геологических величин. Когда дело касается анализа взаимного расположения геологических объектов, проверке гипотез о наличии в нем закономерностей, то положительных результатов здесь очень мало. Анализ геологических, металлогенических и прогнозных карт до сих пор проводится по большей части на словах без какого-либо математического «вмешательства».

Причина такого положения заключается, среди прочего, в почти полном отсутствии математических основ такого анализа. В связи с этим можно упомянуть лишь работу Ф. А. Усманова [4], идеи которого пока не получили должного развития. Анализ метрики пространства горной породы сдвинул с мертвой точки Ю. Л. Войтеховский [1]. Поискам и верификации пространственных тенденций в геологии посвящены некоторые работы Ю. А. Ткачева [2, 3].

В данной работе анализируются свойства многомерного пространства с евклидовой метрикой. Необходимость изучения одно-, двух- и трехмерного пространств очевидна — в них существуют реальные геологические тела. В одномерном пространстве это объекты геологического разреза, скважины, линейной горной выработки, в двумерном — объекты геологических карт, погоризонтных планов месторождений, в трехмерном (3D) — объекты в земной коре, а не их проекции на пространства 1D, 2D. Пространства большей размерности — абстрактные, в них располагаются точки, изображающие результаты минералогических или химических анализов в геохимии или петрохимии или других измерений.

Инструментом исследований служили для нас точки, отрезки и другие фигуры, размещаемые в пространствах как случайным, так и закономерным образом. В данном случае это были пары точек, размещаемые случайным образом, т. е., другими словами, отрезки, концы которых представляли собой точки, положение которых определялось случайными координатами, подчиняющимися равномерному закону

распределения с плотностью вероятности $f(x) = 1/(b-a) = \text{const}$ со средним значением $\bar{x} = (a+b)/2$ и $\sigma_x = (b-a)\sqrt{12}$, где ab — отрезок, на котором производится моделирование координат.

Моделирование и обработка данных производилась по оригинальной авторской программе с использованием стандартной функции — датчика псевдослучайных чисел. Для получения сопоставимых результатов в пространствах различной размерности (расстояний между точками в паре) они нормировались в двух вариантах: 1) по длине стороны n -мерного единичного куба; это выражалось в делении расстояний на единицу, так как в единичном кубе $(b-a) = 1$; 2) по диагонали n -мерного единичного куба; эта диагональ для различной размерности n равна

размерность	1	2	3...	5	10	15	20
диагональ	1	$\sqrt{2}=1.41$	$\sqrt{3}=1.73$	$\sqrt{5}=2.23$	$\sqrt{10}=3.16$	$\sqrt{15}=3.87$	$\sqrt{20}=4.47$

Результаты исследований приведены в табл. 1 и 2 и изображены на рис. 1 и 2. Из них следуют такие выводы:

1. В одномерном пространстве моделирование на единичном отрезке) кривая распределения расстояний имеет гиперболообразный вид; модальный интервал гистограммы — первый из общего числа 20. Среднее значение расстояния составляет $\sim 1/3$ длины единичного отрезка (стороны 1-мерного куба).

2. При нормировании по стороне куба с увеличением его размерности кривая расстояний приобретает все более гауссовский вид, модальное и среднее значения быстро сближаются и обе эти величины растут и стабилизируются на значении 0.41, сохраняя некоторую правоасимметричность. Среднее квадратическое отклонение расстояний между парой случайных точек уменьшается с увеличением размерности пространства обратно пропорционально диагонали n -мерного куба.

3. При нормировании по диагонали куба, т. е. по максимальному возможному расстоянию в n -мерном кубе среднее значение и мода увеличиваются, но и в этом варианте составляют 0.41 от максимально возможного расстояния. Среднее квадратическое отклонение расстояний остается постоянным на уровне 0.25.

Полученные характеристики являются фундаментальными для n -мерных пространств. Они будут использоваться нами в дальнейших исследованиях.

Благодарим Ю. А. Ткачева за идеи и неоценимую помощь в проведении исследований.

Таблица 1

Характеристики распределения расстояний между точками размерности от 1 до 20 при случайном их размещении, нормированных по диагонали единичного куба (число моделированных пар точек – 10000)

№ интер- валов	Верхние границы интервалов (Sh) и относительные частоты (P) при различной размерности пространства													
	1		2		3		5		10		15		20	
	Sh	P	Sh	P	Sh	P	Sh	P	Sh	P	Sh	P	Sh	P
1	0.0500	0.0997	0.0707	0.0146	0.0866	0.0031	0.1118	0.0001	0.1581	0.0000	0.1936	0.0000	0.0036	0.0000
2	0.1000	0.0961	0.1414	0.0384	0.1732	0.0151	0.2236	0.0017	0.3162	0.0000	0.3873	0.0000	0.4472	0.0000
3	0.1500	0.0877	0.2121	0.0633	0.2598	0.0368	0.3354	0.0092	0.4743	0.0005	0.5809	0.0000	0.6708	0.0001
4	0.2000	0.0850	0.2828	0.0803	0.3464	0.0537	0.4472	0.0314	0.6325	0.0044	0.7746	0.0006	0.8944	0.0000
5	0.2500	0.0751	0.3536	0.0895	0.4330	0.0828	0.5590	0.0610	0.7906	0.0217	0.9682	0.0075	1.1180	0.0022
6	0.3000	0.0702	0.4243	0.0994	0.5196	0.1038	0.6708	0.1019	0.9487	0.0720	1.1619	0.0419	1.3416	0.0272
7	0.3500	0.0669	0.4950	0.0976	0.6062	0.1196	0.7826	0.1440	1.1068	0.1597	1.3555	0.1482	1.5652	0.1321
8	0.4000	0.0571	0.5657	0.1012	0.6928	0.1231	0.8944	0.1753	1.2649	0.2372	1.5492	0.2797	1.7889	0.3053
9	0.4500	0.0517	0.6364	0.0917	0.7794	0.1226	1.0062	0.1672	1.4230	0.2406	1.7428	0.2888	2.0125	0.3336
10	0.5000	0.0537	0.7071	0.0821	0.8660	0.1163	1.1180	0.1435	1.5811	0.1668	1.9365	0.1718	2.2361	0.1662
11	0.5500	0.0456	0.7778	0.0752	0.9526	0.0917	1.2298	0.0879	1.7393	0.0736	2.1301	0.0531	2.4597	0.0303
12	0.6000	0.0439	0.8485	0.0561	1.0392	0.0627	1.3416	0.0478	1.8974	0.0197	2.3238	0.0078	2.6833	0.0028
13	0.6500	0.0378	0.9192	0.0524	1.1258	0.0382	1.4534	0.0194	2.0555	0.0037	2.5174	0.0006	2.9069	0.0002
14	0.7000	0.0347	0.9899	0.0294	1.2124	0.0174	1.5652	0.0085	2.2136	0.0001	2.7111	0.0000	3.1305	0.0000
15	0.7500	0.0284	1.0607	0.0148	1.2990	0.0092	1.6771	0.0008	2.3717	0.0000	2.9047	0.0000	3.3541	0.0000
16	0.8000	0.0243	1.1314	0.0084	1.3856	0.0029	1.7889	0.0003	2.5298	0.0000	3.0984	0.0000	3.5777	0.0000
17	0.8500	0.0176	1.2021	0.004	1.4722	0.0008	1.9007	0.0000	2.6879	0.0000	3.2920	0.0000	3.8013	0.0000
18	0.9000	0.0141	1.2728	0.0013	1.5588	0.0001	2.0125	0.0000	2.8460	0.0000	3.4857	0.0000	4.0249	0.0000
19	0.9500	0.0080	1.3435	0.0002	1.6454	0.0001	2.1243	0.0000	3.0042	0.0000	3.6793	0.0000	4.2485	0.0000
20	1.0000	0.0024	1.4142	0.0001	1.7321	0.0000	2.2361	0.0000	3.1623	0.0000	3.8730	0.0000	4.4721	0.0000
$\bar{r}$		0.3346		0.5185		0.6657		0.8779		1.2615		1.5626		1.8057
σ_r		0.2395		0.2486		0.2516		0.2480		0.2477		0.2497		0.2503
mod		0.0483		0.5142		0.6815		0.8709		1.2719		1.5632		1.8212

Таблица 2

**Характеристики распределения расстояний между точками
размерности от 1 до 20 при случайном их размещении,
нормированных по стороне единичного куба
(число моделированных пар точек — 10000)**

№ интер- валов	Верхние границы интервалов	Относительные частоты расстояний в пространствах различной размерности						
		1	2	3	5	10	15	20
1	0.0500	0.0986	0.0172	0.0019	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000
2	0.1000	0.0935	0.0392	0.0132	0.0021	0.0000	0.0000	0.0000
3	0.1500	0.0842	0.0624	0.0347	0.0113	0.0003	0.0000	0.0000
4	0.2000	0.0856	0.0757	0.0573	0.0293	0.0037	0.0005	0.0001
5	0.2500	0.0782	0.0899	0.0823	0.0626	0.0205	0.0068	0.0018
6	0.3000	0.0698	0.0961	0.0997	0.1071	0.0733	0.0466	0.0283
7	0.3500	0.0658	0.1021	0.1206	0.1375	0.1582	0.1474	0.1303
8	0.4000	0.0638	0.0996	0.1297	0.1656	0.2305	0.2678	0.3103
9	0.4500	0.0551	0.0877	0.1216	0.1650	0.2412	0.2871	0.3271
10	0.5000	0.0519	0.0899	0.1066	0.1509	0.1714	0.1755	0.1657
11	0.5500	0.0480	0.0698	0.0936	0.0907	0.0746	0.0594	0.0338
12	0.6000	0.0442	0.0643	0.0661	0.0511	0.0220	0.0081	0.0024
13	0.6500	0.0360	0.0492	0.0438	0.0197	0.0040	0.0007	0.0002
14	0.7000	0.0328	0.0312	0.0184	0.0058	0.0003	0.0001	0.0000
15	0.7500	0.0281	0.0139	0.0081	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000
16	0.8000	0.0238	0.0077	0.0020	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000
17	0.8500	0.0171	0.0022	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
18	0.9000	0.0131	0.0015	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
19	0.9500	0.0076	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
20	1.0000	0.0028	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
$\bar{r}$		0.3346	0.3665	0.3862	0.3929	0.4017	0.4045	0.4039
σ_r		0.2370	0.1754	0.1443	0.1118	0.0787	0.0658	0.0562
mod		0.0475	0.3353	0.3765	0.3990	0.4066	0.4074	0.4047

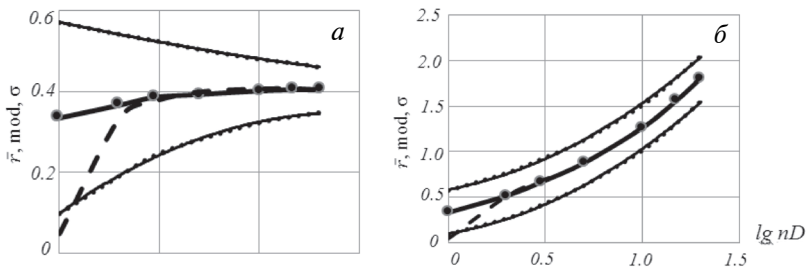


Рис. 1. Зависимость среднего значения, моды и среднего квадратического отклонения расстояний от размерности пространства.

Основная сплошная линия — среднее значение, штриховая линия — модальное значение, сплошная тонкая линия — плюс, минус среднее квадратическое отклонение от среднего значения

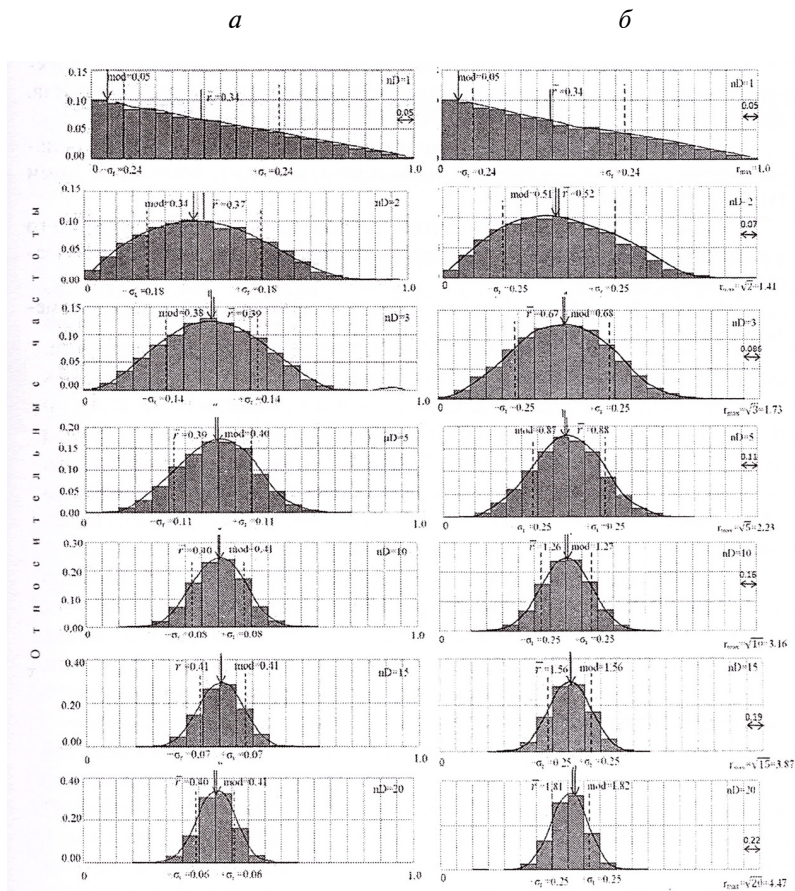


Рис. 2. Изменение гистограмм распределения расстояний при увеличении размерности пространства: *a* — при нормировании по стороне n -мерного куба, *б* — по его диагонали.

Стрелка — модальное значение, жирный отрезок — среднее значение, штриховая линия — среднее квадратическое отклонение

Литература

1. *Войтеховский Ю. Л.* Количественный анализ петрографических структур: метод структурной индикатрисы и метод вычитания аксессуаров// Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 2000. № 1. С. 50—54.
2. *Ткачев Ю. А.* Поиск черной кошки в темной комнате или поиск непараметрических пространственных тенденций в геологии// Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2003. № 3. С. 9—12.
3. *Ткачев Ю. А.* Структурно-статистический анализ пространственного взаимного расположения геологических объектов// Уральский геологический журнал, 2010. № 5.
4. *Усманов Ф. А.* Математические методы в региональной геологии и металлогении. Ташкент: ФАН, 1985. 210 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОХИМИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КАРБОНАТИТОВ МАССИВА Р. КОСЬЮ (ТИМАН)

Н. С. Ковальчук

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

kovalchuk@geo.komisc.ru

Предметом исследования данной работы являются карбонаты массива р. Косью (Тиман), которые несут редкоземельную минерализацию. Редкоземельные элементы (РЗЭ) являются характерной и типоморфной примесью во всех разновидностях карбонатов, но содержание и форма их нахождения различны для разных пород [1, 2]. Для поздних карбонатов, какими являются косьюские карбонаты, характерно повышенное содержание РЗЭ и появление собственных минералов редких земель: монацита, бастнезита и анкилита [3, 4]. Нами проведено детальное изучение геохимических особенностей карбонатов Косьюского массива, в том числе и распределение в них РЗЭ.

По данным эмиссионного спектрального анализа с индуктивно-связанной плазмой (ЭСА-ИСП) для косьюских карбонатов выявлены ураганные содержания РЗЭ цериевой группы. Содержание Y для косьюских карбонатов не значительно. Рассчитанные нами содержания РЗЭ (Ce+La+Y) в карбонатах, по данным ЭСА-ИСП, существенно превышают значения, установленные ранее [2].

Следует отметить, что содержания РЗЭ в карбонатах в разрезе (по скважине) распределены не равномерно. Вероятно, это связано с неравномерностью распределения минералов-концентраторов РЗЭ. Подавляющая масса РЗЭ в косьюских карбонатах концентрируется в монаците, бастнезите и анкилите. Некоторое количество этих элементов входит в состав апатита, пирохлора, пирита и др. акцессорных минералов [4]. Также, в их качестве могут выступать порообразующие карбонаты (доломит, анкерит).

Из числа редких элементов, концентрирующихся в карбонатах, не меньшее практическое значение имеют Nb и Ta. Кроме того, изучаемые карбонаты обогащены Sr и Ba. Они характеризуются повышенными содержаниями по сравнению с типичными карбонатами [1].

Кроме того, в составе исследуемых карбонатов по результатам ЭСА-ИСП отмечены примеси Be, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, Sc, V, Zn и Zr.

В целом, ассоциация редких элементов, содержащихся в карбонатах Косьюского массива, аналогична таковой для поздних карбонатов и посткарбонатитовых образований малоглубинных карбонатитовых комплексов [5]. Ассоциация РЗЭ в карбонатах, с преобладание РЗЭ цериевой группы, указывает на их формирование в фациях повышенной основности, а тяжелые РЗЭ и Y концентрируются в бо-

лее низкотемпературных и кислых условиях (полевошпатовые метасоматиты и жильные образования).

Характеристика химического состава карбонатитов Косьюского массива в целом позволяет уточнить потенциальные ресурсы данного объекта в отношении редкометального оруденения. Кроме того, косьюские карбонатиты, наряду с Се и La (в монаците, бастнезите и анкилите) содержат комплекс полезных элементов — Nb, Sr, Ba и др.

Таким образом, полученные нами данные позволяют уточнить сведения о количественном и качественном содержании РЗЭ в карбонатитах массива р. Косью, что может быть основой для постановки работ по переоценке прогнозных ресурсов данного объекта.

Автор выражает глубокую благодарность В. И. Степаненко за предоставленные образцы, Т. Н. Тарасовой за выполнение химических анализов вещества и Т. Г. Шумиловой за научные консультации. Работа выполнена при финансовой поддержке Уральского гранта молодых ученых и аспирантов (2010 г.).

Литература

1. Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971. 288 с.
2. Степаненко В. И. Карбонатитовый комплекс Среднего Тимана // Автореферат канд. дис. геол.-мин. наук. Свердловск, 1982. 24 с.
3. Шумилова Т. Г., Козырева И. В., Ковальчук Н. С. Минералогические особенности монацита косьюских карбонатитов на микроуровне // Материалы XV Геологического съезда РК “Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России”. Сыктывкар: Геопринт, 2009. Т. II. С. 431–432.
4. Ковальчук Н. С., Шумилова Т. Г., Козырева И. В. Минералогия редкоземельных фаз косьюских карбонатитов // Материалы Международного минералогического семинара “Минералогическая интервенция в макро- и наномир”. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 296–297.
5. Фролов А. А., Толстов А. В., Белов С. В. Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ-Природа, 2003. 494 с.

ИЗУЧЕНИЕ СВОЙСТВ БАКТЕРИАЛЬНОГО ШТАММА П-7, ВЫДЕЛЕННОГО ИЗ ВЫСОКОМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Г. В. Кондакова, К. Е. Преображенский

ЯрГУ, Ярославль

galya@bio.uniyar.ac.ru

Подземные воды являются специфическим биотопом для живых организмов, с особыми условиями обитания. Микробные сообщества, населяющие подземные воды во многом уникальны, и вносят большой вклад в геохимические процессы, происходящие под землей. Однако при выделении микроорганизмов из подземных вод встает вопрос, являются ли они аборигенными, т.е. истинными обитателями глубоких горизонтов, или попадают сюда с поверхности в процессе бурения скважин. Для выяснения происхождения чистых культур микроорганизмов, выделенных из подземных водоносных пластов, необходимо изучить особенности их роста в условиях, приближенных к условиям природного биотопа.

В данной работе изучали особенности роста бактериального штамма П-7, который был выделен из подземных вод осадочного чехла Восточно-европейской платформы, вскрытых Медягинской скважиной (Ярославская обл., с. Медягино) в интервале 2067—2194 м (средне-верхнекембрийский водоносный горизонт). Подземные воды характеризуются как умеренно-кислые крепкие рассолы хлор-натрий-кальциевого типа с общей минерализацией 284 г/л и температурой пласта 56 °С (таблица).

Физико-химическая характеристика пластовых вод Медягинской скважины [1]

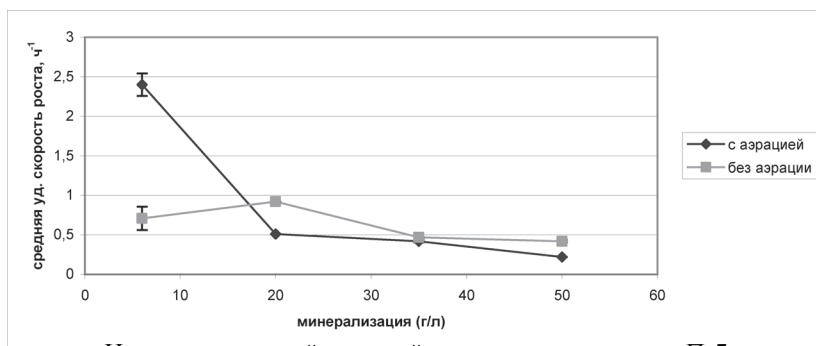
Глубина, м	t, °C	pH	Eh, мВ	Минерализация, г/л					РОВ*, мг/л
				общая	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	
2067— 2194	56	4.95	110	284	82.7	19.5	3.5	174.2	0.74

*Растворенное органическое вещество

Из вод указанного горизонта нами было выделено несколько бактериальных штаммов, о результатах исследования одного из них мы уже сообщали ранее [2]. Для изучения особенностей роста штамма П-7 исследовали влияние температуры, минерализации среды и парциального давления кислорода. Температуру изменяли от 28 до 60 °С, общую минерализацию среды — от 5 до 250 г/л, добавляя хлорид натрия. Культивирование проводили в периодическом режиме, как при ин-

тенсивной аэрации, так и в микроаэробных условиях. О росте судили по изменению оптической плотности культуральной жидкости, на основании чего строили кривые периодического роста и рассчитывали удельную скорость роста культуры.

Было установлено, что выделенный штамм не рос при температуре выше 28 °С. На неминерализованной питательной среде в условиях аэрации удельная скорость роста культуры была в 3 раза выше, чем в микроаэробных условиях, следовательно, аэробные условия при отсутствии повышенной минерализации являются для нее более благоприятными (рисунок). Максимальная концентрация NaCl в среде, при которой еще происходил рост культуры, составила 50 г/л как в условиях аэрации, так и в микроаэробных условиях. В условиях аэрации при повышении минерализации наблюдали снижение удельной ско-



Изменение средней удельной скорости роста штамма П-7 в зависимости от минерализации и аэрации среды

рости роста культуры до 11 раз. В микроаэробных условиях при повышении минерализации до 20 г/л наблюдали обратную картину: удельная скорость роста увеличилась по сравнению с неминерализованной средой в 1,3 раза. При дальнейшем повышении минерализации удельная скорость роста культуры начала снижаться и при концентрации соли 50 г/л стала примерно в 2 раза меньше по сравнению с неминерализованной средой. Тем не менее, это значение скорости роста было вдвое выше, чем при росте в условиях аэрации при той же минерализации. Установленная закономерность свидетельствует о токсическом действии кислорода на клетки при высокой солености среды. Подобное явление описано в литературе и также показано нами в предыдущих исследованиях [2].

В целом можно сказать, что сочетание высоких значений минерализации среды и парциального давления кислорода оказывает неблагоприятное воздействие на рост штамма П-7. Об этом же свидетельствуют и наблюдения за изменением морфологии клеток. При увели-

чении минерализации среды и аэрации происходило уменьшение размеров клеток и их агрегация. Формирование клеточных скоплений можно рассматривать как защитную реакцию, поскольку при этом затрудняется доступ кислорода к клеткам, расположенным внутри скопления и, следовательно, создаются более благоприятные условия. Таким образом, на основании проведенных исследований можно охарактеризовать штамм П-7 как галотолерантный, выдерживающий присутствие солей в концентрации до 50 г/л. Кислород стимулирует рост клеток при содержании солей в среде, характерном для стандартных питательных сред (5—6 г/л), а в условиях повышенной минерализации оказывает токсическое действие на клетки. Результаты проведенных исследований не позволяют окончательно решить вопрос об абригенности штамма П-7 для подземных вод, нужны дополнительные исследования, в частности, по влиянию рН на характер роста данной культуры.

Литература

1. Задание на разработку индивидуального рабочего проекта на строительство Медягинской ГЦС и разведочно-эксплуатационной скважины № 2 (часть 1): Отчет о НИР / ГНПП “Недра”; Руководитель А. М. Шиссель. Ярославль, 1992. 67 с.
2. Кондакова Г. В., Мосина Е. В. Особенности роста термофильной бациллы, выделенной из подземных вод // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 10-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 101—104.
3. Плакунов В. К. Взаимосвязь кинетики роста и дыхания у родококков в присутствии высоких концентраций солей / В. К. Плакунов, В. Г. Арзуманян, Н. А. Воронина, С. С. Беляев // Микробиология, 1999. Т. 68. № 1. С. 40—44.

ВЫРАЖЕННОСТЬ ЛОКАЛЬНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР В СОВРЕМЕННОМ РЕЛЬЕФЕ И НА МАТЕРИАЛАХ ДИСТАНЦИОННЫХ СЪЕМОК (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО ТИМАНА)

И. С. Котик

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ivkotik@gmail.com

В настоящей работе приводятся исследования комплексного анализа дистанционной информации полученной из космоса и структурно-геоморфологических построений на локальных нефтегазоносных структурах северо-восточного склона Южного Тимана: Кушкоджской, Роздинской, Войвожской, Седьельской и Нибельской. В основе интерпретации геолого-геофизических, дистанционных и структурно-геоморфологических данных лежит выявление структурно-индуцирующих признаков локальных поднятий осадочного чехла.

Структурное дешифрирование проводилось по разновременным и разносезонным космическим снимкам со спутника Landsat-7. В основе методики структурного дешифрирования лежит установление по аэрокосмическим материалам дистанционных образов структур осадочного чехла с помощью структурно-индицирующих показателей, отражающих на земной поверхности местоположение, форму, размеры и ориентировку изучаемых объектов [1].

Анализ высотного поля рельефа производился с помощью составленных карт морфоизогипс и альтиметрических построений. Исходным материалом для составления карт морфоизогипс являются топографические карты. Преимущество карт морфоизогипс заключается в исключении при рисовке мелких, экзогенно обусловленных неровностей дневной поверхности и передачи в обобщенном виде высотного поля рельефа, благодаря чему облегчается его структурный анализ [2]. Альтиметрические карты строятся по высотным отметкам скважин и данным топографических работ. В отличие от карт морфоизогипс они отличаются большей точностью в определение высот фактических точек и большим сходством со структурными картами [3].

По мнению ряда исследователей наиболее показательным признаком активности площади в новейший тектонический этап является также ее орографическая выраженность [4, 5]. Плановый рисунок гидро-сети может указывать на направленность тектонических движений и проявления разрывных нарушений. Поэтому наряду с анализом гипсометрии рельефа изучались также плановые конфигурации речной сети.

Кушкоджская структура представляет собой куполовидную антиклинальную малоамплитудную складку почти изометричной формы.

Структура отображается в современном плане в виде поднятия со сводом, смещенным к югу по отношению свода глубинной структуры. Новейшее поднятие хорошо выражено в рисунке речной сети: в северной части радиальное стекание водотоков, с юга огибание рекой. На материалах дистанционных съемок она выражена конформными глубинной структуре очертаниями, осложненными системой мелких линеаментов развитых по контуру структуры (рисунок).

Войвожское поднятие представляет собой брахиантиклинальную структуру северо-западного простираения. В современном плане ей соответствует поднятие в рельефе схожего облика, осложненное понижением в центральной части. Новейшие поднятия также выделяются по радиальному растеканию гидросети, а северная периклиналь структуры фиксируется параллельными изгибами водотоков. На материалах дистанционных съемок западное крыло структуры осложнено линеаменами субмеридионального простираения.

На северо-западе Войвожская структура кулисообразно сочленяется с Седельской брахиантиклинальной складкой с пологими крыльями, протягивающуюся в северо-западном направлении. На погружении северо-восточного крыла структуры проходит Ижемский разлом. В современном плане структура состоит из ряда поднятий разделенных понижениями в рельефе. В восточной части фиксируется линейное осложнение северо-западного простираения соответствующее спрямленному участку р. Седель.

Ограниченная Ижемским разломом от Войвожской складки Нибельская брахиантиклинальная структура имеет северо-западное простираение, широкий свод с пологим восточным крылом и более крутым западным. В современном плане структура выражена в виде поднятия северо-восточного простираения. Облегающий, в северной части структуры и центробежный в остальной части рисунок гидросети, позволяет довольно уверенно вырисовывать контуры современного поднятия. На дистанционных материалах структура очерчивается дискретным контуром примерно совпадающим с ориентировкой и размерами структуры в осадочном чехле.

Роздинская структура характеризуется сложным строением в современном структурном плане. В центральной части ее пересекает р. - Ижма, делая коленообразный изгиб. При дешифрировании северного и южного периклинальных замыканий в виде параллельных дугообразных контуров, она осложнена разрывными нарушениями в центральной части и на западном крыле.

Таким образом, для всех исследованных структур, за исключением Роздинской, характерна выраженность в современном рельефе в виде поднятий схожего с глубинной структурой облика, иногда со смещенным сводом относительно последней, проявленность в орографии в

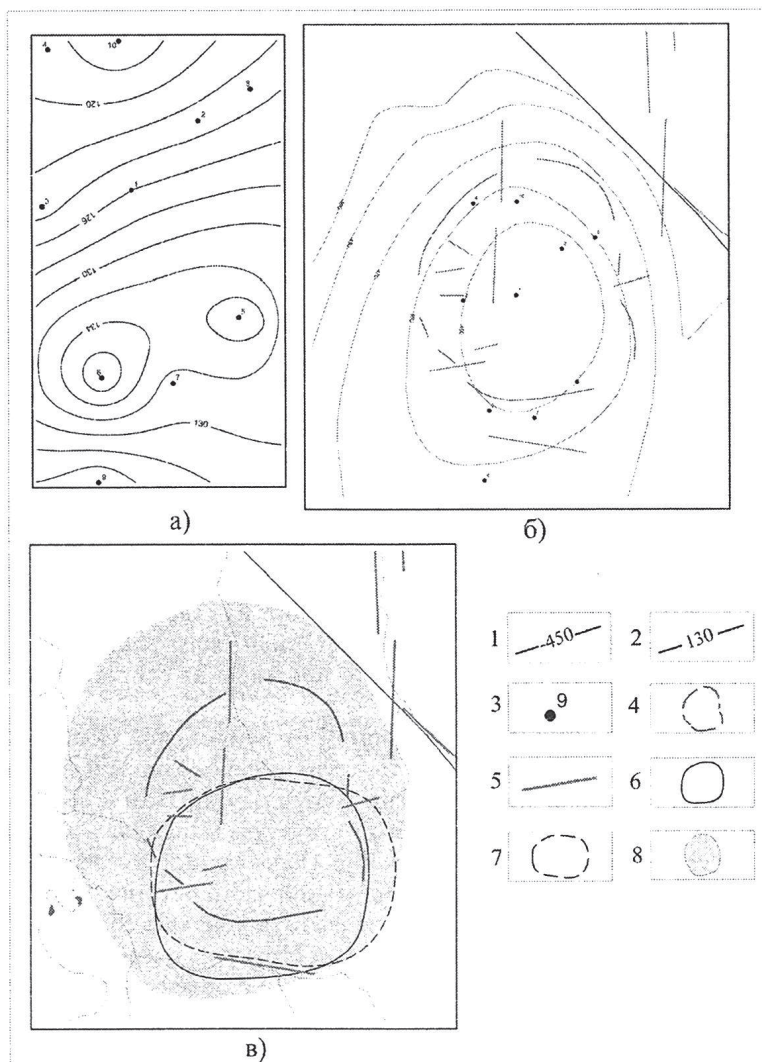


Схема сопоставления дистанционных и структурно-геоморфологических данных с материалами буровых работ на Кушкоджской структуре.

а) схема современного рельефа, б) структурная поверхность по подошве доманиковых отложений, в) сопоставления дистанционных и структурно-геоморфологических данных с материалами буровых работ; 1 — изогипса подошвы доманиковых отложений (D_3dm); 2 — изогипсы современной поверхности; 3 — скважина и ее номер; 4 — контур структуры выделенный по дистанционным данным; 5 — разрывные нарушения выделенные по дистанционным данным; 6 — контур новейшего поднятия; 7 — контур поднятия по рисунку гидросети; 8 — контур структуры по подошве доманиковых отложений

виде центробежного и облекающего периклинали и крылья структур рисунка гидросети, а также выраженность в ландшафте и, соответственно, на материалах дистанционных съемок, что может свидетельствовать об их унаследованном развитии и тектонической активности в новейшее время, обусловившей проявленность поднятий в современном структурном плане.

Отражение локальных нефтегазоносных структур на материалах дистанционных съемок с пространственной корреляцией по горизонтам осадочного чехла и дистанционного образа, может свидетельствовать об эффективности использования дистанционной информации и возможности выявления, отраженных в ландшафте структурных форм осадочного чехла.

Литература

1. Методические рекомендации по применению аэрокосмических методов при нефтегазопроисловых работах. М.: ВНИГНИ, 1987. 28 с.
2. Основы методики структурно — геоморфологических исследований при нефтегазопроисловых работах: Тр. ВНИГНИ. Вып. 198. М.: Недра, 1978. 264 с.
3. Удот Г. Д., Сафронов П. Н. Способ изучения неотектонических движений на локальных структурах // Геология Северо-Востока Европейской части СССР: Тр. ВНИГРИ. Вып. 303. Л., 1971. С. 151—154.
4. Ференц-Сороцкий А. А., Сафронов П. Н., Алексеев В. И. Рисунок гидросети как показатель локальных тектонических движений в северной части Печорской низменности // Геоморфология, 1972, № 4. С. 52—57.
5. Ференц-Сороцкий А. А., Удот Г. Д. Некоторые новые данные о геоморфологической выраженности локальных структур и приуроченных к ним месторождений нефти и газа Тимано-Печорской провинции // Новейшая тектоника нефтегазоносных областей севера Русской плиты: Тр. ВНИГРИ. Вып. 339. Л., 1973. С. 80—93.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ЩУГЕР 4 (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

И. В. Кряжева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Обширная территория крайнего северо-востока Европы в отношении исследования четвертичной микротериофауны остается до сих пор слабо изученной. Так на Приполярном Урале известно пока одно местонахождение пещерного типа с массовым материалом по плейстоценовым млекопитающим — грот Соколиный, расположенный на западном склоне Приполярного Урала (Пономарев, 2005).

В данной работе представлены результаты исследования второго местонахождения на Приполярном Урале — грота Щугер 4.

Грот расположен на правом берегу реки Щугер, примерно в 20 м выше по течению от ручья Велдор-Кыртаёль в скальных отложениях Верхних Ворот. На высоте около 4—5 м от уреза воды. Грот не имеет привходовой площадки, он сразу обрывается вниз. Грот небольших размеров: ширина его входной части составляет 4 м, высота — 2 м и глубина 9 м.

Грот ориентирован на юго-восток. На поверхности пола наблюдались обломки известняка и редкие костные остатки.

Раскопки рыхлых отложений в гроте проводились в 2009 г. В разрезе рыхлых отложений грота вскрывается четыре горизонта разного литологического состава (сверху вниз):

1. Пылеватый, красно-коричневый алеврит со щебнем, дресвой и глыбами известняка. Мощность слоя 10 см. Содержит кости позвоночных. Контакт с нижележащим слоем субгоризонтальный, по цвету.

1а. Дресвяно-щебнисто-глыбовые отложения почти без заполнителя. Мощность слоя 25 см. Содержит кости позвоночных. Контакт с нижележащим слоем субгоризонтальный, по цвету.

2. Супесчано-суглинистые отложения темно-коричневого цвета с большим содержанием грубообломочного материала 90 %. Мощность слоя 55 см. Содержит кости позвоночных. Контакт с нижележащим слоем субгоризонтальный, по цвету.

3. Ярко-коричневый суглинок с немного меньшим содержанием грубообломочного материала, чем в слое 2. Мощность слоя 60 см. Содержит кости позвоночных.

Во всех слоях были найдены кости позвоночных. Всего в слоях 1 и 1а было найдено 1685 щечных зубов грызунов, в слое 2 — 2745 зубов, а в слое 3 — 337 зубов. В таблице приведен видовой состав и соотношения долей остатков грызунов из отложений грота.

Самый древний и одновременно самый малочисленный комплекс остатков найден в слое 3. Преобладают в нем остатки тундровых видов (66.4 %), а доли лесных и луговых видов составляют 31.6 % и 2 %. Среди тундровых видов кодоминируют узкочерепная полевка (28.7 %) и сибирский лемминг (20.5 %), а остатки копытного лемминга занимают подчиненное положение (15.5 %).

В комплексе остатков из слоя 2 по сравнению с комплексом из нижележащего слоя 3 произошли небольшие изменения. В составе фауны увеличилась доля остатков интразональной компоненты фауны и снизилась доля тундровых видов. Остатки тундровых видов сохраняют доминирующее положение, их доля теперь составляет 63.3 % и среди них возросла доля остатков сибирского лемминга (23 %) и снизилась доля остатков узкочерепной полевки (24.5 %). Доля остатков лесных видов составляет 31.8 %, а луговых — 4.9 %. Возможно, костные остатки из слоев 3 и 2 представлены единым комплексом.

Такая картина распределения остатков очень похожа на соотношение обилия остатков грызунов в слое 2 грота Соколиный с возрастом 10390 ± 50 лет, где на долю тундровых видов приходится 57.7 % остатков, лесных — 31.6 %, а луговых — 10.5 %. Среди тундровых видов здесь кодоминирует узкочерепная полевка (33.9 %), а сибирский (14.6 %) и копытный (5.4 %) лемминги занимают подчиненное положение (Пономарев, 2005).

Сходство локальных фаун, возможно, свидетельствует об их одновозрастности.

В слое 1 по сравнению со слоями 2 и 3 произошли существенные изменения не только на количественном уровне, но и на качественном. В составе фауны появилась белка и исчезла пищуха. Количество тундровых видов уменьшилось, их доля составляет теперь 40.4 %, а доли лесных и интразональных видов увеличилась, на них теперь приходится 44.8 % и 14.8 %. Состав и структура комплекса остатков из слоя 1 схожи с комплексом остатков из слоя зеленоватой супеси Медвежьей пещеры. Здесь остатки тундровых видов составляют 41 %, лесных — 44 %, а луговых — 15 %, возраст комплекса определяется по положению в разрезе как раннеголоценовый [6]. Судя по наличию большой доли зубов тундровых видов, сообщество из слоя 1 возможно сформировалось до первого (бореального) голоценового потепления (до 9000), когда леса распространились до побережья Баренцева моря [2, 3].

Основной тенденцией изменения состава и структуры фауны грызунов от нижних горизонтов грота к верхним является увеличение доли остатков лесных и околотовных видов и уменьшение долей остатков тундровых видов. В целом такой характер динамики состава и структуры фауны хорошо сопоставляется с ходом преобразования природной среды в регионе [2—4, 8, 9].

Вид/род	1сл	1сл.(%)	2сл	2сл.(%)	3 сл	3сл.(%)
<i>Ochotona pusilla</i>	0	0	30	1.1	6	1.7
<i>Dicrostonyx</i>	230	13.6	405	14.7	51	15.5
<i>Lemmus sibiricus</i>	140	8.3	634	23	69	20.5
<i>Microtus gregalis</i>	313	18.5	663	24.5	97	28.7
<i>Clethrionomys ruf.gl.rut</i>	223	13.2	71	2.5	4	1.2
<i>Myopus schisticolor</i>	356	21.1	611	22.2	98	29
<i>Microtus agrestis-middendorffi</i>	156	9.2	196	7.1	5	1.4
<i>Sciurus vulgaris</i>	16	1.3	0	0	0	0
<i>Arvicola terrestris</i>	128	7.5	49	1.8	2	0.6
<i>Microtus oeconomus</i>	123	7.3	86	3.1	5	1.4
Всего	1685	100	2745	100	337	100

Литература

1. *Андреичева Л. Н.* Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 322 с.
2. *Голубева Ю. В.* Климат и растительность голоцена на территории Республики Коми. Литосфера, 2008. № 2. С. 124—132.
3. *Никифорова Л. Д.* Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука. 1982, С. 154—162.
4. *Симакова А. Н., Пузаченко А. Ю.* Растительность в раннем голоцене (пребореальный и бореальный периоды) (РВ–ВО) (<10.2–>=8.0 куг ВР) // Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24—8 тыс. л. н.). М.: Товарищество научных изданий КМК, 2008. С. 415—446.
5. *Смирнов Н. Г.* Новое в четвертичной палеотериологии европейского Северо-Востока // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 286—288.
6. *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.
7. *Смирнов Н. Г., Андреичева Л. Н., Корона О. М. и др.* Материалы к характеристике биоты Приуральской Субарктики в голоценовом оптимуме // Биота Приуральской Субарктики в позднем плейстоцене и голоцене: Сб. науч. тр. Екатеринбург: Изд-во «Екатеринбург», 1999. С. 23—60.
8. *Kremenetsky C. V., Sulerzhitsky L. D., Hantemirov R. M.* Holocene history of the northern range limits of some trees and shrubs in Russia. Arctic and Alpine Research 30, 1998. P. 317—333.
9. *Kultti S., Valiranta M., Sarmaja-korjonen K. et al.* Palaeoecological evidence of changes in vegetation and climate during the Holocene in the pre-Polar Urals, northeast European Russia. Journal of Quaternary Science, 2003. 18(6). P. 503—520.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕПЕЧОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Е. А. Кузнецова

ПГУ, Пермь

lena_kuznetsova@list.ru

Верхнепечорская впадина является одной из северных впадин Предуралья краевого прогиба. Большая часть этой территории слабо изучена, что связано с большими глубинами залегания нефтегазоносных комплексов.

Вероятно, дальнейшее изучение Верхнепечорской впадины следует связать с глубокопогруженными отложениями, в том числе, с нижнеордовикским, ордовикско-нижнедевонским карбонатным, девонско-франским терригенным и доманиково-турнейским карбонатным нефтегазоносными комплексами, перспективы нефтегазоносности которых оцениваются неоднозначно в связи с глубоким залеганием.

Ниже рассмотрены результаты определения органического углерода и пиролиза по методу «ROCK-EVAL» данных комплексов, вскрытых скважинами: Тимано-Печорской глубокой, 58-Вуктыльской; 1,2,3-Белой; 1-Западно-Вуктыльской; 1-Восточно-Вуктыльской; 1,2-Мишпарминской; 2-Лебяжской и 1-Волимской параметрическими, пробуренных на территории Республики Коми и Пермского края.

Ордовикско-нижнедевонский нефтегазоносный комплекс.

Исследованы образцы керна ордовикского возраста скв. 1-Западный Вуктыл. Концентрации органического вещества (далее ОВ) в породах изменяются от 0.046 % до 0.104 %. Состав ОВ сапропелевый. Отложения верхнего ордовика представлены в пробах керна по трем скважинам Вуктыльской тектонической пластины (скв. 1,3-Белая и скв. 1-Западный Вуктыл). Концентрации органического вещества колеблются от 0.027 до 0.456 %. Органическое вещество сапропелевого типа. Породы ордовикской системы относятся к среднему классу нефтематеринских пород.

По трем скважинам известны результаты исследования силурийских пород (скв. 58-Вуктыл, скв. 1,3-Белая и скв. 1-Западный Вуктыл). Максимальные концентрации органического вещества отмечены в разрезе скважин площади Белая — от 0.007 до 1.195 %.

Нижнедевонские отложения охарактеризованы исследованиями керна скважин 58-Вуктыл, 1-Западный Вуктыл и 1-Волимская. В центральной части Верхнепечорской впадины концентрации органического углерода довольно низкие — от 0.034 до 0.311 %, на юге (скв. 1-Волимская) достигает 0.95 %. Кроме этого, отмечается, что при большой

преобразованности ОВ (НІ изменяется в пределах 10–15 %) в восточной зоне прогиба сохраняются самые максимальные концентрации ОВ, что позволяет классифицировать эту зону как зону среднепродуктивных пород. Нижнедевонские толщи являются газонефтематеринскими.

Генерационный потенциал толщи в целом не велик. Величина данного параметра для большинства образцов не превышает 2 мг УВ/г, что говорит о том, что горная порода данного комплекса не является нефтематеринской. Большинство значений индекса продуктивности изменяются в интервале 0.1–0.3, и это указывает на термобарические нагрузки, характерные для зоны нефтегенерации.

Рассеянное органическое вещество представлено в основном керогеном смешанного (II и III) типа.

Среднедевонско-франский нефтегазоносный комплекс. Среднедевонские отложения охарактеризованы анализами кернa восьми скважин. Концентрации ОВ невысокие и изменяются от 0.069 до 0.916 %.

В пределах Верхнепечорской впадины среднедевонские отложения развиты не повсеместно, имеют незначительные толщины. Органическое вещество пород гумусовое и характеризует отложения как бедные и средние нефтегазоматеринские породы.

Нижнефранские отложения исследованы в пяти скважинах на всем протяжении впадины. Концентрации органического вещества низкие, от 0.007 до 0.6084 %, тип органического вещества — гумусовый. Толщины отложений незначительные, поэтому они не представляют большого значения в отношении перспектив нефтегазогенерации.

Значения генерационного потенциала для изученных образцов кернa данной толщи пород изменяются от 0.03 до 1.05 мг УВ/г. Среднее значение генерационного потенциала не превышает 0.5 мг УВ/г. Крайне низкие значения указывают на отсутствие следов миграционных перетоков углеводородов в пределах исследованного региона.

Индекс продуктивности колеблется в пределах от 0.01 до 0.54. По-видимому можно, предположить, что породы исследованной толщи достигли термобарических условий для генерации нефти и газа (максимум распределения параметра $T_{\max}$ приходится на значения от 500 до 550 °С, что соответствует зоне жирного газа) при этом их нефтегазовый потенциал был полностью реализован.

Органическое вещество пород указанной толщи представлено керогеном III типа.

Доманиково-турнейский нефтегазоносный комплекс. Концентрация органического вещества в породах этого комплекса колеблется от 0.01 до 5.7 %.

Генерационный потенциал этой толщи пород, достигшей главной фазы нефтегазогенерации (большинство значений $T_{\max}$ приходится на

интервал от 400 до 500°С), в целом не велик. Значения в большинстве случаев не превышают 2 мг УВ/г.

Значения индекса продуктивности образцов керна толщи пород достигают значений 0.6—0.8, что говорит о зрелости органического вещества. Тем не менее, масштабы генерации углеводородов для пород верхнефранско-турнейского комплекса вероятно не высоки.

Рассеянное органическое вещество пород этого комплекса представлено, в основном, керогеном смешанного (II и III) типа [1, 2].

В глубокозалегающих горизонтах этих комплексов прогнозируются значительные запасы углеводородов, что обусловлено нефтегазопроявлениями различной интенсивности, благоприятными условиями генерации углеводородов, наличием толщ-коллекторов разной емкости, пород-покрышек, в том числе региональных, и ловушек. Тем не менее, масштабы генерации углеводородов были не высоки, и вероятность сохранности залежей снижается из-за сложного тектонического строения территории.

Литература

1. Словарь по геологии нефти и газа. Л., 1988. 679 с.
2. Сташкова Э. К., Фрик М. Г., Титова Г. И. и др. Перспективы нефтегазоносности южной части Верхнепечорской депрессии (по результатам бурения Волимской параметрической скважины 1) // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. М., 2004. 69 с.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОСЬЮ-РОГОВСКОЙ ВПАДИНЫ

С. Ю. Кузнецова
ГУ РК ТП НИЦ, Ухта
info@tpnic.ru

В тектоническом отношении рассматриваемая территория относится к крайней северной оконечности Кочмесской ступени (район Бергантымыльской и Нерцетинской локальных структур), в нефтегазо-геологическом — к Кочмесскому нефтегазоносному району Северо-Предуральской нефтегазоносной области.

Первые сведения о Бергантымыльской и Нерцетинской структурах появились в 1960—70 гг. по результатам сейсморазведочных работ МОВ, в 1976 г. этим же методом структуры были подготовлены к глубокому бурению по отражающим горизонтам в перми и карбоне. Дальнейшими работами МОГТ и тематическими исследованиями строение структур, в том числе по глубоким горизонтам, уточнялось, прослежена зона развития рифогенных отложений позднедевонского возраста.

Глубокое бурение на рассматриваемой территории ведется с 1975 г. Всего пробурено 8 скважин, из них 5 на Бергантымыльской структуре и 3 на Нерцетинской структуре.

Наиболее глубоким, вскрытым бурением горизонтом, являются нижнесилурийские отложения (скв. 3-Бергантымыльская с забоем 4504 м в отложениях S_{1sd}). На Нерцетинской структуре наиболее глубокая скв. 12-Нерцетинская вскрыла на забое 4011 м отложения верхнего девона (D_{3up}).

По результатам бурения, опробования и испытания скважин промышленные залежи углеводородов не выявлены. Вместе с тем, на Бергантымыльской структуре при опробовании в процессе бурения в глинистом растворе наблюдались пленки и пятна нефти (в интервалах нижнесилурийских и нижнедевонских отложений). Кроме того, при проходке некоторых интервалов зафиксированы повышенные газопоказания, в керне отмечались выпоты нефти, запах бензина.

На крупной Нерцетинской структуре абсолютной не изучена перспективная силурийско-нижне-верхнедевонская часть разреза. На еще более крупной Бергантымыльской структуре (перспективная площадь ее составляет 154.5—195.5 км² по отложениям нижней перми — нижнего девона) перспективные силурийско-нижнедевонские отложения оказались практически неизученными, несмотря на вскрытие их на том или ином стратиграфическом уровне тремя скважинами. Скважина 2-Бергантымыльская оказалась аварийной, в скв. 1 и 3-Бер-

гантымыльские некоторые перспективные интервалы не опробовались, другие опробовались в большом интервале, сами опробования, как правило, оказались некачественными.

Перспективы нефтегазоносности связываются с отложениями среднеордовикско-нижнедевонского карбонатного НГК, в первую очередь с нижнедевонской и верхнесилурийской частями разреза. Промышленная нефтеносность среднеордовикско-нижнедевонского карбонатного НГК установлена на ряде месторождений Сорокинского и Верхнеадзвинского НГР (Осовейское, Хосолтинское, Хасырейское, Северо-Сарембойское), а также в Хоседаюском НГР (Усинокушшорское месторождение).

Продуктивные отложения представлены преимущественно вторичными доломитами и известняками. Основные коллекторские толщи приурочены к джагалскому, филипппельскому и седьельскому горизонтам нижнего силура, гребенскому горизонту верхнего силура, овинпармскому горизонту нижнего девона, для нижележащих верхнеордовикских отложений — к усть-зыбскому горизонту. Региональным флюидоупором для отложений комплекса служат глинистые отложения тиманского горизонта верхнего девона. На Бергантымыльской структуре нижнесилурийские отложения вскрыты скважиной 3-Бергантымыльская (S_{1sd}). По ГИС в скважине выделены интервалы с возможными коллекторами трещинно-кавернозного типа с пористостью по НГК до 7.0—9.0 %. При опробовании ИП в процессе бурения в открытом стволе в 2-х интервалах: инт. 4417—4504 м (S_{1sd}) и инт. 4303—4504 м (совместно S_{1sd} — S_{2gi}), в обоих случаях получен глинистый раствор. При промывке скважины на глубинах 4366—4374 м, 4428 м наблюдались пленки нефти. При бурении отмечены также повышенные газопоказания.

Высокими перспективами нефтегазоносности на рассматриваемой территории обладают также отложения доманиково-турнейского карбонатного НГК. Данный комплекс представлен различными типами разреза (рифогенным, депрессионным, мелководно-шельфовым) [1]. На Бергантымыльской структуре в зоне развития рифогенных построек позднедевонского возраста пробурена скв. 1-Бергантымыльская. Вскрытые скважиной во франско-фаменской части разреза коллекторы оказались хорошего качества, но обводнены по данным ГИС и опробования, что объясняется местонахождением скважины на периклинах Бергантымыльской структуры (фактически отсутствует ловушка). В вышележащих отложениях нядейюской свиты при опробовании ИП в процессе бурения инт. 3403.9—3433.9 м в открытом стволе за 57 мин. открытого периода поступило 0.9 м³ сильно разгазированного фильтрата с пленкой светло-желтого конденсата и пятнами нефти. При опробовании инт. 3398.4—3467.0 м получено 2.0 м³ разгази-

рованного фильтрата и пластовая вода с пленкой конденсата и пятнами нефти. Основным флюидоупором для отложений комплекса являются глинистые отложения визейского яруса нижнего карбона.

На Нерцетинской структуре отложения верхнего девона частично вскрыла скв. 12-Нерцетинская. По имеющейся современной сейсмической модели Нерцетинской площади скважина была заложена в неоптимальных структурных и литолого-фациальных условиях (вне зоны развития верхнедевонского рифа).

Определенными перспективами нефтегазоносности на рассматриваемой территории обладают отложения верхневизейско-нижнепермского карбонатного НГК. Промышленная нефтегазоносность Косью-Роговской впадины связана с отложениями именного этого комплекса: на Романьельском месторождении залежь газа приурочена к среднекаменноугольным отложениям, на Интинском и Кожимском месторождениях залежи газа открыты в пермских и каменноугольных отложениях. Наибольший поисковый интерес могут представлять отложения серпуховского яруса нижнего карбона и московского яруса среднего карбона (последние по ГИС в скв. 12-Нерцетинская характеризуются как продуктивные; в керне, отобранном из интервалов 3004.7—3012.7, 3012.7—3019.7 м (C_2), на свежем расколе наблюдался запах бензина).

Ассельско-сакмарские отложения представлены аналогами сезымской свиты, породы которой обладают низкими емкостными свойствами.

Таким образом, на рассматриваемой территории имеется ряд геологических предпосылок для выявления залежей нефти в карбонатных отложениях среднеордовикско-нижнедевонского, доманиковотурнейского и верхневизейско-нижнепермского нефтегазоносных комплексов.

Литература

1. Никонов Н. И., Богацкий В. И., Мартынов А. В. и др. Атлас геологических карт «Тимано-Печорский седиментационный бассейн». Ухта: Региональный дом печати, 2000.

МИНЕРАЛОГИЯ И ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-ВИСМУТ-ТЕЛЛУРОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКАХ И РОССЫПЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

А. А. Лотина

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

anylotina@mail.ru

Одним из перспективных районов Дальневосточного региона России на россыпные и коренные золоторудные месторождения с золото-висмут-теллуровой минерализацией является Право-Соолийский рудно-россыпной узел (Лазовский район Хабаровский край). Здесь, на участке Болотистом в конце 90-х годов были обнаружены промышленные россыпи по ручьям Среднему, Ключевому, Болотистому и Промежуточному, источником выявленных россыпей послужило золотое оруденение участка Болотистого. Этот объект является уникальным во многих отношениях и, кроме того, отличается от других золотоносных площадей Хабаровского края благоприятными географо-экономическими условиями и более высокой продуктивностью россыпей. К настоящему времени завершается на Болотистом рудно-россыпном участке отработка россыпей, и продолжаются поисково-оценочные работы на рудное золото. Участок Болотистый характеризуется широким распространением и слабой степенью изученности золото-висмут-теллуровой минерализации, как в коренном залегании, так и в россыпях.

Характерной и довольно необычной особенностью этого объекта является преобладание золота средней и крупной размерности, а также самородков весом до 10 г, составляющих 3—7 % веса россыпного золота [2].

Объект исследования расположен в зоне сочленения Самаркинского и Журавлевского террейнов бассейна р. Хор, Хабаровский край [1].

Участок Болотистый приурочен к «эрозионному окну» в миоценовых базальтах, где обнажаются меловые терригенные отложения, прорванные эоценовой интрузией сложного состава (от габбро до кварцевых диоритов) и частично перекрытые андезитами кузнецовской свиты.

На участке проявлены разрывные нарушения северо-западного и субмеридионального направления. Для участка характерна общая раздробленность пород и повышенное развитие кор химического выветривания (до 25 м) по интрузивным породам.

Оруденение представлено штокверковой зоной кварцевых и турмалин-кварцевых (иногда с сульфидами) прожилков, сосредоточенных преимущественно в массиве габбро, габбро-диоритов и диабазов. Рудные прожилки имеют северо-западное, субмеридиональное, реже

северо-восточное или субширотное простираение. В кварцевой массе отмечаются вкрапленники и гнезда теллуридов висмута, золота, пирита, арсенопирита, халькопирита, пирротина, сфалерита и галенита. Турмалин-кварцевые руды имеют брекчиевидную и сложно-полосчатую текстуру [1, 2].

Зоны минерализации Болотистого рудопроявления послужили источником питания богатых россыпей нескольких сопряженных друг с другом ручьев — Среднего, Промежуточного, Болотистого и Ключевого.

Плотик россыпей сложен терригенными образованиями, которые прорываются дайками диабазов и габбро-диоритов. Рыхлые отложения представлены слабо окатанными галечно-гравийными отложениями с незначительной долей валунов в их верхних частях [2].

По минеральному составу, пробности золота, времени формирования и взаимоотношениям можно выделить две минеральные ассоциации: 1 более раннюю и более продуктивную золото-тетрадимит-теллуровисмутитовую; и 2 — арсенидно-сульфидную.

Золото-тетрадимит-теллуровисмутитовая — относится к продуктивной ассоциации, которая характерна для кварцевых прожилков. Минеральный состав этой ассоциации представлен в основном тетрадимитом, теллуровисмутитом, самородными висмутом и золотом. Последовательность кристаллизации минералов следующая: тетрадимит + теллуровисмутит + самородный висмут + самородное золото. Пробность самородного золота в данной ассоциации варьирует от 925 до 995 ‰.

Арсенидно-сульфидная ассоциация — пространственно тяготеет к сульфидному оруденению в поле габбро-диоритов и диабазов (преимущественно халькопириту, пириту и арсенопириту). Самородное золото в этой ассоциации имеет пробность 740—800 ‰.

По размеру зерен золота в россыпях участка Болотистого преобладают средние и крупные выделения, а чем дальше от коренного источника то более распространены мелкие размеры зерен. Среди типоморфных форм, как рудного, так и россыпного золота являются комковидные и бесформенные, изометричные, кристаллические, удлиненные и уплощенные. К типоморфным элементам-примесям самородного золота участка Болотистого относятся: Bi, Te, Cu, Pb, As, Sb, Hg, а иногда отмечается Pd. В россыпях золото установлено в сростании с висмут-теллуровыми минералами, турмалином и кварцем [1]. В рудной зоне самородное золото установлено в сростании с теллуридами висмута и сульфидами. Рудный облик, слабая окатанность, присутствие микровключений рудных минералов, отсутствие мощных высокопробных оболочек — характерны для золота ближнего сноса и свидетельствуют о его непродолжительном пребывании в экзогенных условиях и о связи с коренным источником.

Таким образом, по выявленным типоморфным признакам самородного золота и его минералам-спутникам, можно сделать следующее заключение, что рудопроявление Болотистое относится к мало-сульфидной золото-кварцевой формации средних глубин.

Литература

1. *Иванов В. В., Замбржицкий А. И., Молчанова Г. Б. и др.* Особенности минералогии золото-висмут-теллурического оруденения Сихотэ-Алиня // Современные проблемы металлогении. Материалы научной конференции посвященной 90-летию академика Х. М. Абдуллаева. Ташкент: ФАН АН РУз, 2002. С. 176—178.

2. *Степаненко В. М., Замбржицкий А. И., Бурак В. А.* Новый (Болотистый) золотоносный узел в Западно-Сихотэ-Алинском поясе — показатель развития молодого (эоценового) плутогенного золотого оруденения россыпеобразующей формации в этом поясе // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов: Благовещенск, 2001. С. 145—146.

ТИПОМОРФИЗМ ТИТАНОВЫХ И НИОБИЕВЫХ МИНЕРАЛОВ

ПРОЯВЛЕНИЯ ИЧЕТЬЮ

Б. А. Макеев¹, А. Б. Макеев², В. Н. Филиппов¹

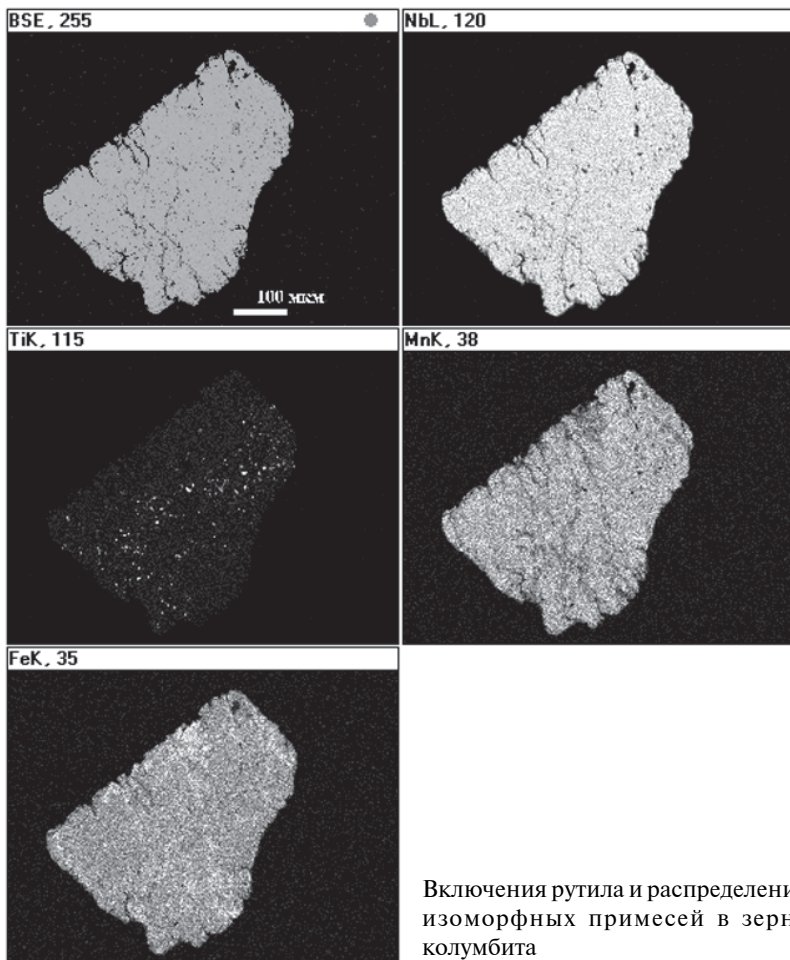
¹ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²ИГЕМ РАН, Москва

mak@geo.komisc.ru

Известное полиминеральное алмаз-золото-редкоземельно-редко-металльно-титановое проявление Ичетью на Среднем Тимане располагающееся над крупным титановым Пижемским месторождением привлекает к себе внимание нерешенностью вопроса об источниках рудных концентраций. Один из способов решения этой проблемы — изучение типоморфизма минералов.

Колумбит проявления Ичетью представлен почти полным Fe-Mn изоморфным рядом от колумбита ($\text{Fe}_{0.96}, \text{Mn}_{0.04}$) Nb_2O_6 до мангано-колумбита ($\text{Mn}_{0.81}, \text{Fe}_{0.19}$) Nb_2O_6 . Типоморфной особенностью колумбита является наличие в объеме и на поверхности кристаллов обильных включения ильменорутила (рисунок). На поверхности зерен колумбита находятся множественные точечные микровключения ильменорутила, которые под бинокляром иризируют красным цветом. В качестве других включений в колумбите с помощью микрозонда были диагностированы — кварц и микронные выделения галенита. С помощью микрозондового профилирования установлено, что кристаллы колумбита обладают неоднородным составом с выделением участков и полос, обогащенных железистой разновидностью.

Ильменорутил проявления Ичетью представлен слабо окатанными удлиненными зернами с остатками граней призмы, и только редкие его кристаллы имеют характерный столбчатый тетрагональный габитус. Зерна ильменорутила можно разделить по цвету на две совокупности — серо-черные и красно-оранжевые. Красные кристаллы ильменорутила, как правило, содержат меньше примесей, чем черные. Существуют зональные кристаллы, в которых присутствуют черные и красные участки. Изучение состава таких зональных индивидов не выявило отличий в наборе и количестве примесей в зависимости от окраски участков зерна. Ильменорутил проявления Ичетью имеет переменный состав: FeO от 0.71 до 14.50; Nb_2O_5 от 3.90 до 24.26; V_2O_5 — 0.58—0.59; WO_3 от 0.0 до 3.94; Cr_2O_3 от 0.0 до 2.58; TiO_2 — 61.56—93.88 %. В качестве включений в ильменорутиле найдены: ($\text{Nd}_{0.47}, \text{Ce}_{0.23}, \text{Sm}_{0.12}, \text{La}_{0.06}, \text{Pr}_{0.06}, \text{Gd}_{0.03}, \text{Th}_{0.02}, \text{Ca}_{0.01}$) PO_4 ; ($\text{Sm}_{0.24}, \text{Ce}_{0.22}, \text{Nd}_{0.19}, \text{La}_{0.09}, \text{Gd}_{0.09}, \text{Pr}_{0.05}, \text{Th}_{0.05}, \text{Ca}_{0.04}, \text{Dy}_{0.03}$) PO_4 — Nd- и Sm-монацит, а также Fe, FeMn, Ca, CaY, YCa, Pb, PbBa, BaCa-колумбиты. Установлено, что в конглобрекциях проявления Ичетью колумбит и ильменорутил накапливаются совместно с постоянным соотношением ~ 1:3. В зернах ильменорутила в каче-



Включения рутила и распределение изоморфных примесей в зерне колумбита

стве включений встречен колумбит, а в колумбитах ильменорутил. Из выше сказанного можно сделать вывод, что ильменорутил и колумбит являются аксессуарными минералами одной и той же породы и имеют один коренной источник.

Рутил не отличается от кристаллов ильменорутила ни габитусом, ни цветом. Следует только отметить, что светлоокрашенный рутил (золотисто-желтый, коричнево-красный, красный) встречается значительно чаще, чем темно окрашенный. Микрозондовое изучение состава рутила показало, что он содержит тот же набор элементов примесей, что и ильменорутил, но в значительно меньших количествах.

Ильменит проявления Ичетью сильно лейкоксенизирован. Полированные препараты зерен ильменита демонстрируют их полиминеральный состав. В качестве включений в ильмените диагностированы: кварц (содержание SiO_2 в лейкоксенизированном ильмените, определенное с помощью широкого зонда, составляет от 10 до 20 %, в близповерхностных частях зерен ильменита количество включений кварца снижается до 3—7 %), слюда (мусковит), циркон ($\text{Zr}_{0.98}\text{Hf}_{0.02}\text{SiO}_4$), пирит $\text{Fe}(\text{S}_{1.96}\text{As}_{0.04})_2$, рутил, ильменорутил. Содержание TiO_2 (рутил+анатаз) в измененном (метаморфизованном) ильмените, по данным нормативных пересчетов, колеблется от 31 до 55 %. В ильмените присутствует постоянная изоморфная примесь MnO от 0.21 до 2.17 %, что обеспечивает изоморфную примесь пирогенитового минала MnTiO_3 от 0.44 до 4.62 %. Следует отметить высокое содержание Al_2O_3 от 0 до 0.90 % (включения слюды) и изоморфную примесь V_2O_5 от 0.19 до 1.09 %. Все перечисленные признаки позволяют сделать вывод о полной аналогии состава и свойств ильменита проявления Ичетью и Пижемского месторождения.

Лейкоксен, наиболее распространенный рудный компонент тяжелого шлиха проявления Ичетью, представлен чечевицеобразными, лепешковидными желтыми и бледно-коричневыми зернами размером 0.3—1.0 мм. Содержание лейкоксена в тяжелой фракции крайне неравномерно от 2 до 65 %. Содержание лейкоксена в конглобрекциях резко уменьшается к северным границам Пижемской депрессии и нарастает к центру и югу рудного поля. Лейкоксен состоит из микрокристаллов кварца и сагенитовой рутиловой решетки, с небольшой примесью анатаза. По химическому составу, минеральным включениям (каолинит, мусковит, флоренсит, ильменорутил, кварц) и всем другим признакам лейкоксен из конглобрекций Ичетью ничем не отличается от лейкоксена нижележащего Пижемского титанового месторождения. В связи с этим можно предположить, что источником этого рудного компонента являются именно пижемские титаноносные песчаники.

В изучаемом регионе только лампрофиры и метасоматиты вокруг них имеют подобную ниобий-титановую и редкоземельную акцессорную минерализацию [1]. Поэтому следует предположить, что именно лампрофиры были коренным источником рудной минерализации проявления Ичетью и Пижемского титанового месторождения.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН № 17 (09-П-5-1022).

Литература

1. Макеев А. Б., Лебедев В. А., Брянчанинова Н. И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 348 с.

СИЛУРИЙСКИЕ СТРОМАТОЛИТЫ ПОДНЯТИЯ ЧЕРНОВА

В. А. Матвеев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

vamatveev-geolog@mail.ru

Во время полевых работ летом 2010 г. на поднятии Чернова были отобраны образцы силурийских строматолитов из отложений лландовери, венлока и лудлова. Более разнообразны и многочисленны они в разрезах р. Падимейтивис и руч. Безымянный.

Строматолитовые постройки на поднятии Чернова изучались Г.А. Черновым, который отмечал их еще при первых геологических работах в 1941 г. на левых притоках р. Коратаиха: Падимейтивис и Тарью. Своеобразная поверхность пластов тогда была принята за рябь, описанную У. Х. Твенховелом в 1936 г. При вторичном исследовании силурийских отложений в 1961 г. Г. А. Черновым было обращено особое внимание на характерную поверхность пластов известняков, которые оказались строматолитами. На р. Падимейтивис и руч. Безымянный Г. А. Чернов выделил 32 строматолитовых пласта. Под строматолитовым пластом он понимал пласт, состоящий из отдельных биогермов, имеющих караваеобразную внешнюю форму, шаровую, конусовидную или другие [5].

Для изучения строматолитов Г. А. Чернов применил два метода. Первый метод основан на микроскопическом изучении, второй метод — описании внешнего вида строматолитов.

При большом разнообразии силурийских строматолитов, до настоящего времени мало известно об их строении и образовании, не установлен характер изменения построек во времени. Известно, что наибольшее развитие строматолиты получили Тимано-Североуральском морском бассейне в филипфельское время (средний лландовери) и в позднем лудлове. Биопродуктивность строматолитовых сообществ оказывала отрицательное влияние на развитие и существование всего силурийского бентоса [1].

Строматолиты (в переводе с греческого — «каменный ковер»). Это столбчатые, пластовые, корковые, сферические, караваеобразные и другие образования, состоящие главным образом из карбоната кальция. 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 [3]. Современные строматолитовые постройки известны в северо-западной части Австралии, они усеяны по дну мелководного залива Шарк-Бей [8].

При изучении строматолитов, собранных из разрезов нижнего и верхнего силура поднятия Чернова, было выделено 6 различных по морфологии построек: пластовые, полусферические (руч. Безымянный, рис. 1, р.Сизим-Целебейшор, рис. 4), столбчатые колонии строматолитов (р. Падимейтивис, рис. 2), сферические (р. Падимейтивис, рис. 3), шаровидно-столбчатые (р. Падимейтивис, рис. 5), пластово-желваковые (р. Падимейтивис, рис. 6).

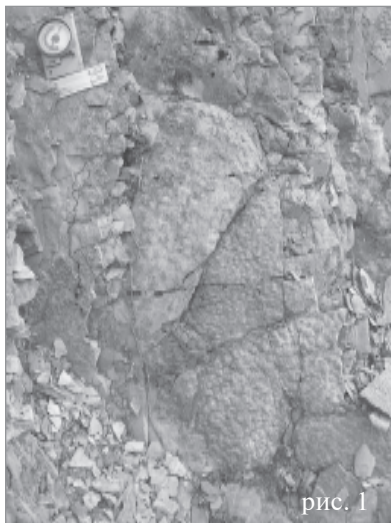


рис. 1

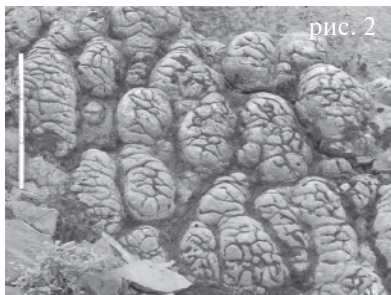


рис. 2

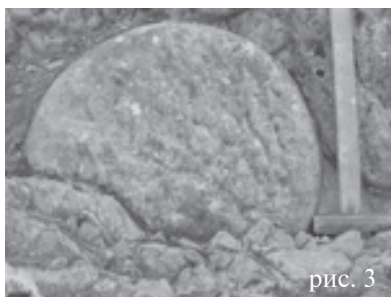


рис. 3

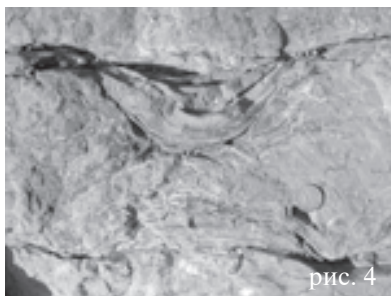


рис. 4

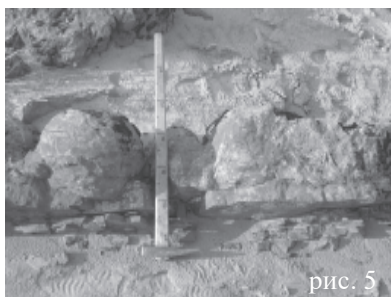


рис. 5

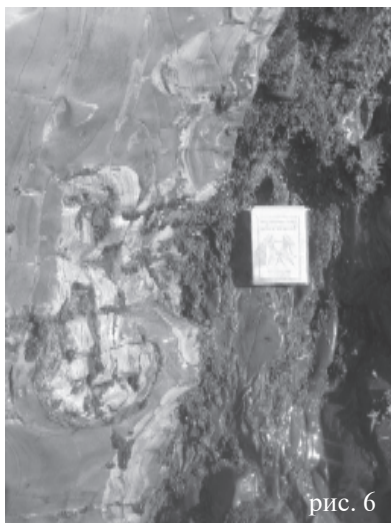


рис. 6

Обилие строматолитов в изученных толщах нижнего и верхнего силура гряды Чернова, трещин высыхания осадка, знаков ряби делают очевидным тот факт, что их формирование происходило в условиях приливно-отливной зоны.

Изучение состава, структуры и морфологии строматолитов гряды Чернова развитие их во времени и по площади, реакцию на изменение условий седиментации, является основной задачей дальнейшего исследования.

Литература

1. *Безносова Т. М.* Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 2008 С. 168—174.
2. *Крылов И. Н.* О развитии столбчатых ветвящихся строматолитов в рифе южного Урала // ДАН СССР, 1960. Т. 132, № 4. С. 895—898.
3. *Медведев П. В., Макарихин В. В.* Раннепротерозойские строматолитовые биостромы фенноскандинавского щита. Рифы и карбонатные псефитолиты // Материалы Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ Уро РАН, 2010. С. 116—117.
4. *Чернов Г. А.* Перспективы нефтегазоносности в восточной части Большеземельской тундры // Материалы первой геолог. конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1944. С. 174—184.
5. *Чернов Г. А.* Силурийские строматолиты поднятия Чернова (Большеземельская тундра) // Стратиграфия и палеонтология северо-востока Европейской части СССР. М.-Л.: Наука, 1966. С. 90—105.
6. *Чернов Г. А.* Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазоносности. М.: Наука, 1972. С. 22—49.
7. *Allwood A. C., Grotzinger J. P., Knoll A. H. et al.* // Proc Natl Acad Sci U S A. 2009 Jun 16;106(24):9548-55. Epub 2009 Jun 10.

РАЗНООБРАЗИЕ ФОРМ ВЫДЕЛЕНИЯ И СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ УГЛЕРОДНОГО ВЕЩЕСТВА В КАРБОНАТИТАХ КОСЬЮСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ ТИМАН, РОССИЯ)

А. Н. Мингалев, С. И. Исаенко

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

s.i.isaenko@gmail.com

Карбонатиты Косьюского комплекса — это гетерогенные образования со сложным строением. Исходным субстратом для них являлись слюдистые гипербазиты (одни исследователи рассматривают их как щелочные пикриты, другие — как лампрофиры), ортоклазовые и альбит-ортоклазовые сиенитоиды [2, 3]. В данных породах ранее был найден графит, среди частиц которого были также обнаружены псевдоморфозы по алмазу преимущественно комбинационного габитуса [1, 4]. В связи с этим, всестороннее исследование графита является весьма актуальным.

Целью данной работы было петрографическое исследование образцов карбонатитов с дальнейшим выделением участков концентрирования углеродного вещества (УВ) в породе и изучении его спектроскопических особенностей.

По степени концентрирования и морфологическим особенностям различается несколько типов УВ: вкрапленное, тонкодисперсное и сгруппированное. Данные типы имеют различный характер распределения в породе, в соответствии с чем нами выделены следующие виды УВ: внутризерновое, межзерновое и трещинное. В первом случае УВ представляет собой вкрапленные включения в пороодообразующих минералах в виде звездчатых, чешуйчатых и удлинённых форм. Сюда же относятся и тонкодисперсные выделения, находящиеся в распыленном виде, что придает породе, в некоторых случаях, темный оттенок, а при больших концентрациях оно образует еще и вуалеобразные скопления.

Межзерновое характерно в основном для тонкодисперсного и сгруппированного типов УВ в ассоциации с флогопитом, кальцитом и полевым шпатом. УВ в данном случае образует скрытокристаллические агрегаты, формирующие линзочки и жилы. Линзообразные агрегаты представляют собой плотно прилегающие друг к другу частицы чешуйчатой формы.

Трещинное УВ приурочено к участкам дробления пороодообразующих минералов и зонам рассланцевания. В этом случае УВ представлено сгруппированными и тонкодисперсными выделениями и характеризуется наибольшим содержанием.

Методом рамановской спектроскопии (КР) нами были исследованы частицы углеродного вещества в шлифах «in situ». Регистрация спектров КР проводилась в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на рамановском спектрометре HR800 (Horiba Jobin Yvon). Условия съемки: лазер — 632.8 нм, ($P_{\max}$ — 20 мВт), решетка спектрографа — 600 ш/мм, конфокальное отверстие — 300, 500 мкм, щель спектрометра — 100 мкм, фильтр оптической плотности D1 (что соответствует мощности лазерного излучения 2 мВт), время экспозиции — 1—30 сек, количество циклов накопления сигнала — 10.

Анализ спектров КР углеродного вещества в шлифах показал следующее. Положение D-полосы варьирует в диапазоне от 1333 до 1336 см^{-1} , при среднем значении 1335 см^{-1} , а ее полуширина принимает значения от 39 до 59 см^{-1} , при среднем — 45 см^{-1} (таблица). Положение G-полосы в свою очередь находится в пределах от 1583 до 1586 см^{-1} (среднее 1584 см^{-1}), ее полуширина меняется от 28 до 88 (среднее значение — 41 см^{-1}). Данное углеродное вещество, согласно спектроскопическим характеристикам, приведенным Wopenka B. [8], по своему структурному состоянию аналогично графиту хлоритовой фации метаморфизма.

Усредненный размер слагающих графит кристаллитов L_a составляет 7 нм, рассчитанный по формуле $L_a = 4.4/R$, $R = I(D)/I(G)$, предложенной Tuinstra, F. and Koenig, J.L. [6], скорректированной позднее Goers D. [5] на основе работы Wang Y. [7] для длин волн лазера, отличных от 488 нм. Применяя формулу Tuinstra, F. and Koenig, J.L., Goers D., учитывая влияние дисперсии света на соотношение I_D/I_G , показанного Wang Y. и принимая во внимание данные рентгеновской дифракции, введен поправочный коэффициент $f_L = R(633\text{нм})/R(488\text{нм}) = 2.2$. Таким образом, конечная формула расчета размера кристаллитов для возбуждающего излучения лазера 633 нм имела следующий вид: $L_a = 9.7/R$, $R = I(D)/I(G)$.

Таким образом, в результате проведенных нами микроскопических исследований установлено, что УВ в косьюских карбонатах об-

Параметры спектров КР углеродного вещества карбонатитов

	$\Delta\nu D^*, \text{см}^{-1}$	$\text{FWHM}(D), \text{см}^{-1}$	$\Delta\nu G, \text{см}^{-1}$	$\text{FWHM}(G), \text{см}^{-1}$	I_D/I_G	$L_a, \text{нм}$
Диапазон величин	1333—1336	39—59	1583—1586	28—88	1.10—2.28	3—9
Среднее значение	1335	45	1584	41	1.50	7

*Возбуждающее излучение 633 нм (мощность 2 мВт).

Где $\Delta\nu$ — положение полосы, FWHM — ширина полосы на полувысоте, I — интенсивность полосы, I_D/I_G — соотношение интенсивностей полос D и G, L_a — размер кристаллитов в направлении вдоль графеновых слоев.

разует вкрапленные, тонкодисперсные и сгруппированные обособления, которые находятся во внутризерновом и межзерновом пространствах, а также в катакластических трещинах. В зонах дробления УВ характеризуется наибольшими содержаниями. С помощью рамановской спектроскопии выявлено, что УВ по своему структурному состоянию аналогично графиту хлоритовой фации метаморфизма.

Литература

1. *Исаенко С. И., Шумилова Т. Г.* Графит в карбонатах Косьюского массива // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми, 13—16 апреля 2009 г. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. Т. II. С. 384—385.
2. *Костюхин М. Н., Степаненко В. И.* Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.
3. *Макеев А. Б., Лебедев В. А., Брянчанинова Н. И.* Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 348 с.
4. *Шумилова Т. Г., Филиппов В. Н., Каблис Г. Н.* Графит и его псевдоморфозы по алмазу в карбонатах Косьюского массива (Тиман) // Материалы Всерос. сов. Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 137—138.
5. *Goers D., Buqa H., Hardwick L. et al.* Raman spectroscopic and structural studies of heat-treated graphites for lithium-ion batteries. *Ionics*, 9, (3-4). 2003. P. 258—265.
6. *Tuinstra, F.; Koenig, J. L.* Raman Spectrum of Graphite. *Journal of Chemical Physics*, 1970. Vol. 53. P. 1126—1130.
7. *Wang Y., Alsmeyer D., and McCreery R. L.* “Raman Spectroscopy of Carbon Materials: Structural Basis of Observed Spectra,” *Chem. Mater.*, V. 2. № 5. P. 557—563.
8. *Wopenka B., Pasteris J. D.* Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy // *American Mineralogist*, 1993. V. 78. P. 533—557.

ОТНОШЕНИЯ МЕЖДУ НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНЫМИ И ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФЛЮИДА И ПОРОД КОЛЛЕКТОРОВ В НЕДРАХ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

Е. А. Мироненко

ПГУ, Пермь

Mironenko_Kanty@mail.ru

Прогноз нефтегазоносности региона на нефть и газ базируется на комплексном изучении тектонических, литолого-стратиграфических, коллекторских, гидрогеологических факторах. Результаты исследований: условия образования нефти, конденсата, газов и органического вещества пород в недрах — важное звено при оценке качественного и количественного состава УВ.

Для выявления закономерностей распространения УВ и литолого-стратиграфических комплексов нужно, во-первых, выделить особенности распространения нефти и газов разного состава в пределах исследуемой территории, во-вторых, определить условия нефтегазообразования, а также формирования и существования залежей в пределах Соликамской впадины.

Впадина располагается в пределах Предуральского краевого прогиба, простираясь с севера на юг на 230 км, при этом ее ширина составляет порядка 80 км (рисунок) [2].

Соликамская депрессия рассматривается как перспективная территория по добыче УВ. Раскрытие перспектив в определенной мере зависит от объективной оценки и выявления закономерностей образования континентальных и морских формаций, благоприятных для формирования залежей нефти и газа.

В истории развития территории можно выделить несколько циклов, повлиявших на формирование осадочного чеха. В позднем венде начался плитный тектонический режим развития территории, который продолжается и в настоящее время. Развитие земной коры в условиях плитного тектонического режима характеризуется относительно спокойными циклическими колебательными движениями. Эти циклы на Восточно-Европейской платформе соответствуют четырем этапам тектонического развития: поздневендскому, раннепалеозойскому, средне-позднепалеозойскому и мезокайнозойскому. На рассматриваемой территории сохранились формации горных пород только первого, третьего и четвертого циклов.

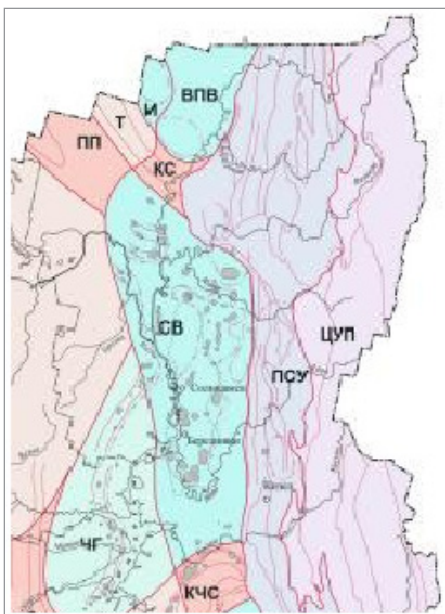
В результате чего в строении прогиба можно выделить восточную окраину Русской платформы и наложенную структуру, сформированной из терригенного и карбонатного материала, накопленного в ранне-, средне-, позднепалеозойском и мезокайнозойском времени.

Можно предположить, что выделенные фации и условия их образования совпадают с нефтеносными отложениями и условиями их формирования, выделяемые на данной территории. Таким образом, в осадочном чехле Предуральяского прогиба, в соответствии с выделенными отложениями, выделяют пять нефтегазоносных комплексов: среднедевонско-нижефранский терригенный; верхнефранско-турнейский карбонатный; нижнекаменноугольный (верхневизейско-серпуховский) терригенный; среднекаменноугольный (башкирско-московский) терригенно-карбонатный; верхнекаменноугольно-нижнепермский карбонатный.

Качественный состав флюидов и перспектив нефтегазоносности, по данным геохимических съемок, различен в разных частях территории. На основе физико-химических свойств нефти и газов (в том числе по газонасыщенности, плотности, фракционному составу нефти, распределению углеводородов) были рассмотрены месторождения Соликамской депрессии.

Из семи нефтегазоносных комплексов, выделяемых в разрезе осадочного чехла в пределах Соликамской депрессии, нефтеносны верхневизейско-башкирский карбонатный, нижневизейский терригенный (бобриковская залежь) и верхнедевонско-турнейский карбонатный комплексы (фаменская залежь).

Нефти девонско-турнейского комплекса охватывают практически весь известный диапазон значений физико-химических свойств нефтей. Схематическая карта районирования нефтей отражает меридиональную зональность. Выявленные залежи легких нефтей приуроче-



Современное геологическое строение палеозойского комплекса и его тектоническое районирование

ны к северо-востоку Соликамской депрессии, увеличиваясь в направлении северо-запада [4].

Основные физико-химические свойства нефтей тесно связаны корреляционными зависимостями: малосернистые ($< 0.5\%$) и среднесернистые ($0.5—1.0\%$), малосмолистые и смолистые (до 15% смол), тогда как западнее преобладают нефти с большим содержанием серы и смол. Нефти, как правило, нафтенново-метанового типа, ароматическо-метанового и метаново-ароматического, обычно характеризуются величиной пристан/фитан < 1 , что свойственно нефтям, генетически связанных с ОВ преимущественно сапропелевого типа [1].

Нефти нижневизейского терригенного комплекса характеризуются большим разнообразием свойств. Плотность нефтей изменяется от легких (0.8 г/см^3) в восточных частях территории, продвигаясь в западном направлении, возрастает до значений равных $0.86—0.88 \text{ г/см}^3$. Малосернистые нефти (менее 0.5% серы) встречены лишь на востоке. Большая часть нефтей относится к группе сернистых и высокосернистых ($1—3\%$). Высокопарафинистые нефти приурочены к северо-востоку депрессии. Групповой состав УВ: метановый и нафтенново-метановый. Общие закономерности изменения физико-химических свойств и группового состава в целом совпадают с таковыми для нефтей девонско-турнейского карбонатного комплекса, но зоны распространения тяжелых сернистых высокосмолистых нефтей для первых шире.

Физико-химические свойства нефтей верхневизейско-башкирского карбонатного комплекса варьируются в широком диапазоне в пределах Предуральяского прогиба, в частности, в пределах депрессии выделяются очень легкие нефти (диапазон $0.75—0.82 \text{ г/см}^3$). В групповом составе нефтяных УВ с северо-востока на юго-запад уменьшается доля метановых и увеличивается доля ароматических [4].

Литолого-фациальный анализ отложений и физико-химический анализ нефти позволит предположить о происхождении углеводородов в пределах изучаемой территории. Тектонические режимы благоприятно влияли на формирование пород-коллекторов, а также на накопление органического вещества, преимущественно сапропелевого, как свидетельствует анализ флюида распространенного в пределах Предуральяского прогиба. Однако, состав углеводородов, в выявленных комплексах Соликамской депрессии, существенно отличается. Разный состав, а именно сернистость, парафинистость, групповой состав УВ, может говорить о миграции нефти с соседних территорий.

Исходя из имеющихся данных, можно предположить, что флюиды в девонско-турнейском и нижневизейском комплексах мигрировали с запада, поскольку прослеживается зависимость изменения свойств в этом направлении, а именно количественное содержание

парафина и смол увеличивается. Свойства нефти верхневизейско-башкирского комплекса сходны, исключая одного — уменьшение доли метановых и увеличение доли ароматических компонентов в юго-западном направлении, что может говорить о миграции УВ с юго-западных направлений.

Таким образом, на основе литолого-фациального и физико-химического анализа можно сделать вывод, о том что большая масса флюидов мигрировала с запада, причем преимущественно в горизонтальных направлениях, в пределы Соликамской депрессии, где в накопленных формациях сформировались залежи нефти и газа.

Литература

1. Нефть и газ / Ю. А. Яковлев, В. В. Макаловский, М. Э. Мерсон, М. Г. Фрик // Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края: энцикл. Пермь, 2006. С. 142—157.
2. Особенности геологического строения Предуральского краевого прогиба / Неганов В. М. и др. // Геофизика, 2000. С. 29—33.
3. *Проворов В. М.* Предуральская депрессия // Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края: энцикл. Пермь, 2006. С. 71—74.
4. *Фрик М. Г., Титова Г. И.* Геохимия нефтей и газов Пермской области // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья: Обзор / ООО «Геоинформцентр». М., 2003. 53 с.

ВОЗМОЖНОСТЬ РАЗРАБОТКИ ТЕХНОЛОГИИ НЕЧЁТКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ПОДСЧЁТА ЗАПАСОВ УГЛЕВОДОРОДОВ И ОПТИМИЗАЦИИ ПРОЦЕССА МОДЕЛИРОВАНИЯ

А. С. Могутов, В. Е. Кулешов
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
mogutov@inbox.ru

Построение и анализ взаимосвязей между геолого-геофизическими параметрами составляет экспериментальный фундамент геофизических методов исследования, подсчета запасов месторождений, прогнозирования и управления технологическими процессами, в том числе процессами контроля за разработкой месторождений углеводородного сырья. Достоверность и надежность этих экспериментально установленных связей составляют основу эффективности всей последующей цепочки геолого-геофизических заключений и прогноза [1].

Геофизические методы используются для определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения горных пород. Эти параметры необходимы при подсчёте запасов нефти и газа, а результаты их интерпретации являются основной опорной информацией для построения модели. Главная роль при этом отводится данным промысловой геофизики (ГИС).

При подсчете запасов нефти и газа объемным методом три подсчетных параметра — эффективная мощность, коэффициенты открытой пористости и нефтегазонасыщенности — определяются по данным ГИС с учетом данных анализа керна и результатов опробования.

На достоверность определения подсчётных параметров, и как следствие — запасов нефти и газа по данным геофизических исследований скважин влияют многие факторы, которые можно объединить в две группы:

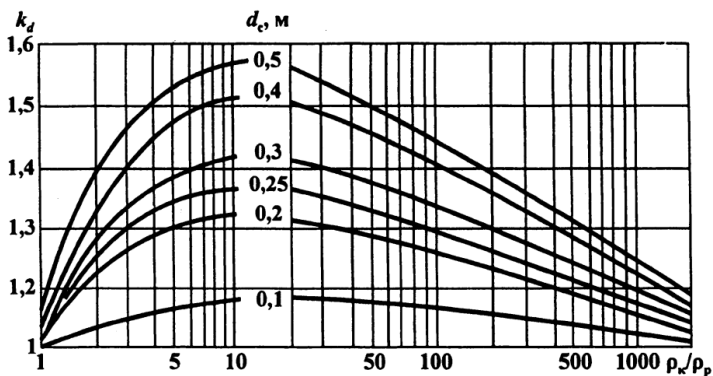
- 1) Полнота и качество исходных данных, точность измерений.
- 2) Оптимальная методика интерпретации промыслово-геофизических материалов, выполняемая при определении подсчётных параметров.

Для решения задач повышения достоверности предлагается использование методов нечёткого моделирования. Пример использования методики нечёткого моделирования при изучении взаимосвязей между геофизическими параметрами приведён в работе [1]. Но для решения задач оценки запасов и ресурсов эта методика будет использоваться впервые.

В связи с этим необходимо проанализировать погрешности исходных данных и точности измерений методов ГИС, а также оценить за-

зависимости для нахождения подсчётных параметров и диапазон погрешностей при их измерении.

При определении подсчётных параметров в настоящее время используются зависимости, которые не всегда являются точными, т. к. они были установлены на экспериментальном материале (кривые, номограммы и т. п.), например введение различных поправок (рисунков) [2, 3].



Номограмма для введения поправки на влияние скважины [2]

Оценка погрешности, с которой эти зависимости и формулы работают, здесь является начальным этапом. Погрешность будет соответственно различаться для разных значений. Так для применения методики нечёткого моделирования будет оцениваться погрешность самих исходных данных. В данном случае речь идёт не о конкретных, а о типовых данных, например с какой точностью и в каком диапазоне меняются измерения, полученные при помощи различных методов. По результатам планируется создание:

- шкалы погрешностей исходных данных;
- шкалы погрешностей зависимостей по которым считаются подсчётные параметры
- таблиц дифференцированного анализа погрешностей.

Всё это необходимо для построения многометодной и взаимоуточняющей технологии нечёткого моделирования для прогнозирования и подсчёта запасов углеводородов. Технология будет включать в себя:

- построение нечётких отношений;
- анализ погрешностей;
- поле достоверности прогнозных значений.

Полученные результаты будут использованы в формулах и соответствующем программном обеспечении, которое разрабатывается специально для решения подобных задач. Формулы и разработанные

программы необходимы для расчёта и визуализации нечётких отношений, как прогнозных значений параметров нефтегазоносности.

В настоящее время разработка технологии нечёткого моделирования для прогнозирования и подсчёта запасов углеводородов находится на начальном этапе. Для её полной реализации необходим сбор и анализ большого количества данных полученных по результатам ГИС, проведение вычислительных экспериментов и совершенствование соответствующего программного обеспечения. В итоге предлагаемая технология должна обеспечить качественный подсчет запасов и оценку ресурсов углеводородов, а также быть конкурентоспособной по сравнению с существующими аналогами.

Работы ведутся при поддержке Федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009—2013 годы» и Совета по грантам Президента Российской Федерации для поддержки молодых российских учёных и ведущих научных школ.

Литературы

1. Кобрунов А. И., Григорьевых А. В. Методы нечеткого моделирования при изучении взаимосвязей между геофизическими параметрами // Геофизика, 2010. № 2. С. 17—23.
2. Дахнов В. Н. Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения горных пород. М.: Недра, 1985. 310 с.
3. Вендельштейн Б. Ю., Резванов Р. А. Геофизические методы определения параметров нефтегазовых коллекторов (при подсчёте запасов и проектировании разработки месторождений). М.: Недра, 1978. 318 с.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭКЛОГИТОВ ГРИДИНСКОГО ВЫСОКОБАРНОГО КОМПЛЕКСА (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС, КАРЕЛИЯ)

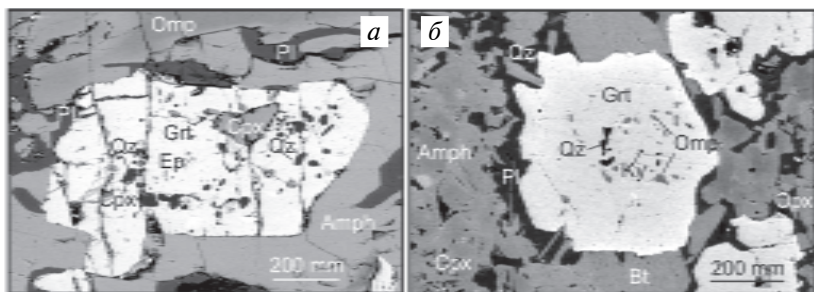
А. А. Моргунова¹, А. Л. Перчук^{1,2}

¹ ИЭМ РАН, ² МГУ, Москва

almor@iem.ac.ru, alp@geol.msu.ru

Изучение докембрийских эклогитов крайне важны для восстановления древнейших плейт-тектонических процессов. Гридинский эклогитсодержащий комплекс представляет собой тектоническую пластину северо-западного простирания, прослеживающуюся в прибрежной полосе и на о-вах Белого моря до 50 км при ширине 6–7 км. Основной объём комплекса составляют мигматизированные гнейсы, содержащие будинированные тела пород различного размера и состава. В будинах резко преобладают породы основного состава — метабазиты (эклогиты и амфиболиты), реже присутствуют метаультрамафиты, мраморы, цоизитовые и скаполитовые породы. Комплекс сечется метаморфизованными в условиях эклогитовой и верхов амфиболитовой фаций дайками габброидов палеопротерозойского возраста, а также интрузиями и жилами плагиогранитов [1]. В данной работе показывается, что эклогиты Гридинского комплекса, выделяемые ранее только по структурным и возрастным критериям [1, 2], разделяются на два типа и по петрологическим особенностям.

Типичными представителями первой группы являются эклогиты, образующие будинированные тела в амфибол-биотитовых гнейсах о-ва Столбиха. Это массивные мелко-среднезернистые породы с гранобластовой структурой. Высокобарный парагенезис представлен гранатом, омфацитом и рутилом. На регрессивной стадии образуются $\text{Amf} \pm \text{Pl} \pm \text{Vt}$ каймы вокруг граната, а также $\text{Crpx} + \text{Pl} \pm \text{Amf} \pm \text{Vt}$ симплектиты по клинопироксену. В центральных частях граната находятся включения эпидота, хлор-содержащего амфибола, карбоната, редкие включения кварца и альбита, которые фиксируют ранний этап развития породы. Располагающиеся по периферии граната кварц и омфацит являются индикаторами пика метаморфизма (рисунок, а). При этом состав вмещающего граната не изменяется. Омфацит в матриксе и во включениях содержит до 32 % Jd , что является доказательством высокобарных условий метаморфизма. В симплектитах содержание жадеитовой молекулы в клинопироксене снижается до 8 %. По данным термобарометрии (гранат-клинопироксеновый термометр [3] и клинопироксен-плагиоклаз-кварцевый барометр [4]), пик метаморфизма этих пород соответствует $T = 700\text{—}750\text{ }^{\circ}\text{C}$ при минимальном давлении $P = 15\text{ кбар}$.



Представительные гранаты эклогитов двух типов. а — первый тип (о-в Столбиха); б — второй тип (о-в Безымянный). Фото в отраженных электронах. Amph — амфибол, Bt — биотит, Cpx — клинопироксен, Ep — эпидот, Grt — гранат, Ky — кианит, Omp — омфацит, Orx — ортопироксен, Pl — плагиоклаз, Qz — кварц

К эклогитам второй группы относятся дайки габброидов, испытавших высокobarические преобразования. Типичным представителем этой группы являются дайки метагаббро на о-ве Безымянный. Они представляют собой неравномернозернистые породы гранобластовой структуры. Сложены гранатом, клино- и ортопироксеном, а также регрессивными биотитом, амфиболом, плагиоклазом и кварцем. В гранатах содержатся включения кианита, кварца, и клинопироксена с высоким содержанием жадеитовой молекулы (до 40 мольн. %) (рисунк, б). В клинопироксенах основной массы, содержание жадеитового минала достигает 22 мольн. % в центрах кристаллов.

Наиболее высокobarный парагенезис можно наблюдать в центральных частях гранатов (рисунк, б). Здесь образование высокожадеитового омфацита и кианита происходило за счет разложения первичного плагиоклаза. Примечательно, что образующийся на той же стадии метаморфизма клинопироксен матрикса, рос в условиях дефицита сконцентрированных в плагиоклазе натрия и алюминия, и потому характеризуется более низкими содержаниями жадеитового минала, чем клинопироксен из включений. Регрессивные проявления характеризуются ростом краев более железистого граната и клинопироксена с низким содержанием жадеита, а также развитием вторичных плагиоклаза, амфибола, биотита и плагиоклаз-клинопироксеновых симплектитов. Согласно показаниям гранат-клинопироксенового термометра [3] и клинопироксен-плагиоклаз-кварцевого барометра [4] пик метаморфизма этих пород отвечает 750°C при давлении $P \geq 15$ кбар.

Петрографические исследования показали, что выделенные типы эклогитов Гридинского комплекса имеют различные истории метаморфических преобразований. В эклогитах о-ва Столбиха выделяется прогрессивный этап метаморфизма, а эклогитизация на о-ве Безымянный накладывалась на магматическую ассоциацию без прогрессивно-

го этапа. Возможно, выделенные петрологические различия связаны с нахождением эклогитов в областях с различной геодинамической обстановкой (субдукцией и коллизией).

Финансовая поддержка: гранты РФФИ № 09-05-01217 и 09-05-00991.

Литература

1. Володичев О. И., Слабунов А. И. и др. Архейские эклогиты Беломорского Подвижного Пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004. С. 609—629.
2. Travin V. V., Kozlova N. E. Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorie // Petrology, 2009. V. 17, № 7. P. 684—706.
3. Ravna E. K. The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg geothermometer: an updated calibration // J. metamorphic Geol., 2000. № 18. P. 211—219.
4. Перчук А. Л. Новый вариант омфациит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфациита и альбита // Докл. АН СССР, 1992. № 324. С. 1286—1289.

РАЗНООБРАЗИЕ ЭКЛОГИТОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

А. В. Панфилов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

panfilov@geo.komisc.ru

На Полярном Урале эклогиты известны в районе хребта Марун-Кей, в пределах одноименной структуры, где они находятся среди древних метаморфических эффузивно-осадочных образований. Эклогиты Полярного Урала, как и других складчатых областей, представляют собой реликтовые образования среди глубоко метаморфизованных пород докембрия, претерпевших полихронный метаморфизм от рифея до верхнего палеозоя. Поэтому малоизмененные эклогиты на Полярном Урале, как и в других складчатых областях, встречаются довольно редко и наиболее достоверно представлены в самой северной части Урала (марункеуский комплекс) [3].

В южной части хребта Марун-Кей в районе Слюдяной Горки развиты метаморфогенные эклогиты и метаморфические породы от ультраосновного до кислого состава. Среди эклогитов предшественниками выделяются альмандиновые, пироповые, пироп-альмандиновые, кианитовые, кианит-цоизитовые, рутиловые и каринтиновые разновидности (по Удовкиной).

Альмандиновые эклогиты имеют среднезернистую гранобластовую структуру; массивную и сланцеватую текстуру. Сланцеватость обусловлена ориентированными в одном направлении порфиробластами амфибола. Состоят из граната (40—55 %), омфацита (40—45 %), амфибола (0—10 %), кварца (0—3 %), рутила (0.5—2 %), цоизита (0—4 %).

Пироповые эклогиты имеют мелко- и среднезернистую гранобластовую и друзитовую структуру; гнейсовидную, полосчатую, реже массивную текстуру. Данные эклогиты разделяют по минеральному составу на каринтиновые, кианитовые и кианит-цоизитовые. Каринтиновые эклогиты состоят из каринтина (30—50 %), омфацита (20—35 %), граната (15—30 %), цоизита (0—5 %), кианита (0—5 %), кварца (0—2 %), рутила (до 1 %). Кианитовые и кианит-цоизитовые эклогиты различаются между собой количеством кианита и цоизита; состоят породы из граната (15—35 %), омфацита (15—35 %), кианита (10—15 %), цоизита (5—20 %), каринтина (2—30 %), кварца (0—10 %), рутила, мусковита, фуксита (общее 0—7 %).

Рутиловые эклогиты имеют мелко- среднезернистую структуру, полосчатую, реже массивную текстуру. Состоят из граната (33—40 %), омфацита (30—55 %), рутила (3—5 %), кварца (1—7 %), амфибола (1—5 %), мусковита, биотита.

Пироп-альмандиновые эклогиты имеют мелкозернистую структуру, массивную текстуру. Состоят из граната (30—50 %), омфацита (30—

60 %), присутствуют в незначительных количествах рутил, амфибол, цоизит, кварц.

Большое распространение в районе имеют апоэклогитовые породы. Эклогиты подверглись значительной амфиболизации, альбитизации и окварцеванию. В составе них присутствуют слюды (мусковит, биотит). Выделяются амфиболизированные, мусковитизированные амфиболизированные, альбитизированные амфиболизированные эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты. В целом породы характеризуются полосчатостью, наблюдается циклическая смена минерального состава от меланократовых до более лейкократовых образований.

Амфиболизированные эклогиты характеризуются порфирогранобластовыми структурами, массивными текстурами. Породы сложены призматическими бледно-зелеными или бесцветными зернами пироксена (омфацит 35—40 %), светло-розовым порфиробластическим гранатом (размеры зерен — от 0.7 до 5 мм) (25—30 %), амфиболами, представленными сине-зеленой роговой обманкой (до 20 %), встречается цоизит, замещающий гранат (до 10 %). Рудный — пирит.

В мусковитизированных амфиболизированных эклогитах присутствует мусковит до 10 %.

Альбитизированные амфиболизированные эклогиты характеризуются метасоматическими, порфирогранобластовыми структурами, с участками диабластовых. Текстура массивная. Породы сложены пироксеном (до 30 %), амфиболами (30—40 %), присутствует кальцит (до 15 %), альбитом (10—20 %), присутствуют слюды — мусковит, биотит. В породе наблюдаются участки одинакового минерального состава, но резко отличающихся размерами зерен; переход резкий, но четких границ нет. Значительную часть занимают симплектиты амфиболов и пироксенов с альбитом. Амфибол представлен сине-зеленой роговой обманкой в виде порфиробластов размером от 7 до 15 мм. В зоне развития симплектитов встречаются чешуйки биотита и листочки мусковита. Биотит с альбитом образуют диабласти.

Апоэклогитовые амфиболиты и гранатоподобные апоэклогитовые амфиболиты. Для них характерны порфиробластовые структуры с участками диабластовых. Текстура массивная. Породы сложены амфиболом, гранатом (до 15 %), который часто замещается эпидотом. Часто встречается реликтовый пироксен (до 10 %), альбит (до 10 %), кварц, эпидот, слюды, рутил. Основная ткань породы сложена амфиболом (пироксен?)—плаггиоклазовым мелкозернистым агрегатом, часто с участками, похожими на симплектиты. На фоне основной ткани выделяются крупные порфиробласты сине-зеленой роговой обманки. Порфиробласты правильной изометричной формы с рваными краями содержат включения зерен кварца и граната.

Апоэклогитовые эпидотовые амфиболиты характеризуются порфи-рогранобластовой структурой и массивной, ближе к сланцеватой тек-стурой. Породы сложены амфиболом, содержат значительное коли-чество эпидота и клиноцоизита (вместе 20 %). В породах присутству-ет кварц, плагиоклаз (альбит), чешуйки и листочки мусковита. Акцес-сорные минералы циркон и апатит, рудный — рутил. Амфиболы пред-ставлены двумя типами, отличающимися по оптическим свойствам. Первый тип — это сине-зеленые роговые обманки, которые образуют порфиробласты. Плеохроизм от бледно-желто-зеленого до сине-зеле-ного цветов. Буровато-желтые цвета интерференции. Часто встреча-ются кристаллы ромбовидной формы с характерной амфиболовой спайностью. Размеры зерен от 0.05 до 0.3 мм. Мелкие зерна, наряду с пироксеном, участвуют в сложении основной ткани породы. Второй тип амфиболов представлен удлиненно-призматическими зернами. Плеохроирует от бледно-желто-зеленого до желтовато-зелено-синего цветов. Светлая серо-зеленовато-синяя интерференционная окраска. Размеры зерен — 0.6 мм. Эпидот и клиноцоизит в породе почти пол-ностью замещают гранат. Иногда в апоэклогитовых амфиболитах встречаются чешуйки хлорита [1].

На основе петрографической характеристики пород можно пред-положить, что видимое разнообразие эклогитов и апоэклогитовых разностей, является следствием неоднородного первичного состава исходных пород и различные стадии их эклогитизации, а также изме-нения эклогитов при метаморфизме, гранитизации и метасоматозе (образование амфиболизированных, мусковитизированных амфибо-лизированных, альбитизированных амфиболизированных эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов).

Текстурные и структурные особенности пород, а также их мине-ральный состав указывают на то, что вследствие гранитизации поро-ды изменялись неоднократно. В виде реликтовых остатков сохрани-лись эклогиты в центральных частях ксенолитов и пластовых тел, а на контакте с породами кислого состава они практически превратились в амфиболиты [2].

Литература

1. Вишивцев А. Н. Эклогиты хребта Марункеу (Полярный Урал) // I Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов. Тезисы докладов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. С. 263—268.
2. Панфилов А. В. Петрографические особенности пород марункеуского комплекса (Полярный Урал) // Геология европейского севера России. Сб. 6. Сыктывкар, 2008. С. 20—25. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 123)
3. Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛАГИОКЛАЗИТОВЫХ ЖИЛ ВОЙКАРО-СЫНИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Д. Ю. Перевозчиков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

geodensyktu@mail.ru

На Полярном Урале, на восточной границе административного района МО г. Воркуты (Республика Коми) и Ханты-Мансийского АО расположен Войкаро-Сынинский сегмент Войкарского офиолитового пояса.

Войкаро-Сынинский массив сложен образованиями Райизко-Войкарского дунит-гарцбургитового комплекса, в котором объединяются разнообразныe ультрабазиты. На северо-западе массива выделяется Кечпельское рудное поле, в котором преобладающее положение занимают дуниты, среди них развиты жильные породы, представленные плагиоклазитами, плагиогранитами и пироксенитами. По мнению ряда исследователей Шишкин и др., 2005, Котельников, 2006 и других, плагиограниты и плагиоклазиты были внедрены в процессе выведения океанической коры на окраину континента [1]. В данное время жильные образования среднего – кислого состава рассматриваются в составе погурейского плагиогранитного комплекса [1].

Материалом для исследований послужили образцы плагиоклазитов и плагиогранитов с Юньягинского участка Кечпельского рудного поля.

Тела плагиоклазитов и плагиогранитов представляют собой жилы, вытянутые как в субширотном, так и в субмеридиональном направлении, и линзы мощностью 0.3—10.0 м и длиной до 100–150 м или округлые (шаровидные) тела, шириной до 2.5 м, которые контролируются зонами серпентинизированных дунитов и серпентинитов [1].

По химическому составу среди пород участка можно выделить плагиоклазиты, кварцевые плагиоклазиты и лейкоплагиограниты [2, 3].

На диаграмме O'Коннора Ab-An-Or фигуративные точки всех разновидностей пород попадают в поле трондьемитов. Все точки выстраиваются в одну линию (как на диаграмме TAS, так и на диаграмме O'Коннора): от наиболее ранних жильных образований диоритоидного состава до поздних – гранитных. Повышенные содержания стронция и натрия во всех породах говорит об аккреционной природе этих пород [3].

Нами были получены аналитические данные по элементам примесям плагиоклазитов (см. таблицу). При построении графиков были так же использованы результаты по кварцевым плагиоклазитам и лейкоплагиогранитам Юньягинского участка, предоставленные А. А. Соболевой и данные по плагиограниту Войкарской офиолитовой ассоциации.

На нормированных по хондриту графиках выделяются несколько групп пород (рис. 1). Первая группа характеризуется слабой повышенной Eu-аномалией и слабым обеднением в тяжелой части спектра РЗЭ. Вторая группа – слабой отрицательной Eu-аномалией и слабым обеднением в тяжелой части спектра лантаноидов. Третья группа представлена плагиогранитом офиолитовой ассоциации, весь спектр РЗЭ, в которой, на порядок выше, чем у хондрита. Четвертая группа (проба К-6024) характеризуется слабыми положительными аномалиями в легкой части спектра.

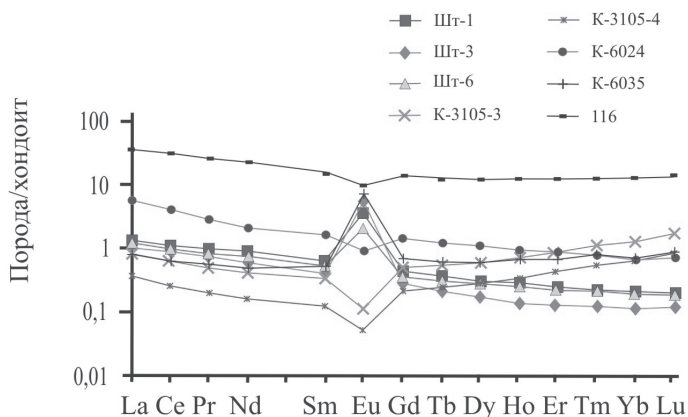


Рис. 1. Графики распределения РЗЭ, нормированные по хондриту для плагиоклазитов и плагиогранитов Юньягинского участка Войкаро-Сынинского массива

Содержания примесей в плагиоклазитах и плагиогранитах сильно варьируют. Представление о геохимической специфике пород можно получить, используя диаграмму Дж. Пирса [5]. На диаграмме для каждой точки нанесены разбросы значений. Сравнение составов средних-кислых пород Юньягинского участка со средним составом гранита океанических хребтов указывает на существование нескольких групп пород (рис. 2), где четко просматривается значительное превышение калия у нескольких проб над гранитами океанических хребтов, небольшие отрицательные аномалии по Nb, Sm, Y, у пробы К-6035 значительная отрицательная аномалия по Y.

На диаграммах Rb – (Y+Nb) и Nb – Y точки исследуемых пород попадают в поля гранитоидов островных дуг или гранитоидов островных дуг и синколлизионных гранитов, соответственно (рис. 3, а, б). Из того, что точки составов на этих диаграммах попадают в поля гранитов островных дуг, можно предположить присутствие в составе источника пород островодужного генезиса. Об этом же свидетельствует и обогащение гранито-

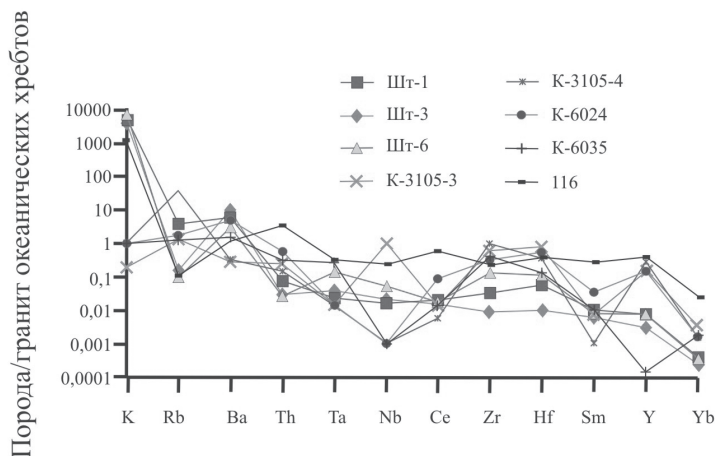


Рис. 2. Распределение элементов примесей, нормированных по гипотетическому граниту океанических хребтов [6] для плагиоклазитов и плагиогранитов Юньягинского участка Войкаро-Сынинского массива

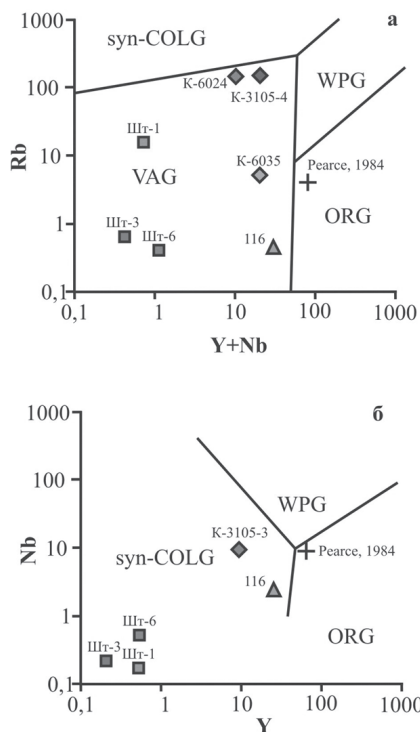


Рис. 3. Вариационные диаграммы Rb–Y+Nb (а) и Nb–Y (б) для плагиоклазитов и плагиогранитов Юньягинского участка Войкаро-Сынинского массива. Граниты: Syn-COLG — синколизационные, ORG — океанических хребтов, WPG — внутриплитные, VAG — островных дуг [6]. 116 — плагиогранит офиолитовой ассоциации Войкаро-Сынинского массива; К-6024, К-3105-3, К-3105-4, К-6035 — кварцевые плагиоклазиты и лейкоплагиограниты Юньягинского участка (данные А. А. Соболевой)

**Содержание порообразующих оксидов (масс.%)
и элементов-примесей (г/т) в плагиоклазитах
Юньягинского участка Войкаро-Сынинского массива**

Компо- нент. %	Шт1	Шт3	Шт6	Компо- нент. г/т	Шт1	Шт3	Шт6
SiO ₂	61.83	59.84	62.16	Sr	2242.56	2452.07	1879.15
TiO ₂	0.10	0.10	0.10	Rb	15.81	0.63	0.41
Al ₂ O ₃	20.72	22.46	22.37	Y	0.55	0.21	0.56
Fe ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	Zr	11.76	2.92	45.25
FeO	0.92	0.72	0.60	Nb	0.17	0.21	0.52
MnO	0.10	0.10	0.10	Ba	298.83	453.65	151.31
MgO	2.56	1.84	2.34	La	0.31	0.25	0.28
CaO	3.60	5.19	2.36	Ce	0.71	0.55	0.62
Na ₂ O	8.82	8.49	9.12	Pr	0.09	0.07	0.08
K ₂ O	0.37	0.49	0.73	Nd	0.42	0.27	0.34
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.10	Sm	0.10	0.06	0.08
SrO	0.20	0.25	0.21	Eu	0.20	0.32	0.12
ппп	1.40	1.03	0.37	Gd	0.09	0.06	0.07
Сумма	100.72	100.61	100.56	Tb	0.01	0.01	0.01
H ₂ O	0.22	0.14	0.13	Dy	0.08	0.04	0.07
CO ₂	0.10	0.10	0.10	Ho	0.02	0.01	0.01
				Er	0.04	0.02	0.04
				Tm	0.01	0.00	0.01
				Yb	0.03	0.02	0.03
				Lu	0.00	0.00	0.00
				Hf	0.49	0.09	1.05
				Ta	0.02	0.03	0.10
				Th	0.06	0.02	0.02

идов литофильными элементами и небольшой дефицит в них высокозарядных элементов.

Таким образом, жилы плагиоклазитов и плагиогранитов маркируют подошву Войкарского аллохтона. Внедрение диорит-плагиогранитной формации является реакцией на тектоническое совмещение в процессе аккреции океанических и островодужных комплексов. Пространственное и структурное положение этой формации, а так же петрохимическая характеристика позволяют отнести ее к аккреционному типу магматизма. Геохимические особенности рассматриваемых пород могут быть

объяснены участием в процессе частичного плавления смеси пород различного генезиса, а именно: океанических базальтов и островодужных вулканогенных пород.

Исходя из всех имеющихся данных, можно предположить двухфазную природу пород погурейского плагиогранитного комплекса, являющегося продуктом аккреционного переминания и плавления материала, слагающего Войкарский аллохтон и, возможно, континентальных отложений. Выявляются диоритовая и плагиогранитная фазы внедрения, наиболее ранней из которых является диоритовая. В дальнейшем диориты и плагиограниты были подвергнуты метаморфизму, продуцируя плагиоклазиты.

Исследования проведены в рамках интеграционного проекта 09-С-5-1017.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 335 с.
2. Гурьев К. А., Соболева А. А., Силаев В. И. Экзогенная эпигенетическая минерализация в жильных плагиоклазитах Войкаро-Сынинского офиолитового массива // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2007. №8 (152). С. 11–14.
3. Перевозчиков Д. Ю. Жильные образования среднего-кислого состава Войкаро-Сынинского массива ультрамафитов Полярного Урала // Металлогения древних и современных океанов – 2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур. Научное издание. Миасс: УрО РАН, 2010. С. 220–224.
4. Перевозчиков Д. Ю. Петрография альбититов Юньягинского участка Войкаро-Сынинского массива (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 18-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 111–114.
5. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. N. 4. P. 956–983.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ГИПЕРБАЗИТАХ ПОГУРЕЙСКОГО БЛОКА РАЙИЗСКО-ВОЙКАРСКОГО КОМПЛЕКСА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

М. Н. Петрова

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

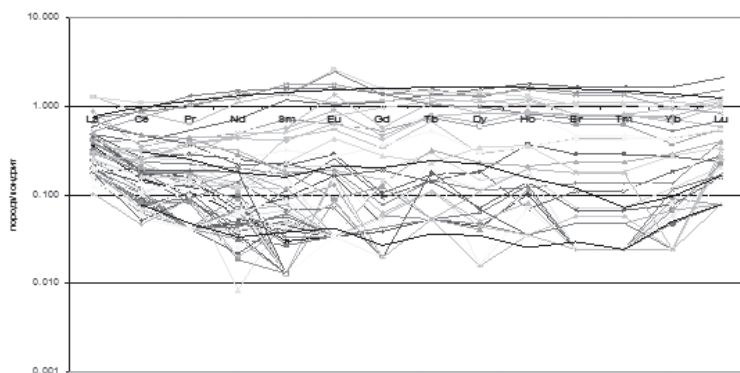
hurm@mail.ru

Ультрамафические породы райизско-войкарского комплекса пользуются широким распространением на территории восточного склона Полярного Урала, обнажаясь в центральной части крупного Войкаро-Сынинского офиолитового массива, сложенного, помимо райизско-войкарских гипербазитов, породами кэршорского верлит-клинопироксенит-габбрового и лагортаюского диабазового интрузивных комплексов, располагающихся по периферии. Массив протягивается с юго-запада на северо-восток на расстояние около 200 км. Ширина его в разных частях различна: от 40 до 3—4 км. В соответствии с этим в составе массива могут быть выделены два блока юго-западный Лаптапайский и северо-восточный Погурейский, разделенных «пережигом», резким сокращением ширины выхода пород [1].

Петрографическое изучение пород райизско-войкарского комплекса в пределах Погурейского блока показало, что наиболее широкой распространенностью на данной территории пользуются дуниты, реже гарцбургиты. Породы в большинстве своем сильно изменены: серпентинизированы, амфиболизированы, реже оталькованы. Серпентин представлен как хризотилом, так и антигоритом. По ортопироксену нередко образуется бастит. Амфибол представлен тремолитом. Степень изменения пород колеблется в широких пределах, но обычно составляет не менее 50—70 %. Кроме того выделяются зоны катаклаза и милонитизации. Гарцбургиты содержат небольшое количество ортопироксена, не превышающее 15—20 %. Обычно же его количество около 10% и менее, то есть многие породы по сути являются пироксеносодержащими дунитами. Ортопироксен занимает совершенно определенную позицию, располагаясь в интерстициях между крупными кристаллами оливина и образуя иногда неполные келефитовые коймы вокруг него.

Химический состав дунитов и гарцбургитов Погурейского блока не отличается разнообразием. Породы обладают низкой железистостью, крайне низким содержанием титана, глинозема и щелочей.

Обращает на себя внимание весьма сходный характер распределения редкоземельных элементов в гарцбургитах и дунитах, хотя разброс значений и достаточно велик (рисунок). Кроме того, отмечается



Характер распределения редкоземельных элементов в гипербазитах райизско-войкарского комплекса

слабая обогащенность гарцбургитов относительно дунитов практически всеми редкоземельными элементами. Все это позволяют говорить о крайней деплетированности гипербазитов в отношении ряда породообразующих и редких элементов. Это подразумевает, что рассматриваемые породы являются тугоплавким мантийным остатком после выплавления (возможно неоднократного) базальтовых или пикритовых магм и, следовательно, реститовом характере всех ультрамафитов райизско-войкарского комплекса. Широкие вариации концентрации редкоземельных элементов могут быть объяснены неодинаковой степенью плавления мантийного субстрата даже в пределах ограниченных площадей. Наличие дунитовых «жил» может быть обусловлено максимальной степенью плавления вещества в областях их развития и как следствие полное исчезновение ортопироксена в связи с его полным плавлением или инконгруэнтным характером плавления. Обогащенность гарцбургитов редкоземельными элементами относительно дунитов вполне понятно, если принять во внимание более высокие коэффициенты распределения этих элементов для ортопироксена.

На территории Погурейского блока было проведено детальное изучение зоны хромитового орудинения, выделенной в ходе геолого-съемочных работ.

В рудных хромитах, в сравнении с аксессуарными хромшпинелидами пород райизско-войкарского комплекса снижается роль железа, резко увеличивается содержание MgO и Al_2O_3 и незначительно увеличивается содержание TiO_2 .

В виде тонкой вкрапленности были обнаружены различные сульфиды, преимущественно сульфиды никеля (хизлевудит, милерит), редко сульфиды меди (халькопирит, борнит). Так же в отдельных пробах наблюдаются сульфиды металлов платиновой группы и самород-

ная платина. Морфология выделений этих минералов различна. Чаще всего это комковидные агрегаты и интерстициальные по отношению к хромиту выделения одного или нескольких минералов.

Минералы платиновой группы представлены следующими минеральными видами: самородная платина, тетраферроплатина, самородный рутений. В виде изоморфных примесей присутствуют Fe, Ni, Ir, Sb, Os, Cu.

Так же элементы платиновой группы присутствуют в виде изоморфной примеси в сульфидах, например в хизлевудите.

Участие в рудообразующем процессе флюидной фазы создавало, по-видимому, благоприятные условия для очищения окисно-рудного вещества (хромита) от несвойственных его структуре примесных элементов — никеля, меди, цинка и свинца. Принципиальная возможность реализации такого процесса в природных условиях подтверждается данными экспериментального изучения экстрагирующих свойств водно-щелочного флюида в отношении меди и никеля [2]. Вполне очевидно, что при наличии во флюиде хотя бы незначительных концентраций серы, например, в виде H_2S , эти элементы должны фракционировать в энергетически предпочтительную для них сульфидную фазу, что следует из термодинамики обменных равновесий.

Таким образом, фазовый состав сопутствующей хромититам рудной минерализации определяется особенностями флюидного режима, в частности, активностью сероводорода, который в общем-то не характерен для газовой составляющей ультрамафитов [3]. Но даже незначительных его концентраций во флюиде достаточно для осаждения целого ряда металлов, включая рутений, в сульфидную фазу, что в целом согласуется с акцессорным характером проявления сульфидной минерализации.

Литература

1. *Савельева Г. Н.* Геология и петрология гипербазитов Войкаро-Сынинского массива (Полярный Урал) Свердловск, 1973.
2. *Рябчиков И. Д., Орлова Г. П., Каленчук Г. Е. и др.* Экспериментальное изучение мобилизации сульфидов меди, никеля водно-щелочными флюидами при высоких температурах под давлением 20 кбар // Докл. АН СССР, 1987. Т. 296. № 2. С. 437—441.
3. *Маракушев А. А., Безмен Н. И.* Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1972. 228 с.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИИ ПОРОД, КАК ОТРАЖЕНИЕ СТАДИЙ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ СУКЦЕССИИ В НИЖНЕПЕРМСКИХ СКЕЛЕТНЫХ ХОЛМАХ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Е. С. Пономаренко

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

esponomarenko@geo.komisc.ru

Карбонатные породы являются полигенетичными осадочными образованиями как с точки зрения механизмов, так и обстановок их накопления. При реконструкции древних морских обстановок основным методом служит комплексное литолого-генетическое изучение отложений. В результате выделяются литотипы — прообразы генотипов, к которым они могут быть отнесены по комплексу собственных признаков [8]. Карбонатные отложения западного склона Северного Урала характеризуется большим количеством генетических типов [2, 7]. Среди них особое место занимают парагенетические ассоциации пород, слагающие нижнепермские (ассельско-сакмарские) органогенные постройки (ОП) и отражающие стадии их формирования. Автор в течение 2007—2010 гг. изучал литолого-палеоэкологические особенности этих ОП. Установлено, что разные типы органогенных сооружений отражают стадии экологической сукцессии [10]. Экологическая сукцессия рифовых экосистем показывает закономерную смену биоценозов во времени, не связанную с эволюционными изменениями видов, которая в отсутствии нарушающих процессов сукцессия рифовых экосистем представляет собой направленный и, следовательно, предсказуемый процесс [3, стр. 165]. В ископаемых ОП экологическая сукцессия проявлена в последовательной смене палеоценозов от подошвы к кровле. Нами установлено, что в строении нижнепермских ОП представлены только пионерные стадии экологической сукцессии (стабилизация и колонизация), и выделена финальная стадия [9], названная стадией деструкции [4]. Целью статьи является характеристика парагенезов пород, отвечающих стадиям экологической сукцессии и реконструкция строения нижнепермских скелетных холмов.

В строении скелетных холмов выделяются отложения, характеризующие стадию стабилизации, колонизации и деструкции, а также отложения склонов.

Парагенетические ассоциации (ПА) стадии стабилизации. Выделяются три ПА для этой стадии: ассоциация биоцементолитов и биокластовых известняков, ассоциация биоцементолитов и пелитоморфных известняков, а также ассоциация биоцементолитов и известняков микробально-пелоидных. Первая ассоциация представлена извест-

няками биокластовыми мшанковыми и тубифитесово-мшанковыми, включающими в себя участки палеоапличиновых и филлоидно-водорослевых биоцементолитов. Вторая ассоциация сложена известняками пелитоморфными с участками биоцементолитов мшанковых. Третья ассоциация — известняками микробиально-пелоидными с участками биоцементолитов филлоидно-водорослевых. Анализ ПА позволяет представить следующую картину: в первом случае на стадии стабилизации происходило накопление биокластовых песков, которые цементировались на стадии раннего диагенеза. На них поселялись палеоапличины и филлоидные водоросли, которые являлись субстратом для формирования крустификационных цементных корок из биологически индуцированного кальцита [1]. Во втором случае на стадии стабилизации происходило накопление карбонатного ила, на котором поселялись сетчатые мшанки, стабилизирующие мягкий субстрат и в свою очередь являлись подставкой для образования биологически индуцированного цемента. Третья ПА свидетельствует о развитии кальцимикробных сообществ, которые захватывали и склеивали карбонатный ил, готовя тем самым первичный субстрат для других обитателей. На этом субстрате появлялись поселения ветвистых мшанок и филлоидных водорослей.

Парагенетические ассоциации стадии колонизации представлены разнообразными биоцементолитами биогермными. Это светло-серые массивные известняки, сложенные преимущественно биологически индуцированным цементом, развитым на талломах филлоидных водорослей и корковых мшанках. Таким образом, история формирования этой стадии представляется следующим образом: твердый субстрат стадии стабилизации колонизировался различными организмами, на которых формировался крустификационный раннедиагенетический цемент, тем самым образуя каркас. Следует отметить, что ассоциация биоцементолитов мшанковых сменяет ПА биоцементолитов и биокластовых известняков, а филлоидно-водорослевые биоцементолиты — ПА биоцементолитов и пелитоморфных известняков и ПА известняков микробиально-пелоидных. Интересный факт отмечен А. И. Равикович [5], что на р. Колва у д. Сурья филлоидно-водорослевые биогермные известняки по латерали замещаются мшанково-брахиоподовыми постройками, т. е. являются фаціальными аналогами.

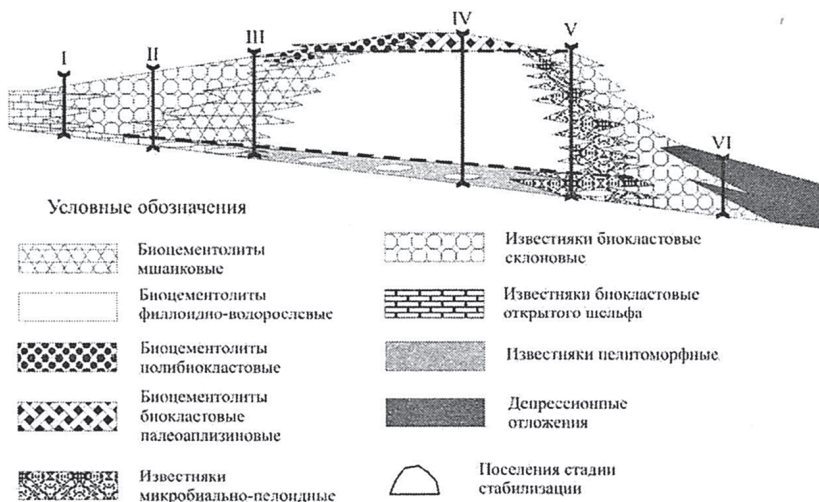
Парагенетические ассоциации стадии деструкции — биоцементолиты биокластовые — представлены двумя разностями: полибиокластовыми и биокластовыми палеоапличиновыми [4]. Анализ ПА позволяет представить следующую историю формирования данной стадии: при достижении ОП базиса действия волн начинается разрушение скелетов организмов, с последующей крустификацией фрагментов биологически индуцированным кальцитовым цементом [4].

Скелетные холмы имеют два типа склонов, поэтому выделяют отложения пологих и крутых склонов.

Парагенетическая ассоциация пологих склонов. Выделяются две ПА, представленные биокластовой и биоцементно-биокластовой ассоциациями. Первый тип представлен чередованием биокластовых известняков открытошельфовых и склоновых. Открытошельфовые отложения сложены преимущественно обломками раковин брахиопод и фузулиноид, члеников криноидей, склоновые — фрагменты организмов, характерных для нижнепермских ОП. Вторая ассоциация представлена чередованием биоцементолитов мшанковых и филлоидно-водорослевых с биокластовыми известняками, содержащими фауну из ОП.

Парагенетическая ассоциация крутых склонов — ассоциация известняков биокластовых несортированных и пелитоморфных глинистых. Глинистые пелитоморфные известняки отвечают депрессионным конденсированным осадкам, куда сносились обломки члеников криноидей и мшанок. Аналогичные отложения относятся к крутым склонам построек [6].

Таким образом, исходя из анализа распределения основных парагенетических ассоциаций скелетных холмов, построена идеализированная (рисунок) схема строения нижнепермских скелетных холмов



Идеализированная схема строения нижнепермских скелетных холмов Северного Урала.

I — обн. 24 р. Унья (среднеассельская часть); II — обн. 61 р. М. Печора; III — обн. 84 р. Илыч; IV — обн. 28 р. Унья (нижнеассельская часть); V — обн. 28 р. Унья (средне-верхнеассельская часть); VI — обн. 36 р. Илыч (сакмарская часть)

Северного Урала. Их развитие отвечает трем стадиям экологической сукцессии. Отложения, представляющие определенную стадию сукцессии, характеризуются специфическими парагенетическими ассоциациями.

Работа проводилась при поддержке подпрограммы №15/2 программы Президиума РАН № 09-П-05-1008 и программы ОНЗ-1 РАН № 09-Т-5-1028.

Литература

1. Антошкина А. И. Биоцементолиты — важный компонент органогенных построек позднего карбона-ранней перми (на примере севера Урала) // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ / Материалы II Всероссийской конференции. Казань: КГУ. 2009. С. 42—43.
2. Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика / Отв. ред. А. М. Пыстин, А. И. Антошкина, Л. В. Махлаев. Сыктывкар: Геопринт, 2009. 234 с.
3. Одум Е. Основы экологии. Т. 1. М.: Мир, 1986. 328 с.
4. Пономаренко Е. С. Стадия деструкции в нижнепермских органогенных постройках Северного Урала // Материалы к конф. «Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Москва, ПИН РАН, 2010. С. 69—71.
5. Равикович А. И. К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя в бассейне Верхней Печоры (р. Унья) // Бюлл. МОИП. 1956. Отд. геол., т. 31, вып. 2. С. 37—59.
6. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 440 с.
7. Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы / А. И. Елисеев, А. И. Антошкина, В. А. Салдин и др. Сыктывкар, 2006. 72 с. (Научные доклады / Коми НЦ УрО РАН; Вып. 481).
8. Фролов В. Т. Литология. Кн. 3. М.: МГУ, 1995. 352 с.
9. Hüneke H., Joachimski M., Buggisch W., Lützner H. Marine carbonate facies in response to climate and nutrient level: the Upper Carboniferous and Permian of Central Spitsbergen (Svalbard). *Facies* 45, 2001. P. 93—136.
10. James N. P., Bourque P. A. Reefs and Mounds / Ed. R. G. Walker, N. P. James. *Facies Model-Response to Sea-Level Change* // *Geol. Assoc. Can.* 1992. P. 323—347.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЧИМ-ЛОПТЮГСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ

И. В. Попов, Д. О. Машин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ilyageo@yandex.ru, denis.mashin@gmail.com

Чим-Лоптюгское месторождение горючих сланцев расположено в пределах северо-восточной части Яренгского сланценосного района Вычегодского сланцевого бассейна Волго-Печорской сланценосной провинции.

В структурно-тектоническом отношении район работ приурочен к западному склону Косланского вала — структуры II порядка, расположенной в зоне сочленения Мезенской синеклизы и Притиманского желоба.

В геологическом строении изучаемой территории принимают участие протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования.

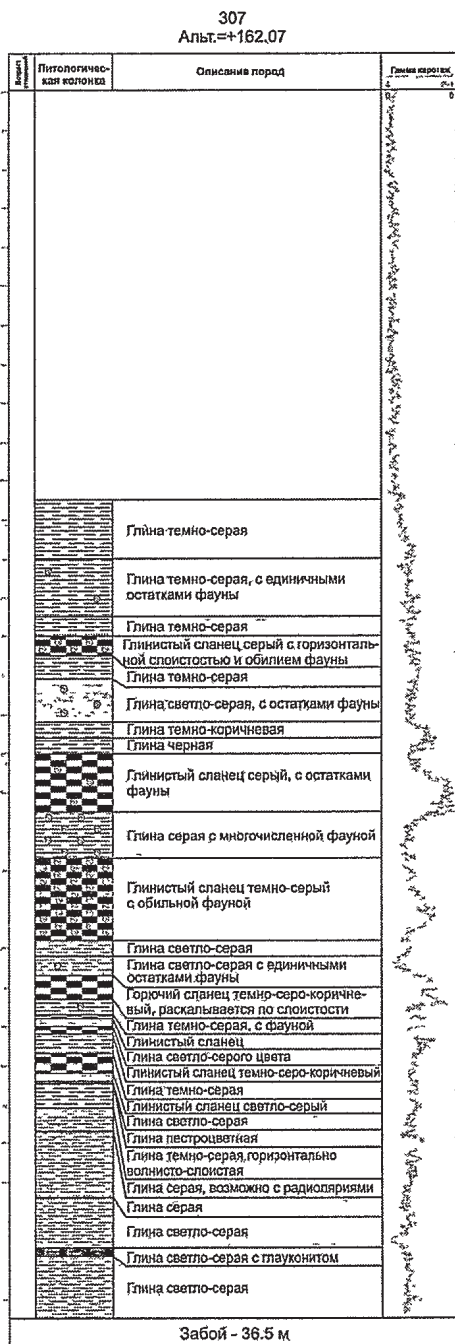
Геофизические исследования на Чим-Лоптюгском месторождении горючих сланцев проводились с целью уточнения строения верхней части разреза, определения глубины залегания и морфологии сланценосных пластов, оконтуривания площади развития сланценосной толщи.

В задачи работ входили: проведение геофизических исследований скважин а так же площадных исследований методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ).

При геофизических исследованиях скважин (ГИС) использовалась аппаратура Mount Sopric Instruments с цифровым регистратором Matrix и лебедкой Mini Winch 200-300 m 1/8", 1/10" single. В ходе исследований проводились 4 разновидности ГИС: гамма каротаж, кавернометрия, токовый каротаж и регистрация значений самопроизвольного потенциала. Гамма каротаж проводился во всех скважинах по всему стволу. Электрокаротаж из-за катастрофического поглощения промывочной жидкости проводился в интервале ниже поглощающего горизонта. Кавернометрия использовалась в открытом стволе скважин. В ходе работ использовались зонды 2PCA Caliper, 2PGA Gamma и 2PGA SPR, SP for Matrix. Информация со скважинного зонда поступала через цифровой регистратор непосредственно на персональный компьютер, с помощью которого оператор управляет измерительной аппаратурой. Скорость перемещения зонда при каротаже не превышала 600 м/ч. Замеры физических характеристик пород производились через 5 см (м-б: 1:50). Геофизические исследования были проведены в 106 скважинах глубиной от 20 до 70 м. Диаграммы каротажа обрабатывались и интерпретировались с помощью программы WellCAD.

Диаграммы ГК четко отбивают границу четвертичных и волжских пород по резкому увеличению уровня естественной радиоактивности (рис. 1). Также достаточно уверенно этим методом по увеличению активности выделяются кровля и подошва сланценосной толщи, т.е. интервал разреза с концентрированным органическим веществом. Внутреннее строение сланценосных отложений характеризуется дифференцированной кривой и на диаграммах изображается в виде чередования минимумов и максимумов активности. Максимумам гамма активности здесь отвечают пласты горючих и глинистых сланцев. Минимумам активности соответствуют вмещающие глинистые отложения. Наибольшему минимуму гамма активности отвечает пласт глауконитсодержащих известковистых глин оксфорд-кимериджского возраста. Данные пики и их комбинации на диаграммах гамма

Рис. 1. Диаграмма гамма каротажа, совмещенная с данными исследований керна. На нем — диаграмма ГК с литологической колонкой по скважине, где есть 3 пласта сланцев и репер — зеленые глины келловей кимериджа



каротажа являются надежными реперами для расчленения верхнеюрских сланценосных отложений а так же для выделения пластов горючих сланцев.

Электроразведочные работы на Чим-Лоптюгском участке проводились электроразведочной аппаратурой ЭРП-1 и симметричной четырех электродной установкой AMNB с максимальным разномом питающей линии $AB = 1000$ м по предварительно разбитым профилям. Приемная линия MN имела общий разном от 1 до 40 м, всего точек перекрытий (ворота) — четыре. В результате опытно-методических работ была определена оптимальная частота тока, используемая для исследований — 1.22 Гц. Применение данной установки ВЭЗ позволило исследовать геоэлектрические параметры разреза до глубин около 150 м.

Всего были выполнены 18 электроразведочных профилей, общей протяженностью 87.1 пг. км. Отработаны 457 пикетов ВЭЗ, располагающихся вдоль линии профилей с шагом 200 м.

После расчета значений кажущегося сопротивления для каждого пикета строились кривые ВЭЗ. Далее, с помощью программного обеспечения IPI2Win, строились геоэлектрические разрезы, представляющие собой модель среды, на которой выделяются слои с различным удельным сопротивлением, их мощность и глубина залегания.

В результате обработки и интерпретации данных ВЭЗ были выделены следующие геоэлектрические горизонты (снизу — вверх) (рис. 2):

1. Опорный низкоомный горизонт (10—20 Ом), залегающий на глубинах 100—120 м. Связывается нами с глинистыми отложениями триасового возраста. Является региональным водоупором.

2. Высокоомный горизонт (80—150 Ом), имеющий мощность 40—50 м. Прослеживается по всей площади работ. Связан с песчано-глинистыми отложениями среднеюрского возраста. Является водоносным горизонтом.

3. Низкоомный горизонт (5—10 Ом). Связывается нами с глинистыми отложениями келловей-кимериджа (средняя, верхняя юра). Мощность горизонта: от 10 до 25 м. Является водоупором.

4. Высокоомный горизонт (40—60 Ом). Достигает мощности 20 м. Уверенно связывается с сланценосной толщей волжских отложений верхней юры, представленных переслаиванием горючих сланцев, глинистых сланцев и керогеновых глин. Высокие сопротивления обусловлены высоким содержанием в данных породах органического вещества а также их интенсивной трещиноватостью. Отложения данного горизонта являются водоносными.

5. Низкоомный горизонт (15—30 Ом). Мощность: 10—50 м. Представлен четвертичными суглинками и глинами. В районах эрозионных врезов залегает непосредственно на низкоомных отложениях оксфорд-кимериджа.

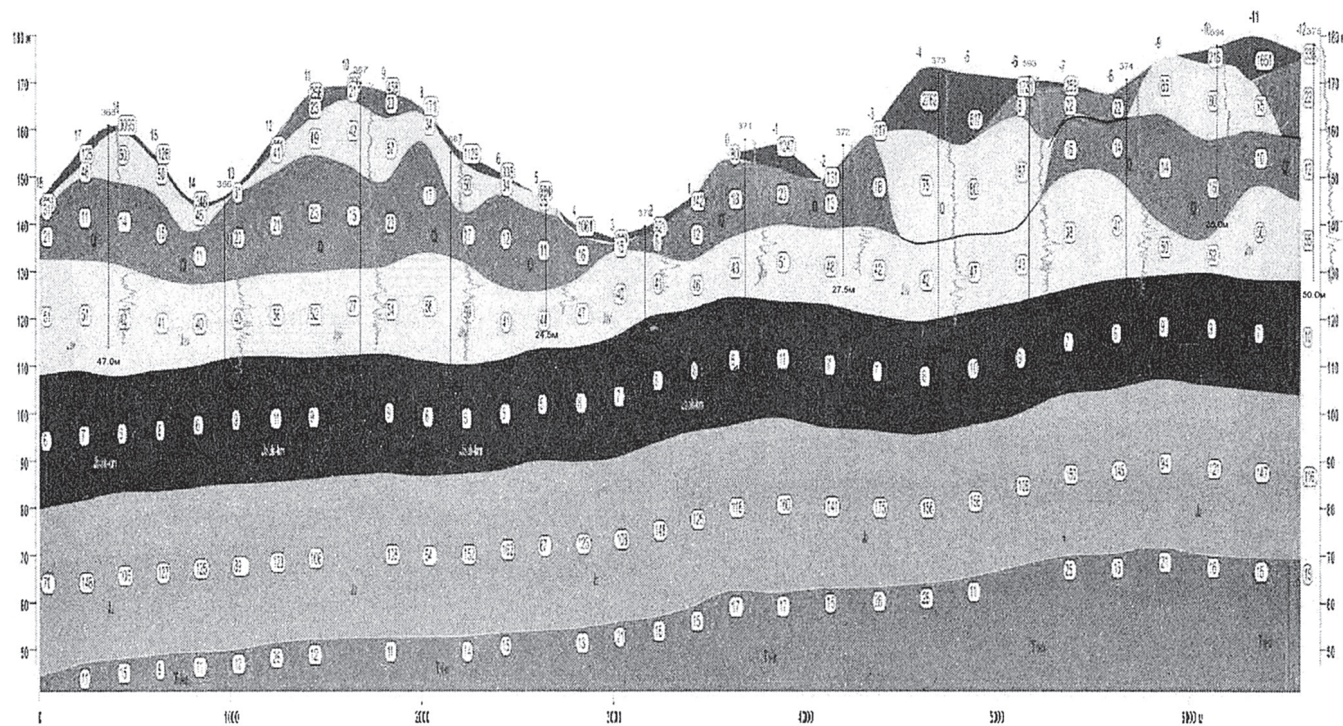


Рис. 2. Сводный геолого-геофизический разрез по ПР5бур. На нем — геоэлектрический разрез по ВЭЗам, скважины и диаграммы гамма каротажа

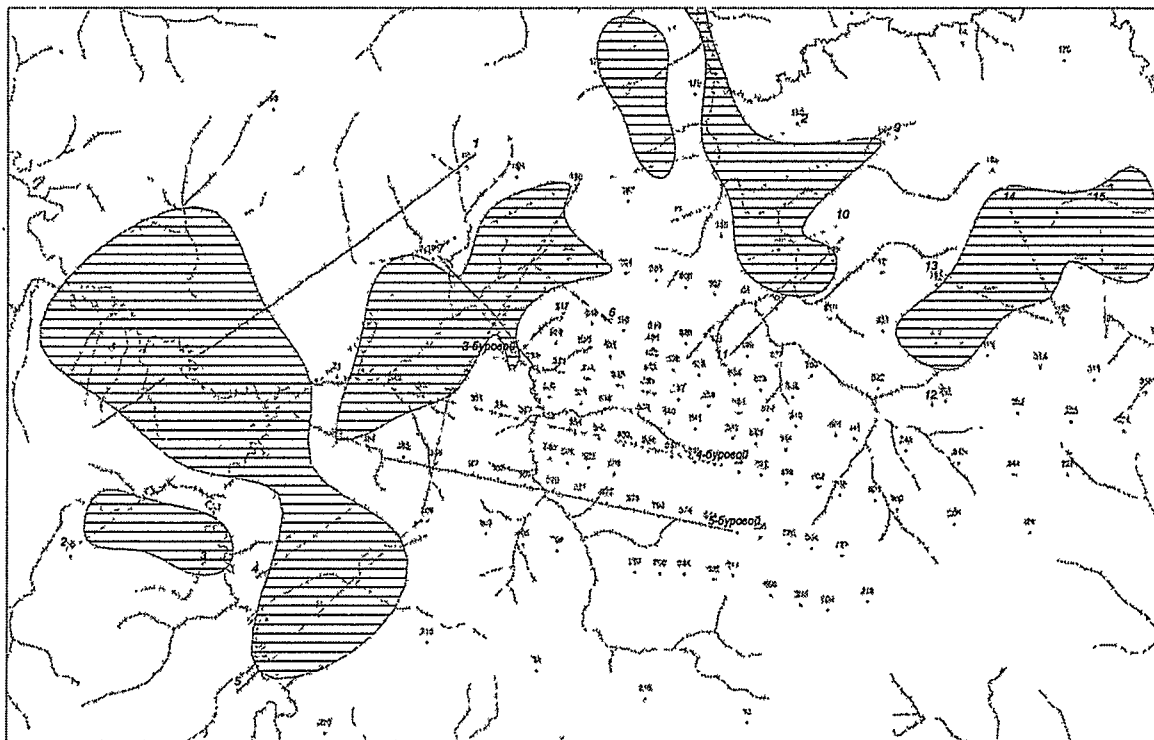


Рис. 3. Эрозионные врезы, выделенные по результатам бурения и электроразведочных работ методом ВЭЗ.

На нем — карта участка со скважинами, без рельефа с гидрографией, с профилями ВЭЗ и их номерами, с эрозионными врезами

6. Маломощный (1—6 м) приповерхностный высокоомный горизонт (200—5000 Ом), представленный сухими песками четвертичного возраста.

Метод ВЭЗ так же показал свою эффективность в определении границ долин ледникового выпахивания, заполненных валунными суглинками с обилием песчано-гравийного материала (рис. 3). Эрозионные долины, нарушившие поле развития волжских сланценосных пород выделяются в виде низкоомных линз четвертичных отложений, залегающих непосредственно на низкоомных глинистых отложениях келловей-кимериджа.

Таким образом, в пределах Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев, для надежного выделения сланценосной толщи и пластов горючих сланцев вполне достаточно проведения геофизических исследований скважин методом гамма каротажа. Из-за проблем, связанных с катастрофическим поглощением промывочной жидкости методы электрического каротажа малоэффективны.

Обработка и интерпретация результатов работ по методу ВЭЗ позволили выделить в разрезе мезо-кайнозойских отложений, в пределах Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев 6 геоэлектрических горизонтов, коррелируемых нами с литологическими разновидностями пород. Так же, данным методом были выделены и оконтурены границы эрозионных врезов, в которых сланценосные волжские отложения отсутствуют.

МИКРОКОМПОНЕНТЫ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ОСОБЕННОСТИ ИХ КЛАССИФИКАЦИИ

О. С. Процько

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

procko@geo.komisc.ru

Формирование вещества углей происходит в начальную фазу углеобразования и определяется исходным растительным материалом и фациальными условиями его накопления. В процессе преобразования на стадии диагенеза растительный материал подвергается воздействию различных процессов: гелификации, фюзенизации, а также гелификации и последующей фюзенизации. Гелификация или витренизация растительных тканей протекает в анаэробных условиях и связана с более обводненной обстановкой, фюзенизация же происходит в аэробных условиях. Микроскопически различимые индивидуальные угольные составляющие, названные «мацералами», контролируют физические, химические и технологические свойства углей, в зависимости от количества тех или иных компонентов [1, 2].

В настоящее время существует несколько вариантов классификаций и номенклатур мацералов применительно к различным направлениям углепетрографических исследований (таблица). Очень широкое распространение в нашей стране получила классификация микрокомпонентов И. Э. Вальц [1], в которой приводится четкое разделение мацералов по размерности и степени сохранности структуры, и для гелифицированных компонентов по характеру исходного материала. В дальнейшем эти принципы стали использоваться и в других классификациях. Большинство классификаций, используемых сейчас основаны на двух основных критериях: типе превращения (гелификации / фюзенизации) и структуре компонентов. Они же положены в основу классификации, разработанной международным угольным комитетом (ИССР), в которой выделяются три основные группы: витринита, инертинита (фюзинита) и липтинита (экзинита, лейптинита) [2, 3]. Новым дополнением классификации ИССР является выделение в составе группы инертинита отдельного вида «Горелых» компонентов – называемых «Char» [4], или пирофюзинит и пиросемифюзинит [2] (рис. 1). Также отнесение семифюзинита к группе инертинита и включение вторичных мацералов (битуминита, эксудатинита – рис. 2, флюоринита) в группу липтинита.

Хотя выделение упомянутых выше компонентов, во многом остается дискуссионным по отдельным признакам (близости химического состава, физико-химическим свойствам, отражательной способно-

Схема сопоставления классификаций угольных мацералов

По Вальц И.Э., 1956 [1,2]			По ГОСТ 9414-74 [5]		Международный угольный комитет, 2001 [2,3,4]				
Группа	Микрокомпонент		Группа	Мацерал	Группа	Под-группа	Компонент		
Продукты гелификации	α-	Лигнитит	Витринит - Vt	Телинит - Vt _т	Витринит - Vt	Теловитринит	Телинит		
		Ксилинит							
		Паренхит							
	γ-	Лигнитит							
		Витринит							
		Паренхит							
	β-	Лигнитит							
		Ксилинит							
		Паренхит							
	Витро-Паренхо-	Аттриг		Коллинит - Vt _к		Витринит - Vt	Детровитринит	Витро-детринит	
	Витро	Аттриг							
	Витро-Паренхо-	Десмит						Геловитринит	Коло-детринит
	β-паренхит + витродесмит (или + паренходесмит)								
	Лигнодесмит, Δ-суберинит,								
	Лигноаттриг, субериноаттриг								
	α-, β-, Δ-рубросклеротинит								
Δ-	Лигнитит								
	Витринит								
	Паренхит								
Не выделяются			Семи-витринит - Sv	Семи-телинит - Sv _т	Не выделяются				
				Семи-коллинит - Sv _к					

Продолжение таблицы

По Вальц И.Э., 1956 [1,2]		По ГОСТ 9414-74 [5]		Международный угольный комитет, 2001 [2,3,4]			
Группа	Микрокомпонент	Группа	Мацерал	Группа	Подгруппа	Компонент	
Продукты гелификации и последующей слабой фюзенизации	α - семифюзинит	Инертинит - I	Семифюзинит - Isf	Инертинит	Семифюзинит		
	β - семифюзинит				Включаются в состав макринита		
	γ -, Δ -семифюзинит				Микринит		
	Семифюзено-десмит				Инертодетринит		
	Семифюзено-десмит				Секретинит		
	Семифюзено-аттрит				Фунгинит		
	Витроаттрит + Семифюзено-аттрит + фюзено-аттрит				Фюзинит		
	Не выделены (нигросклеротинит?)				Макринит		
Продукты гелификации и последующей сильной фюзенизации	α -, β -ортосклеротинит α -, β -, γ -нигро-склеротинит		Склеро-тинит - Isk		Фюзинит - If	Инертодетринит + микринит	
	α - фюзинит		«Cahr»				
	β - фюзинит						
	γ -фюзинит						
	Δ -фюзинит						
	Фюзено-десмит						
	Фюзено-аттрит, фюзено-десмит?						
	Не выделяются						
Липоидные	Экзинит	Липтинит - L	Споринит - Lsp	Липтинит	Споринит		
	Кутинит		Кутинит – Lkt		Кутинит		
	Суберинит		Суберенит – Ls		Суберинит		
	Резинит		Резинит – Lr		Резинит		
Водо-росли	Альгинит		Альгинит - Lal		Альгинит	Альготелинит	Альгоколинит
Вторич-ные	Аморфные («выпоты» углеводов)	Не выделяются		Битуминит, Эксудатинит, Флюоринит			

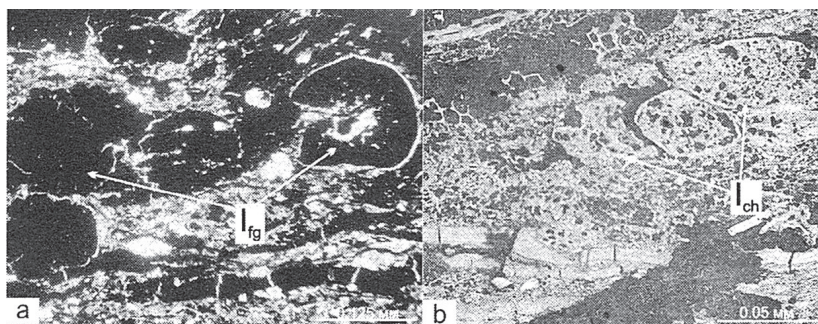


Рис. 1. Группа инертинита: а — включения грибковых образований фунгинита (Ifg), уголь, Неченский район, скв. 408, обр. 408-41, прох.свет; б — «горелые» компоненты «сахг» (Ich), уголь, Неченский район, скв. 408, обр. 408-42, отраж.свет, без иммерсии

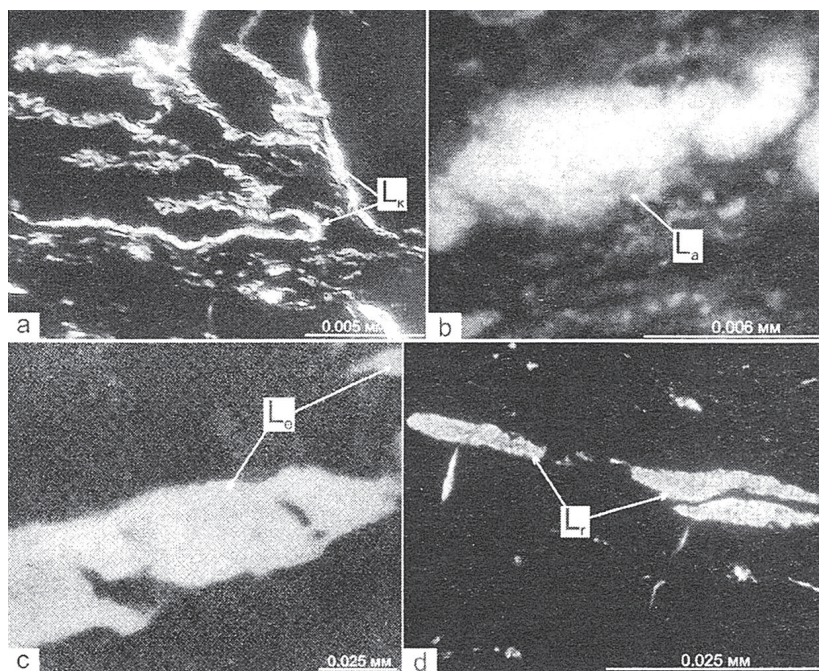


Рис. 2. Группа липинита: а — включения кутинита (Lk), уголь, Неченский район, скв. 408, обр. 408-54, прох.свет; б — включения талломоальгинита (La), горячий сланец, Удорский район, скв. 305, обр. 305-13, ультрафиолетовый свет (УФС); с — включения эксудатинита (Le), уголь, УФС [6]; д — включения резинита (Lr), уголь, Неченский район, скв. 408, обр. 408-54, проходящий свет

сти и структуре) их условно относят к группам инертинита («Char» и семифюзинит) и липтинита (вторичные мацералы).

Одним из преимуществ новой классификации ICCP является возможность соотнесения полученных результатов с данными зарубежных исследований, а также ее применение наиболее эффективно для анализа качественного состава, что очень важно при оценке генерационной возможности органического вещества и пород в целом.

Литература

1. Атлас пермских углей Печорского бассейна / Куклев В. П., Пичугин И. В., Подмарков А. В. и др. М.: Научный мир, 2000. 232 с.
2. Петрологический атлас ископаемого органического вещества России // Гл. ред. О. В. Петров. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 204с.
3. The new inertinite classification (ICCP System 1994) // International Journal of Coal Geology, 2001. Vol. 80. No. 7. P. 459—471.
4. *Kwieceńska B., Petersen H. I.* Graphite, semi-graphite, natural coke, and natural char classification — ICCP system // International Journal of Coal Geology, 2004. Vol. 57, No. 9. P. 99—116.
5. ГОСТ 9414-74. Угли каменные. Методы определения петрографического состава. М.: Изд-во стандартов, 1974. 19 с.
6. *Robert Paul.* Classification of organic matter by means of fluorescence; application to hydrocarbon source rocks // International Journal of Coal Geology, 1981. Vol. 1, Issue 2. P. 101—137.

**ЛИТОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО УРАЛА**

И. И. Румянцева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, СЫКТЫВКАР

ryabinkina@geo.komisc.ru

Предметом литохимии является распределение породообразующих химических компонентов осадочных горных пород и их аналогов. Визейские терригенные отложения в складчатой зоне Северного Урала вскрываются фрагментарно вдоль рр. Верхняя Сочь, Кыртаёль и Подчерем. Подстилаются нижневизейские отложения турнейскими известняками. Вверх по разрезу отмечается увеличение зернистости от алевритовой размерности до псаммитовой. В силу задренованности обнажений контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями часто не вскрыты. Породы преимущественно кварцевые с наличием устойчивых акцессорных минералов (окатанного циркона и турмалина), вероятно, достигли минеральной зрелости за счет неоднократного переотложения.

Формирование терригенных толщ происходило в прибрежно-морских условиях. В свою очередь каждый разрез отличается своим характерными особенностями. В аргиллито-алевролитовой толще на р. В. Сочь осадконакопление происходило в условиях опресненной лагуны. На это указывают горизонтальная слоистость (рис. 1) и отсутствие фауны в породе. В свою очередь породы обнажения на р. Кыр-

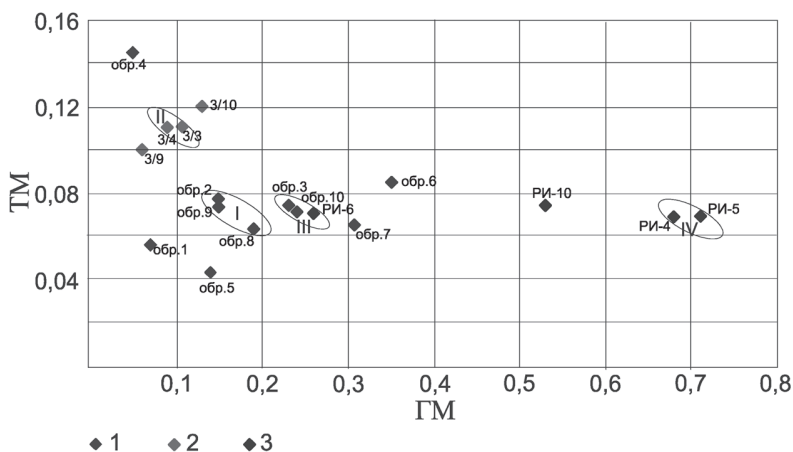


Рис. 1. Модульная диаграмма (ГМ–ТМ) визейских пород.

Цифрами обозначено место отбора проб: 1 – р. Кыртаёль; 2 – р. Подчерем;
3 – р. В. Сочь

таёль относятся к баровым фациям, слагающим бары и баровые острова, выходящие на поверхность. Породы характеризуются волнистой поверхностью наложения; бугристо-волнистыми следами течений; многочисленными знаками ряби; мелкооскольчатыми и комковатыми текстурами. Толща на р. Подчерем также формировалась в прибрежно-морских обстановках, однако этот процесс происходил на некотором удалении от береговой линии (за линией развития баровых островов). Образование этих песчаных тел происходило за счет волновой деятельности.

Для описания кремневых, глинистых, песчаных пород достаточно одного петрохимического параметра — гидролизатного модуля (ГМ), который позволяет выделить три крупных типа. Все остальные химические типы выделяются просто по пороговому содержанию одного из компонентов.

Гидролизатный модуль представляет собой соотношение между гидролизатами и кремнеземом: $ГМ = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$. По значениям модуля ГМ выделяются три главных типа кремневых и терригенных осадочных пород, составляющих большую часть стратиферы.

По химическому составу породы нижнекаменноугольных отложений более или менее однообразны. По данным химического анализа был рассчитан гидролизатный модуль и получены следующие результаты:

1. К типу силиты ($ГМ < 0.30$) относятся существенно кварцевые породы.

2. Тип сиаллиты ($ГМ = 0.30—0.55$) представлен алевроглинистыми породами. Как правило, значения гидролизатного модуля больше 0.48 в глинистых породах отражает присутствие в них либо глиноземистых (каолинит), либо железистых минералов (гидроокислы Fe). То есть, эти породы генетически могут быть связаны с гидролизатами, являясь продуктами кор выветривания.

3. К типу гидролизаты ($ГМ > 0.55$) относятся собственно гидролизаты. Значение $ГМ - 0.85$ характерно для такого минерала-индикатора, как каолинит.

Кроме того, нами были рассчитаны и другие литохимические модули.

ЩМ — щелочной модуль Na_2O/K_2O

С помощью щелочного модуля можно отличить глинистые породы ($Na_2O < K_2O$) от обломочных ($Na_2O > K_2O$). В пробах из разреза на р. В. Сочь содержания K_2O значительно выше Na_2O , что говорит о преобладании глинистых компонентов. В породах на р. Подчерем и рч. Кыртаёль K_2O так же преобладает над Na_2O (но уже не с меньшей разницей, чем на р. В. Сочь), что говорит об увеличении в составе пород обломочного материала.

НКМ – модуль нормированной щелочности $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$

Этот модуль несет информацию о соотношении двух главных типов щелочных алюмосиликатов: полевых шпатов и слюд. Поскольку слюды – минералы гораздо более глиноземистые, чем полевые шпаты, то низкие значения НКМ свидетельствуют о преобладании слюд, а высокие – о преобладании полевых шпатов. Например, для мусковита значение НКМ равно 0.31. Если НКМ породы больше 0.31, то в ней обязательно присутствует калиевый полевой шпат. Во всех пробах изучаемой площади значения НКМ варьируют от 0.04 до 0.19, что говорит о преобладании в породах слюды (наличие калишпата, возможно, но необязательно). На модульной диаграмме видно, что изученная совокупность проб распадается на четыре кластера и два индивидуальных состава, не попадающих в усреднению в кластерах (рис. 1; 2).

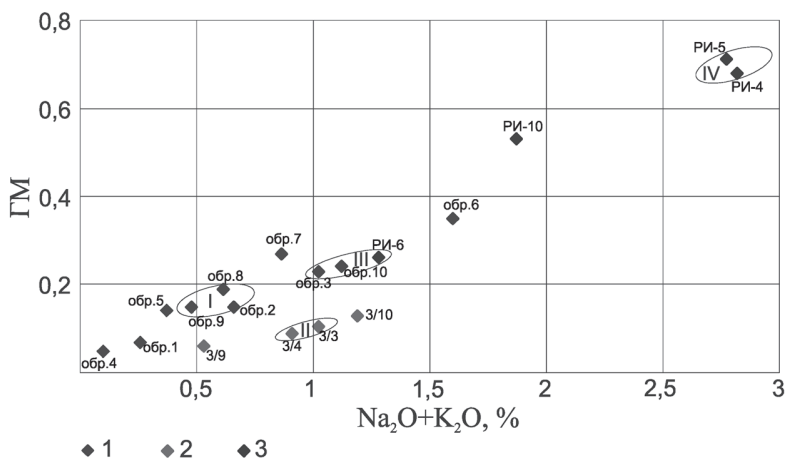


Рис. 1. Модульная диаграмма (ГМ– $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) визейских пород.

Цифрами обозначено место отбора проб: 1 – р. Кыртаэль; 2 – р. Подчерем;
3 – р. В. Сочь

Литологическое и литохимическое изучение пород позволяет выделить две группы. В составе первой группы (I–III кластеры) доминирует кварц, хотя породы и различаются по количеству присутствующих в них каолинита, мусковита и хлорита. Во вторую группу выделяются аргиллиты р. В. Сочь, отличающиеся повышенной слюдистостью и щелочностью. В целом для песчаных и алевроглинистых пород данного района характерен мономинеральный кварцевый состав. Породы насыщены глиноземистым минералом (каолинитом), смектитом, мусковитом и хлоритом. То есть, эти породы генетически связаны с гидролизатами, являясь продуктами кор выветривания. Результаты литохимического изучения подтверждают петрографические и минералогические данные.

КОНОДОНТЫ *OULODUS* SP. 1 MELNIKOV ИЗ НИЖНЕГО СИЛУРА РАЗРЕЗА Р. КОЖЫМ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА)

Л. В. Соколова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

sokolova@geo.komisc.ru

Конодонты рода *Oulodus* характеризуют весь нижнесилурийский интервал разреза р. Кожым. Наибольший интерес представляет вид *Oulodus* sp. 1 Melnikov, который сочетает в себе признаки австралийского вида *Oulodus australis* Bischoff и канадского *Oulodus jeannae* Sweet and Schuchlaub (Австрия, Канада), что может позволить рассматривать его или как самостоятельный вид или как синоним. Подобная неопределенность отражается на точности и достоверности биостратиграфической корреляции и требует определения таксономического статуса вида.

Сравнение морфологического строения элементов и структуры аппаратов показало наличие у перечисленных видов комбинаций однотипных признаков:

- округлая или округло вытянутая до угловатой форма базального выступа;
- базальная полость максимально расширена под главным зубцом и сужена к концам отростков;
- сходный характер изогнутости боковых отростков у Pa, Pb;
- морфологически сходное строение S-элементов.

Большое число сходных и повторяющихся признаков характерно для близкородственных таксонов и отражено в законе гомологичных рядов Н. И. Вавилова. Гомологичные ряды известны у многих ископаемых организмов.

Изучение по литературным данным стратиграфического распространения и исторического развития видов конодонтов в регионах показал, что наиболее древние находки известны у вида *Oul. australis*. В разрезе Австралии он установлен в верхах руддана, где встречается совместно с родительским видом *Oul. angullongensis*, в верхах аэрона и теличе. В филолинии *Oul. angullongensis* — *Oul. australis* — *Oul. rectangulus* у М-элемента наблюдается уменьшение числа зубчиков от трех до одного на переднем отростке и последующая его редукция, сужение и удлинение базальной полости под главным зубцом у Pa-элемента [3].

Вид *Oul. jeannae* известен из отложений аэрона Канады и телича Австрии [4, 5]. Канадские экземпляры несут один мелкий зубчик на укороченной передней ветви М-элемента. В составе аппаратов более молодых австрийских экземпляров вида присутствуют М-элементы как с коротким передним отростком, несущим одним зубчиком, так и с редуцированным передним отростком.

В разрезе р. Кожым *Oulodus* sp. 1 Melnikov появляется в отложениях филипппельского горизонта (аэрон) и прослеживается до верхов усть-дурнауяского горизонта [1]. Из отложений средней части лолашорского горизонта (аэрон) С. В. Мельниковым описан вид *Oulodus* sp. 3 Melnikov [2], аппарат которого морфологически очень близок к *Oulodus* sp. 1 Melnikov. В еще более древних отложениях кожымского разреза — пограничные отложения яренейского и лолашорского горизонта (верхи руддана — низы аэрона) известны элементы принадлежащие к аппаратам *Oul. angullongensis* и *Oul. australis* (коллекция П. Мянника). В аппарате *Oulodus* sp. 1 у М-элемента передний отросток редуцирован, общая тенденция развития вида в кожымском разрезе характеризуется уменьшением у Ра-элементов размеров базальной полости под главным зубцом, что позволяет рассматривать его как самостоятельный вид.

Морфологическое сходство элементов и аппаратов, общая тенденция к редукции передней ветви у М-элемента и анализ стратиграфического распространения *Oulodus* sp. 1, *Oul. australis* и *Oul. jeannae* позволяют предположить общность их происхождения от одного предкового вида, которым вероятно является *Oul. angullongensis*. Различия в строении элементов в аппарате и вертикальном развитии у перечисленных видов, могут быть объяснены существованием различных экологических обстановок.

Литература

1. Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н. Нижний палеозой печорского нефтегазоносного бассейна. М.: Академия горных наук, 2001. 110 с.
2. Мельников С. В. Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб: ВСЕГЕИ, 1999. 136с.
3. Bischoff G. C. O. Early and Middle Silurian conodonts from Midwestern New South Wales // Cour.Forsch.-Inst. Senckenberg. 1986. 89. 337 p.
5. Sweet W. C., Schuchlaub H. P. Conodonts of the genus *Oulodus* Branson and Mehl, 1933 // Geologica et Palaeontologica. 1975. № 9. S. 41—59.
5. Zhang Sh., Barnes Ch. R. A new Llandovery (Early Silurian) conodonts biozonation and conodonts from the Becscie, Anticosti Island, Quebec // Journal of paleontology, 2002. Vol. 76. № 2. P. 1—46.

ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ЛЕСОПРОМЫШЛЕННОГО КОМПЛЕКСА РЕГИОНА (НА ПРИМЕРЕ РЕСПУБЛИКИ КОМИ)

Н. В. Старцева

ИСЭиЭПС Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

startseva@iespn.komisc.ru

Лесопромышленный комплекс, включающий в себя заготовку, обработку и переработку древесины, занимает важное место в экономике страны. Республика Коми является одним из ведущих лесопромышленных регионов России. По данным Министерства промышленности и энергетики РК лесопромышленный комплекс в экономике Республики Коми занимает второе место после топливно-энергетического по выпуску продукции, а его доля составляет около 25 %. В нем занята треть трудоспособного населения, занятого в промышленности. Все вышеперечисленное подтверждает существенность и значимость лесопромышленного комплекса региона как для Республики Коми, так и для России в целом.

Современный лесопромышленный комплекс Республики Коми имеет достаточно развитую структуру, в которой выделяются такие капиталоемкие и высокотехнологичные перерабатывающие производства, как целлюлозно-бумажное и фанерное производство. В республике имеется промышленное индустриальное производство деревянных домов. Однако она отстает от других регионов в выпуске клееных деревянных конструкций и биотоплива.

В г. Сыктывкар и Усть-Вымском районе сконцентрировано фанерное и целлюлозно-бумажное производство и большая часть лесопиления. В общереспубликанском объеме производства пиломатериалов доля г. Сыктывкар составляет 61.2 %. За пределами этих районов относительно крупное специализированное производство по выпуску плит ДВП есть только в Княжпогостском районе. В остальных районах переработка древесины связана исключительно с лесопилением [1].

В общем объеме отгруженной продукции лесного сектора Республики Коми за 2009 год по данным статистики лесопромышленные виды деятельности резко преобладают. В структуре отгруженной продукции лесного сектора преобладает целлюлозно-бумажное производство — 64.9 %. Доли лесозаготовки и деревообработки составляют соответственно 10.2 % и 24.4 %. Лесозаготовительная деятельность по-прежнему остается убыточной, а удельный вес убыточных организаций в их общем числе — один из самых высоких в экономике (по итогам 2009 г. — 78 %). По виду деятельности «Обработка древесины и производство изделий из дерева» наблюдалось существенное сниже-

ние оборота организаций относительно 2008 г. (на 24.0 %), что явилось одной из причин отрицательного сальдо прибылей и убытков [2].

С началом проведения экономических реформ изменение объемов производства основных видов продукции лесопромышленного комплекса пережило несколько этапов. В первой половине 90-х годов наблюдался значительный спад производства всех видов продукции, особенно ярко проявившийся в производстве деловой древесины и пиломатериалов. Пик падения производства данных видов продукции пришелся на 1997 г. [3]. В дальнейшем начался восстановительный рост, особенно заметный в производстве таких видов продукции, как фанера, картон, бумага, ДСП и целлюлоза. В результате чего, несмотря на спад производства в 2008—2009 гг., был превышен предкризисный уровень, причем по фанере — более чем в 2 раза, а по картону — более чем в 3 раза. Однако заметный рост объемов обработки древесины и производства изделий из дерева в 2005—2007 гг., сменившийся глубоким спадом в 2008—2009 гг. привел к тому, что выпуск продукции снизился.

В период с 2005 по 2009 гг. значительно сократились темпы роста производства продукции глубокой степени переработки: целлюлозы, картона, фанеры. В 2009 г. относительно 2008 г. спад зафиксирован по всем основным видам продукции деревообработки, максимально — по древесноволокнистым плитам (в 2 раза). В 2009 г. вывести выпуск целлюлозно-бумажной продукции на уровень, превышающий показатели 2008 г., позволил значительный подъем в четвертом квартале, когда стали производиться максимальные за всю историю Сыктывкарского ЛПК объемы бумаги. Это, в свою очередь, связано с модернизацией оборудования в рамках реализации инвестиционного проекта «Степ» [1, 2, 4, 5].

Фиксируется нехватка необходимого древесного сырья, особенно для фанерного производства. Большая часть фанерного кряжа завозится из других регионов, в частности, из Кировской области. В связи с этим фанерные предприятия республики планируют развитие мощностей за ее пределами, так в Смоленской области начал свою деятельность «Гагаринский фанерный завод» (Сыктывкарский фанерный завод), а в Кировской области — «Подосиновский фанерный завод» (Жешартский фанерный комбинат).

Финансовый кризис дал о себе знать и наиболее ярко проявился в 2008—2009 годах, тем самым усугубив уже существующие проблемы лесопромышленного сектора. Основными являются недоступность лесов как следствие отсутствия необходимой транспортной инфраструктуры; преобладание отсталых технологий особенно в лесозаготовке, а также недостаток производственных мощностей как следствие недостаточности инвестиций в основные фонды предприятий.

По-прежнему сохраняется проблема территориальной асимметрии производства лесопроductии, которая имеет тенденцию усиливаться под влиянием запланированных к реализации инвестпроектов.

Главным все же отрицательным моментом является наличие в отраслях «Лесозаготовка» и «Обработка древесины и производство изделий из дерева» отрицательного сальдо прибылей и убытков, что свидетельствует о нерентабельной работе предприятий отрасли. Это также подтверждает тот факт, что даже довольно таки крупные лесоперерабатывающие предприятия такие как Жешартский фанерный комбинат и Княжпогостский завод ДВП находятся на грани банкротства.

Основой лесопромышленного комплекса всегда являются предприятия отрасли, от состояния, финансовой устойчивости и эффективности деятельности которых зависит благополучие всего комплекса в целом. Отсюда представляется необходимой оценка эффективности деятельности предприятия. Механизмом оценки эффективности деятельности может явиться модель диагностики финансового состояния лесоперерабатывающего предприятия с учетом отраслевой и территориальной специфики их деятельности, на разработку которой следует обратить внимание.

Литература

1. РК Итоги 2009. Часть 1. Информационно-тематический обзор. Сыктывкар: Комистат, 2010.
2. РК в цифрах. 2010: крат. стат. сб. Сыктывкар: Комистат, 2010. 223 с.
3. Лесной план Республики Коми. Книга 1. Сыктывкар: Комитет лесов Республики Коми, 2008. 332 с.
4. Лесное хозяйство РК. 2009: стат.сб. Сыктывкар: Комистат, 2009. 100 с.
5. Промышленное производство РК. 2009: стат. сб. Сыктывкар: Комистат, 2009. 197 с.
6. *Дмитриева Т. Е., Гибез А. А.* Лесопромышленный комплекс: перспективы развития. // Регион, 2009. № 12.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕЮРСКОГО ВОДОНОСНОГО ГОРИЗОНТА ЧИМ-ЛОПТЮГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ

С. А. Статова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В период разведочных работ на Чим-Лоптюгском месторождении горючих сланцев (Удорский район) проводились гидрогеологические исследования для изучения водообильности верхнеюрского водоносного горизонта и в связи с перспективой их дальнейшего использования для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Верхнеюрский терригенный водоносный горизонт приурочен к третьему пласту сланценосной толщи титона (I и II пласты безводные). Водовмещающими породами являются глинистые горючие сланцы и трещиноватые горючие сланцы (мощностью 0.1—1.5 м), а также маломощные прослои оксфордских глауконитовых песков в преимущественно глинистых породах разреза верхней юры. Общая мощность верхнеюрских отложений от 0.7 до 26.0 м.

Верхнеюрские отложения залегают под четвертичными образованиями и в большинстве случаев отделяются толщей печорских суглинков. Мощность четвертичных отложений колеблется от 0.75—4.5 м в долинах водотоков до 74.8—86.9 м на водоразделах. Верхним водоупором верхнеюрского водоносного горизонта служат глины над сланценосной толщи. Нижним водоупором являются глины оксфордских и кимериджских ярусов.

Характеристика химического состава и гидродинамических параметров водоносного верхнеюрского горизонта приводится на основе результатов одиночных опытных откачек и опробовании подземных вод из четырех скважин, выполненных в феврале — марте 2010 года и ранее проведенных поисковых работах¹.

Воды верхнеюрского водоносного горизонта безнапорные и напорные, пластово-трещинного типа, залегают на глубине 17.5—41.4 м. Уровень подземных вод может находиться на подошве второго сланценосного пласта (в скв. 334), либо в пределах третьего пласта (скв. 607). По мере увеличения глубины залегания отложений, воды приобретают местный напор до 15 и более метров. Направление потока подземных вод в целом совпадает с падением пластов.

При проведении откачек в скважинах 334 и 602 дебит составил 0.22 и 0.43 л/с при понижении уровня 5.28 и 12.29 м, соответственно. Удель-

¹ Капитанов В. М. и др. Сводный отчет о поисковых работах на горючие сланцы в Яренгском сланценосном районе. Сыктывкар, 1985 г.

ный дебит равен 0.04 л/с. Статический уровень установился на глубине 31.33 м (скв. 334) и 27.6 м (скв. 602) при мощности трещиноватых горючих сланцев 0.71 и 1.4 м. Коэффициент водопроницаемости (km) водоносного верхнеюрского горизонта, рассчитанный графоаналитическим методом, варьирует в пределах от 1.01 до 16.14 м²/сут (скв. 3334). Для сравнения приводим значение водопроницаемости верхнеюрского водоносного горизонта Сысольской площади. По данным Л. Ф. Васильевой² водопроницаемость водоносного горизонта, приуроченного к горючим сланцам, была равна 15.32 м²/сут. Объективно отражают водопроницаемость горючих сланцев Чим-Лоптюгского месторождения значения 1.73—2.55 м²/сут, полученные по скв. 602.

По результатам гидрохимического опробования подземные воды верхнеюрского терригенного горизонта имеют гидрокарбонатно-натриевый состав с минерализацией 0.22—0.28 г/дм³. По степени жесткости воды мягкие (2.71—4.67 ммоль/дм³), реакция воды нейтральная (рН 6.73—7.21), величина перманганатной окисляемости колеблется в пределах 1.01—2.33 мг/дм³. По физическим свойствам подземные воды прозрачные, без запаха, цветность 4–18.5 градусов. Воды по химическому составу соответствуют требованиям СанПиН [1], за исключением марганца 0.13—0.42 мг/дм³ (ПДК = 0.1).

Таким образом, подземные воды верхнеюрского горизонта могут быть использованы после необходимой водоподготовки (деманганации) для хозяйственно-питьевого водоснабжения при дальнейшей разработке Чим-Лоптюгского месторождения.

Однако, для промышленного освоения горючих сланцев Чим-Лоптюгского месторождения основной интерес представляет третий пласт, который является водоносным. При разработке месторождения открытым способом, возможно, произойдет осушение водоносного горизонта, и в таком случае нужно будет искать альтернативные источники водоснабжения.

Литература

1. СанПиН 2.1.4.1074—01 «Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем водоснабжения. Контроль качества». М., 2001.

²Васильева Л. Ф. Отчет Вычегодской ГРЭ о поисковых работах на горючие сланцы Восточной и Центральной площадей в Сысольском сланценосном районе в 1985—1988 гг. Сыктывкар, 1988 г.

КАРБОНАТНЫЕ КОНКРЕЦИИ В ПЕРМСКИХ ПОРОДАХ НЕЧЕНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОСЬЮ-РОГОВСКАЯ ВПАДИНА)

Н. С. Суворова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Косью-Роговская впадина одна из крупных структур северной части Предуральяского краевого прогиба. В ее юго-западной части расположено Неченское бурогольное месторождение, которое открыто в начале 20 века и находится в 44 км к северо-западу от г. Инты (рис. 1, А). Оно приурочено к Неченской синклинали, простирающейся вдоль юго-восточного борта гряды Чернышева на протяжении около 22 км.

Предшественниками на основании находок флоры и пресноводной фауны вмещающие отложения датированы казанским и татарским временем [4], что соответствует верхам казанского, уржумскому, северодвинскому и вятскому ярусам по новой схеме стратиграфической шкалы [2]. Данные отложения были отнесены к тальбейской и сейдинской свитам Печорской серии. Собственно угли (пласт «Неченский») находятся приблизительно в 1.3 км от основания тальбейской свиты. Ранее было выяснено чрезвычайно сложное строение пласта, который нередко представлен углистыми аргиллитами. Слои пермских пород на этом участке имеют волнистое залегание в целом близкое к горизонтальному, но встречаются естественные выходы, где слои падают под углом 25°.

В 2008 г. сотрудниками Института геологии Коми НЦ УрО РАН проводились ревизионные работы на Неченском месторождении с

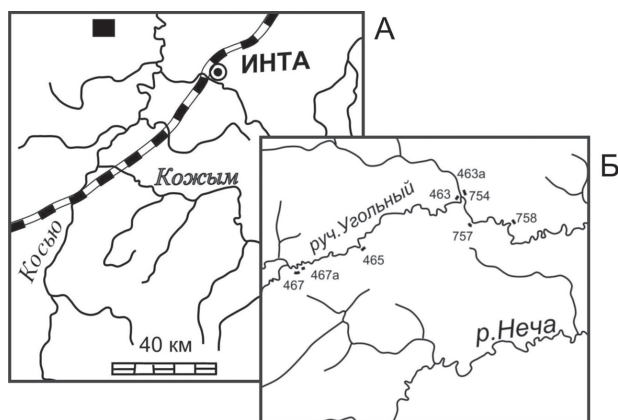


Рис. 1. Местоположение Неченского месторождения (А) и расположение коренных выходов пермских пород на руч. Угольный (Б)

целью изучения качества и технологических свойств бурых углей, выяснения перспективных направлений их химико-технологической переработки, в которых участвовал автор.

Вмещающие породы месторождения вскрыты р. Неча и ее притоками. Нами были изучены отдельные разрезы на руч. Угольный. Они сложены каустобиолитами, глинистыми, терригенными и карбонатными породами, образующими слои разной мощности с неравномерным распространением по разрезу. Наиболее широко развиты глинистые породы, алевролиты и угли [6]. На основании выявленных литологических реперов ранее была проведена корреляция разрезов [5]. Одним из таких реперов являются карбонатные конкреции.

Конкреции играют важную роль при литологическом изучении осадочных толщ. Они служат индикаторами для палеогеографических реконструкций и являются важными литологическими реперами при расчленении и корреляции разрезов [1].

Карбонатные конкреции встречены нами в обн. 467, 758 и 757 в алевроглинистых породах и глинах (рис. 1, Б). Конкреции имеют существенно сидеритовый состав. Среди них выделены два типа: 1) сидеритовые конкреции и 2) кальцит-сидеритовые.

Конкреции первого типа распространены в обн. 758 и 757. В обн. 758 конкреции наблюдаются в глинистой пачке мощностью 1.1 м в верхней части разреза. Форма конкреций караваяобразная, диаметром около 30 см (рис. 2). Сидерит под микроскопом имеет волокнистую и радиально-лучистую структуру размером 0.05—0.08 мм (обр. 758/116, рис. 3). Наблюдаются трещины, вероятно, выполненные гидроксидами железа. Карбонатная часть конкреции (обр. 758/116) составляет 85 % и представлена исключительно сидеритом, вероятно, с изоморфной примесью марганца и кальция (FeCO_3 — 94 %, MnCO_3 — 3 % и CaCO_3 — 3 %). В этом типе нерастворимый остаток составляет всего 7.5 %, что резко отличает их от конкреций второго типа (см. таблицу).

Сидеритовые конкреции в обн. 757 (обр. 757/101) размером 0.2×0.12 м округло-удлиненной формы встречены у уреза воды. Согласно фазовому карбонатному анализу сидерит составляет 63 %, остальная часть конкреции сложена глинистым материалом. В составе конкреций на основании рентгендифракционного анализа (оператор Ю. С. Симакова) было установлено также присутствие в незначительном количестве собственной фазы кальцита. Сидерит состоит из FeCO_3 — 89.5 %, MnCO_3 — 2.4 % и MgCO_3 — 3.1 % CaCO_3 — 5 % (таблица).

Конкреции второго типа встречены в обн. 467 (рис. 1, Б). Они имеют округлую и округло-удлиненную форму [1], часто со скорлуповато-концентрической отдельностью. Размеры их изменяются от первых сантиметров до 0.5 м. Самые большие конкреции имеют округлые формы и встречены у уреза воды в осypi. Реакция пород на 5 %

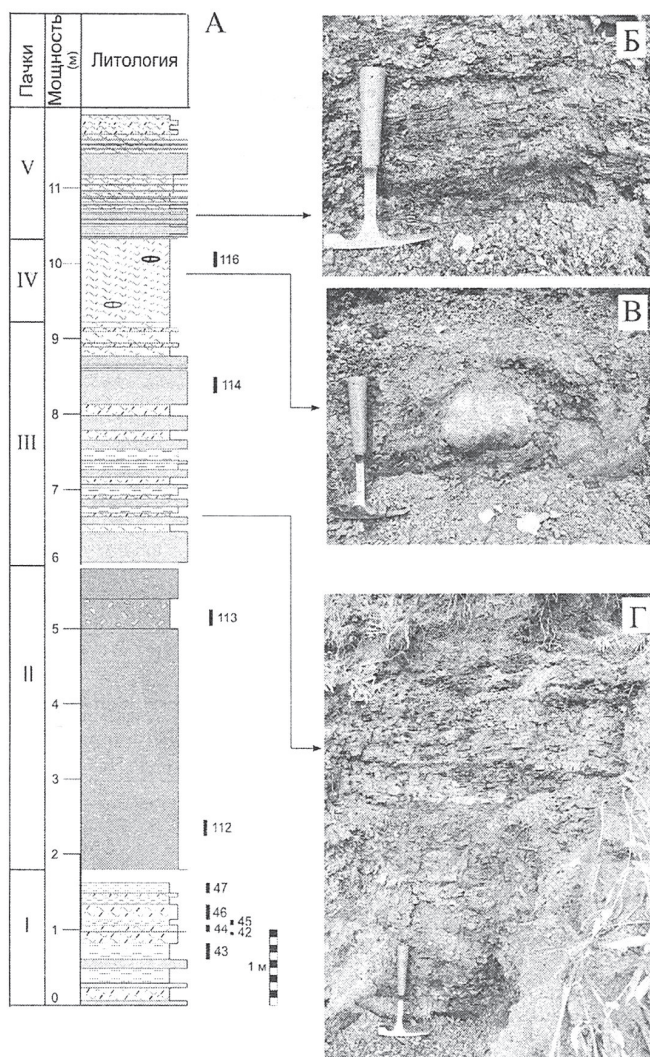


Рис. 2. Стратиграфическая колонка (А), характер переслаивания углей и глинистых пород (Б, Г) и сидеритовая конкреция (В) в обн. 758 на руч. Угольный

соляную кислоту указывает на известковую составляющую. На основании химического и рентгендифракционного анализов установлен кальцит-сидеритовый состав конкреций.

Под микроскопом карбонатная часть представлена пелитоморфными (> 0.005 мм) зернами сидерита и микрозернистыми (0.005 —

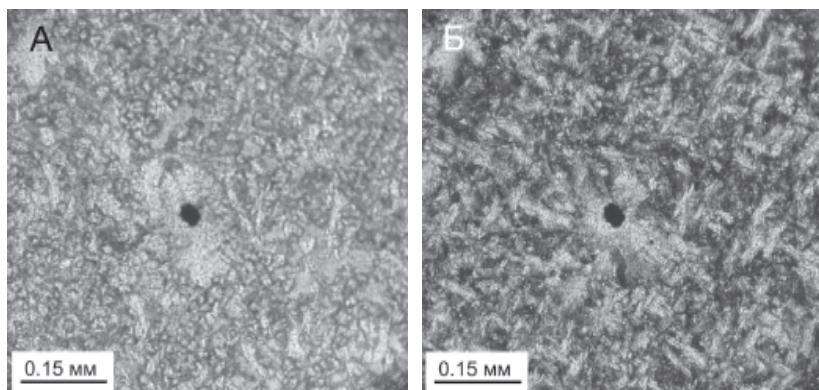


Рис. 3. Радиальнолучистая структура сидерита. Руч. Угольный, обн.758, шлиф (А – без анализатора, Б – с анализатором)

Фазовый химический состав конкреций, мас. %

Компоненты	Сидеритовые конкреции			Кальцит-сидеритовые конкреции	
	757-101	758-116 (ядро)	758-116 (корка)	467-97 (ядро)	467-97 (корка)
CaO	2.94	1.47	1.24	11.19	6.76
MgO	1.14	<0.5	0.7	3.03	1.5
MnO	1.15	1.75	1.63	0.38	0.35
Fe ₂ O ₃ общ.	46.67	55.69	50.51	18.83	19.25
P ₂ O ₅	0.47	0.43	0.42	1.62	2.14
НО	14.48	7.47	16.15	39.47	50.94
CO ₂	26.7	32.52	30	17.46	4.44
Сумма	93.55	99.33	100.65	91.98	85.38
FeO	39.02	49.48	44.43	13.26	1.72

0.01 мм) зернами кальцита. Согласно данным фазового карбонатного анализа (таблица), содержание карбонатных компонентов в конкреции составляет 38.5 %. Сидерита в конкреции, согласно химическому пересчету содержится 27.6 %, остальная часть 10.9 %. представлена кальцитом. Матрикс конкреции сложен глинистыми минералами, а также обломками алевритовой размерности кварца, полевого шпата, горных пород и серицита. Всего нерастворимая часть конкреции составляет 39.47 %. Следует отметить, что судя по содержанию P₂O₅ 1.62 %, в составе конкреции присутствуют и фосфатные минералы.

Первые системные исследования конкреций в угленосных отложениях Печорского бассейна проведены А. В. Македоновым. Им выявлена закономерная связь между карбонатными конкрециями и условиями образования вмещающих отложений. Было установлено, что для интинской свиты, характерны конкреции анкерит-сидеритового состава, для сейдинской свиты — конкреции каолинит-сидеритового и сидеритового состава и для тальбейской свиты — конкреции известково-сидеритового состава [3].

В результате исследований нами было установлено два типа конкреций кальцит-сидеритового и сидеритового составов. Породы, включающие сидеритовые конкреции, согласно данным А. В. Македонова, отнесены нами к сейдинской свите, а породы, содержащие кальцит-сидеритовые конкреции, вероятно, входят в состав тальбейской свиты.

Таким образом, в стратиграфической колонке отложения обн. 758 и 757 располагаются ниже отложений обн. 467. Исходя из того, что мощный угольный пласт Неченский, который вскрыт в обн. 463, залегает в верхах тальбейской свиты [4], то он не может располагаться ниже отложений обн. 758 и 757, как это предполагалось ранее [5].

Полученные данные о составе конкреций позволили уточнить ранее проведенную корреляцию верхнепермских отложений в районе Неченского месторождения.

Литература

1. Атлас конкреций. Л.: Недра, 1988. 323 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч. исслед. геол. ин-т. Труды, новая серия, т. 340).
2. Котляр Г. В. Современное состояние стратиграфической основы и нерешенные проблемы пермской системы // Материалы II Всероссийской конференции «Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ». Казань: КГУ, 2009. С. 42—43.
3. Македонов А. В. Стратиграфия // История угленакопления в Печорском бассейне / отв. ред. Г. А. Иванов. М.: Наука, 1965. С. 19—24.
4. Олыкайнен А. М., Шуреков Н. А. Угольные месторождения Интинского района (Печорский район). Инта, 1997. 291 с.
5. Салдин В. А., Бурцев И. Н., Груздев Д. Г., Шеболкин Д. Н. Корреляция разрезов верхнепермских отложений Неченского бурогоугольного месторождения // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 237—240.
6. Симакова Ю. С., Суворова Н. С. Состав глинистых пород верхнепермского Неченского бурогоугольного месторождения (Косью-Роговская впадина) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 18-ой научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 145—150.

ПОГРАНИЧНЫЕ ФРАНКО-ФАМЕНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА ЮЖНОМ ТИМАНЕ

С. В. Сухановская

СыктГУ, Сыктывкар

svetic26@mail.ru

Рубеж франского и фаменского веков сопряжен с глобальными геологическими и как следствие — биотическими событиями, одним из которых является массовое вымирание организмов морской биоты. Изменения отмечены и в континентальной биоте, в частности в растительных сообществах, о чем свидетельствуют комплексы миоспор [4]. Массовое вымирание на рассматриваемом рубеже коррелируется с глобальной регрессией и бескислородным событием. Анализ эвстатических колебаний уровня Мирового океана, позднедевонского рифтогенеза и суперплюмовых событий демонстрирует дестабилизацию условий в атмосфере и гидросфере, и как следствие, изменения экологической обстановки и известные биособытия.

На Южном Тимане девонские отложения отличаются богатством и разнообразием фаунистических и флористических остатков и поэтому являются классическим объектом для палеонтологических исследований, региональных и межрегиональных корреляций, а также для палеоклиматических, фациальных и палеогеографических реконструкций.

С целью изучения абиотических и биотических событий на Южном Тимане в 2009 году была пробурена скважина. Из скважины поднят керн, по литологическим признакам соответствующий верхней части ухтинской (верхняя часть франского яруса) и нижней части ижемской (нижняя часть фаменского яруса) свит, в том числе, и пачка темно-серых и зеленовато-серые глин, ранее описанная из обнажений р. Ижма, как «новое биостратиграфическое подразделение». Палинокомплекс, выделенный из этих глин, демонстрирует изменения во флористических сообществах на уровне, коррелируемом с событием Kellwasser. Процесс вымирания позднефранских таксонов сопровождается появлением новых видов и родов миоспор, характерных для фаменских и даже каменноугольных палинокомплексов. Особенностью нового палинокомплекса является эндемизм и гигантизм миоспор, что может, по-видимому, свидетельствовать об островном характере флоры [4].

В шкале девонской зональности по миоспорам растений предлагается установить подволгоградские слои. Эти слои заполняют часть фиксирующегося на Русской платформе предфаменского стратиграфического перерыва. По-видимому, новое биостратиграфическое под-

разделение соответствует стратиграфическому интервалу, охарактеризованному в верхнедевонских разрезах Канады миоспоровой зоной *Vallatisporites preanthoideus*-*Archaeozonotriletes famenensis* (конодонтовые зоны *linguiformis* — нижней *triangularis*) и, возможно, нижней части зоны *Membrabaculisporis radiatus*-*Cymbosporites boafeticus*, установленной в Польше [4].

Нижняя граница фаменского яруса принята в разрезе Уррег *Coumias Quarry* (Франция) в основании конодонтовой зоны *Palmatolepis triangularis*. Граница проходит по кровле верхнего горизонта Кельвассер, совпадающей с франско-фаменским вымиранием, одним из пяти наиболее крупных в фанерозое. В Восточной Европе в наиболее стратиграфически полных разрезах (Уметовско-Линевская, Припятская и Днепровско-Донецкая депрессия, Южный Тиман) граница франского и фаменского ярусов по миоспорам установлена в основании зоны *Corbulispora vimineus*-*Geminispora vasjamica*, соответствующей волгоградскому горизонту. Там, где на этом уровне наблюдается перерыв в осадконакоплении (центральные районы Русской плиты), граница проводится в кровле ливенского и в подошве задонского горизонтов.

С целью изучения миоспор из наиболее стратиграфически полных пограничных франско-фаменских отложений проведен ряд полевых работ на обнажениях девонских отложений Южного Тимана (в Ухтинском и Сосногорском районах). В результате этих работ установлено биостратиграфическое подразделение (слои с «подволгоградским палинокомплексом»), увеличивающее объем франского яруса и сокращающее предфаменский стратиграфический перерыв на Русской платформе [4].

В разрезе скважины установлено четыре палинокомплекса: в ухтинской свите — ливенский, подволгоградский, в ижемской свите — волгоградский и задонский. Палинологические данные позволяют разделить гипсоносную толщу на нижнюю часть, представленную гипсами, ангидритами с тонкими прослоями глин и верхнюю — глинистую с редкими включениями гипса.

Граница франско-фаменских ярусов в разрезе проведена по литологии, в основании слоя известняка, неровно окрашенного с чередованием светло-коричневого и темно-серого цвета с включением слоев плохо сортированной гальки, разной по величине.

На основании состава ассоциация глинистых минералов представленных иллитом, каолинитом, смектитом и смешанослойных (иллит — смектит), можно предположить, что отложения франского времени, формировались в условиях в целом гумидного, но изменчивого климата, характеризующегося сменой более теплых, влажных и более засушливых периодов (глины с включениями гипсов). Отложения ижем-

ской свиты (ранний фамен) формировались в обстановке относительно более «холодного» и засушливого климата [3].

Результаты работ на Южном Тимане демонстрируют, что здесь, по-видимому, находится один из самых стратиграфически полных разрезов франско-фаменского времени. И, возможно, именно он может в дальнейшем стать эталоном границы ярусов.

В работе приведены результаты исследований по материалам д. г. - м. н. О. П. Тельновой, которой автор выражает свою благодарность.

Исследования поддержаны Программой Президиума РАН №15 «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем» (Проект № 09-П-5-1012).

Литература

1. Безносов П. А., Хипели Д. В., Кузьмин А. В. и др. Литология, остатки позвоночных и конодонты ижемской свиты в стратотипе // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар, 2004. С. 220—224.
2. Кушнарева Т. И. Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции. М., 1977. 135 с.
3. Майдль Т. В. Изучение глинистых минералов верхнедевонских отложений Южного Тиммана для реконструкции климата // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми НЦ УрО РАН, 2009. С 231-233.
4. Тельнова О. П., Маршалл Д. Е. А. Новое биостратиграфическое подразделение во франско-фаменском разрезе Восточно-Европейской платформы // ДАН, 2009. Т. 429, № 1. С. 82—83.
5. Опорные разрезы франского яруса Южного Тимана / Юдина Ю. А., Москаленко М. Н., Ржонсницкая М. А. Ухта: ТПО ВНИГРИ, 1997. 80 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА СИНТЕЗА АЛМАЗНЫХ МИКРОПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ АГРЕГАТОВ ТИПА КАРБОНАДО

А. Е. Сухарев¹, В. А. Петровский¹, В. П. Филоненко²

¹ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²ИФВД РАН, Троицк

Характерной особенностью микроструктуры природных и синтетических алмазных поликристаллических образований типа карбонадо является взаимное прорастание зерен при достаточно малых их размерах и высокой плотности дефектов [1, 2]. Исследование малопористых природных микрополикристаллических агрегатов и образцов, синтезированных в диапазоне давлений от 6 до 14 ГПа из графита при использовании сплавов-растворителей или металлов группы железа показал, что по размерам, плотности, характеру распределения включений и пор изученные природные образцы соответствуют диапазону давлений их формирования не ниже 9 ГПа. Важным в понимании генезиса карбонадо является установление источника углерода и его формы в процессе синтеза [2—5]. Удалось получить поликристаллические алмазные агрегаты при использовании смесей углеводородов с графитом. В этом случае водород, внедряясь между графеновыми слоями, способствует быстрой трансформации графитовой структуры в алмазную. При более низких температурах углеводы и углеводороды формируют совершенные кристаллы графита, которые в свою очередь могут послужить сырьем для алмазообразования в случае изменения термобарических условий, например, при скачкообразном увеличении давления или температуры. В работе [6] показано, что процесс деструкции различных по характеру химических связей углеводородов с последующей кристаллизацией графита или алмаза идет в одинаковом температурном диапазоне.

Специфика микроструктуры алмазных образований типа карбонадо и экспериментальные данные по синтезу свидетельствуют об очень коротком времени их формирования (от долей до нескольких секунд). Поэтому в большей или меньшей степени в процессе превращения графитовой фазы в алмазную задействован механизм мартенситной (бездиффузионной) трансформации, связанной с практически мгновенной перестройкой структуры в больших объемах. В результате такого перехода может формироваться лонсдейлит — плотная вюрцитоподобная модификация углерода. Лонсдейлит не имеет области стабильности на фазовой диаграмме углерода, а его формирование из графита идет через образование промежуточной структуры углерода. Наличие лонсдейлита в поликристалле карбонадо, синтезированном из пирографита с металлом-растворителем (ни-

кель) при давлении 8 ГПа было установлено также и методами рентгенографии [7].

Для проведения серии модельных экспериментов по возможности формирования микрополикристаллов алмаза с гарантированным присутствием мартенситного механизма при прямом превращении графита эксперименты следует проводить в диапазоне давлений 14—16 ГПа. Однако, технические и технологические сложности не позволяют это осуществить.

При проведении экспериментов по синтезу использовался специализированный гидравлический пресс ДО-138Б, оснащенный контроллером для управления температурным режимом с временами порядка одной секунды и камера высокого давления типа тороид. В качестве исходных материалов были взяты промышленные микропорошки вюртцитного и кубического нитрида бора, а также промышленные пластины пиролитического нитрида бора толщиной 2 и 3.5 мм. Порошки вюртцитного (0.5—5.0 мкм) и кубического нитрида бора (2—4 мкм) смешивались в равных пропорциях и спекались при давлениях 7—8 ГПа в диапазоне температур 1500—1700 °С в течение 5—50 секунд. Было установлено, что при увеличении температуры и времени спекания количество вюртцитной фазы в образце снижается и может быть сведено к нулю. Этот факт означает, что в ходе спекания гексагональная фаза, образующаяся на начальном этапе спекания в порах, в ходе дальнейшей выдержки и уплотнения образца снова переходит в кубическую.

При проведении экспериментов по прямому превращению в алмазоподобные формы объемных заготовок пиролитического нитрида бора при давлениях порядка 8 ГПа удастся получать образцы с полным или частичным фазовым переходом. Кроме этого, в зависимости от характера кристаллической структуры пиролита и температуры синтезированные компакты могут быть двухфазными (вюртцит и сфалерит) или однофазными (сфалерит). Двухфазные образцы синтезируются при температурах порядка 1100—1300 °С, а однофазные — при 1600—1700 °С. При определенных условиях удастся добиться получения полупрозрачных объемных образцов, что свидетельствует о минимальном количестве дефектов на границах зерен. Образцы имеют почти нулевую пористость и модуль упругости (850—900 ГПа), приближающийся к алмазу. Их излом напоминает черное стекло. Из рис. 1 видно, что размеры кристаллитов в компакте не превышают долей микрометра, и они являются достаточно равноосными.

Можно считать, что в этом случае реализован практически идеальный вариант синтеза алмазоподобного поликристалла без участия катализатора и без примесей в объеме исходной заготовки. Видно, что спонтанная кристаллизация происходит практически во всем объеме,

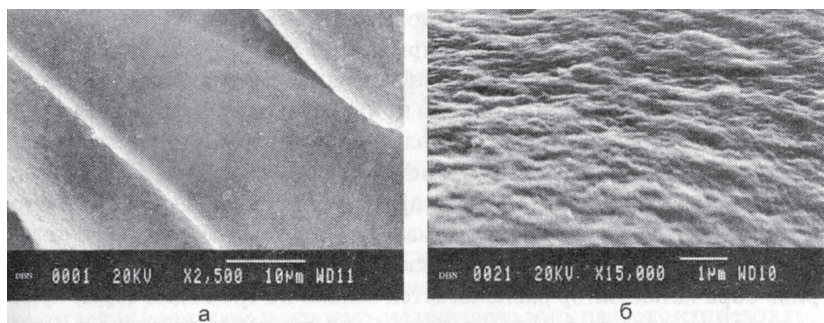


Рис. 1. Микроструктура алмазоподобного компакта, полученного из пиро-литического нитрида бора при температуре 1700 °С

а направленный рост зерен и их взаимопрорастание отсутствуют. По-видимому, найти аналог природного карбонадо такой структуре бу-дет достаточно сложно.

Проведенный эксперимент по переводу текстурированной пла-стины пиролитического нитрида бора в квазигидростатических усло-виях позволил получить практически полное превращение при тем-пературе 1100 °С. В образце содержится небольшое количество гекса-гональной фазы, причем параметр ее межплоскостного расстояния существенно меньше табличного. Это означает, что остаточная гекса-гональная фаза сильно сжата алмазоподобной матрицей.

Полученные экспериментальные данные показывают, что при на-личии среды, обладающей каталитическими способностями, даже при термобарических условиях, соответствующих области прямого пере-хода, катализатор будет во многом определять характер структурооб-разования поликристалла. Приведенные на рис. 2 структуры хорошо закристаллизованного пиролитического графита и алмазного поликри-

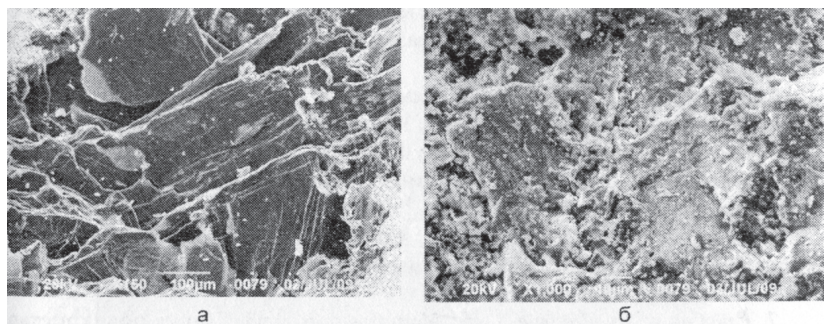


Рис. 2. Синтез карбонадо из пиролитического графита.

а — участок образца с графитом, не перешедшим в алмаз, б — чередование плотных и рыхлых участков в карбонадо из пирографита

сталла, полученного из него с помощью сплава-растворителя показывают, что совершенство графита приводит к формированию достаточно больших и плотных поликристаллов алмаза. Однако, из-за сильного и быстрого уменьшения объема при фазовом переходе эти плотные зоны расходятся и разделяются более рыхлыми участками, заполненными мелкими кристаллитами и металлическим сплавом. Следует также обратить внимание на то, что при каталитическом синтезе карбонада из пирографита в объеме алмазных кристаллов есть много включений и тонких прожилок катализатора. А в поликристаллах из нитрида бора катализатор располагается только по границам зерен кристаллов, что отражает более легкую мартенситную трансформацию крупных блоков в структуре.

Таким образом, на модельном примере фазовых превращений пиролитического нитрида бора в условиях, соответствующих прямому переходу его гексагональной фазы в алмазоподобные показаны различные варианты и возможности формирования карбонадоподобных микрополикристаллов. Экспериментально подтверждена реальность бездиффузионного мартенситного перехода, сохраняющего текстуру исходного материала и его комбинация с диффузионным механизмом перестройки структуры при наличии в системе компонентов, облегчающих формирование плотных фаз.

Работа выполнена при частичной поддержке программы Президиума РАН № 27 (09-Р-5-1028) и ОНЗ РАН (09-С-5-1022).

Литература

1. *Верецагин Л. Ф., Яковлев Е. Н., Варфоломеева Т. Д. и др.* Синтез алмазов типа карбонадо // Докл. АН СССР, 1969. Т. 185. № 3. С. 555—557.
2. *Сухарев А. Е., Петровский В. А.* Минералогия карбонадо и экспериментальные модели их образования. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 196 с.
3. *Петровский В. А., Филоненко В. П., Сухарев А. Е.* Экспериментальное моделирование генерации алмазных микрополикристаллов в ростовой среде Н—С—О—Fe с участием газовой фазы. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 20 с. (Отчетная серия № 4).
4. *Яковлев Е. Н., Воронов О. А., Рахманина А. В.* Синтез алмазов из углеводородов // Сверхтвердые материалы, 1984. № 4. С. 8—11.
5. *Яковлев Е. Н., Воронов О. А., Рахманина А. В.* Поликристаллические алмазные агрегаты, полученные с применением углеводородов // Сверхтвердые материалы, 1987. №2. С. 3—5.
6. *Davydov V. A., Rakhmanina A. V., Agafonov V. et al.* Conversion of polycyclic aromatic hydrocarbons to graphite and diamond at high pressures // Carbon, 2004. 42. P. 261—269.
7. *Елютин А. В., Лантев А. И., Манухин А. В. и др.* Синтез поликристаллических алмазов карбонадо из пирографита // Доклады РАН, 2001. Т. 378, №6. С. 456—459.

ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЗОНЕ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА (Р. СРЕДНИЙ КЕЧПЕЛЬ)

С. Н. Сычев¹, К. В. Куликова²

¹СПбГУ, Санкт-Петербург; ²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
sychev1986@yandex.ru, kulikova@geo.komisc.ru

Сутурная зона (Главный Уральский разлом) в составе Уральского орогена протягивается вдоль западного края этого коллизионного пояса, отделяя внешнюю покровно-надвиговую зону палеоконтинентальных формаций Восточно-Европейской плиты от палеоокеанических комплексов Урала [1]. В южной части Полярного Урала Главный Уральский Разлом (ГУР) отделяет Лемвинский аллохтон от Войкарского.

По реке Средний Кечпель и его притокам в подошве Войкарского офиолитового аллохтона наблюдаются метаморфические породы, которые можно выделить в составе двух толщ (рис. 1), слагающих южную часть Хараматалоуского блока.

Западная (хараматалоуская) толща сложена чередованием зеленых и углеродистых сланцев с редкими прослоями гранатовых амфиболитов. Восточная (пальникшорская) толща, начинающаяся с пачки тонкопереслаивающихся зеленых и глаукофановых сланцев, представлена чередованием гранат-глаукофановых кристаллосланцев, амфибо-



Рис. 1. Тектоническая схема района южной части Хараматалоуского блока.
Цифры в кружках обозначают номер азимутальной проекции на рис. 2

литов, гранатовых амфиболитов, гранат-амфибол-альбит-кварцевых кристаллосланцев, а также бластомилонитов. Выявлено, что субстратом для метаморфитов зоны ГУР являлись вулканогенно-осадочные породы, причем формирование вулканитов хараматалоуской толщи происходило во внутримплицитной континентальной обстановке, а вулканитов пальникшорской толщи — в островодужной обстановке [5].

Основной элемент структурного исследования заключался в измерении элементов залегания шарниров мелкой складчатости и осей вращения линз скольжения с последующей интерпретацией.

Как было показано ранее для более южных районов Полярного Урала в зоне ГУР и прилегающих тектонических единицах структурные парагенезисы были сформированы на разных этапах деформации [2—4].

Наиболее ранние пластические деформации (стадия D_{n+1}) зафиксированы в породах хараматалоуской толщи, пальникшорской толщи и милонитах по метаморфитам пальникшора в подошве Войкарского аллохтона. В породах Хараматалоуской пластины имеется следующий рисунок пластических деформаций: шарниры b_{n+1} мелкой складчатости F_{n+1} преимущественно субвертикальны $70\text{--}80^\circ$ (рис. 2 аз. пр. 1), что объясняется крутыми падениями плоскостных элементов пластины ($80\text{--}85^\circ$). В Пальникшорской пластине и милонитах мелкие складки F_{n+1} характеризуются пологими ($10\text{--}20^\circ$) шарнирами, погружающимися преимущественно к востоку (рис. 2 аз. пр. 2,3). Такую ориентировку шарниров можно объяснить моделью Хансена, которая при-

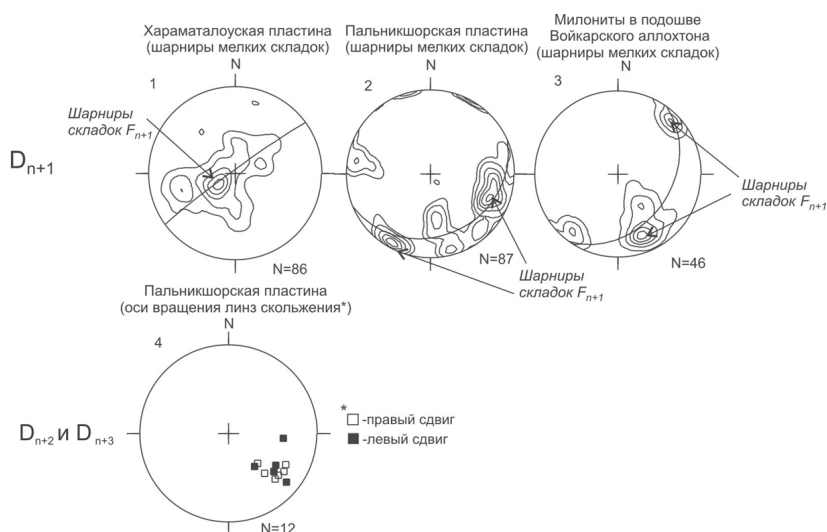


Рис. 2. Азимутальные проекции шарниров мелкой складчатости и осей вращения линз скольжения (нижняя полусфера). Расположение площадок структурных измерений, соответствующих номеру проекции, показаны на рис. 1

менялась нами и ранее для южных районов Полярного Урала [2, 4], показывающей перемещение масс вещества при общем надвигообразовании [6]. При этом происходило изгибание всей толщи при надвигообразовании с последующим пережимом в центральной части. Именно пластические деформации стадии D_{n+1} представляют коллизийный этап формирования структуры Урала.

Более поздние пластические деформации (стадия D_{n+2} и D_{n+3}) наблюдаются в породах Пальникшорской пластины и представлены линиями скольжения, у которых замерены оси вращения. Оси вращения линз скольжения (рис. 2 аз.пр. 4) погружаются на ЮВ под углами $30-40^\circ$ и указывают на правосдвиговые смещения на стадии D_{n+2} и левосдвиговые смещения на стадии D_{n+3} , этот вывод сделан по анализу их формы (Z и S структуры). Интерпретация последовательности изначально правого, а потом левого сдвига сделана по анализу хрупких деформаций (оси сжатия вычисленные по плоскостям сопряженных трещин) для массива Хордьюс: оси сжатия с СВ-ЮЗ направлением образуют широкое поле распределения в Пальникшорской пластине, тогда как СЗ-ЮВ оси выявлены, главным образом, в блоке пород зажатом в зоне ГУР, видно, что они перекрыты осями сжатия СВ-ЮЗ простирания [3]. Следовательно, ГУР и другие разломы, параллельные ему были сначала правосторонними сдвигами, а потом поменяли ориентировку и стали левосторонними.

Установлено, что субстрат метаморфитов хараматалоуской толщи был сформирован в континентальной обстановке, а пальникшорской — в островодужной [5]. Несовпадение структурного рисунка в породах Хараматалоуской и Пальникшорской пластин еще более подтверждает различие этих тектонических единиц, и дает основание проводить зону ГУР между этими двумя пластинами.

Литература

1. Савельев А. А., Самыгин С. Г. Офиолитовые аллохтоны Приполярного и Полярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9—30.
2. Сычев С. Н. Зона западного контакта Дзеляюского террейна (пластины) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 18-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 155—158.
3. Сычев С. Н. Соотношение хрупких и пластических деформаций зоны сочленения пальникшорской толщи и массива Хордьюс // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 160—163.
4. Сычев С. Н., Куликова К. В. Структурно-тектоническая позиция массива Хордьюс (Полярный Урал) // Тектоника и геодинамика складчатых

поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 330—334.

5. Турков К. А., Куликова К. В. Реконструкция первичного субстрата метаморфитов подошвы Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2010. (в печати).

6. Marshak S., Mitra G. Basic methods of structural geology. NJ.: Prentice Hall, 1988. 446 p.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЫРЬЕВОГО МАТЕРИАЛА В ПРОИЗВОДСТВЕ ДРЕВНЕЙ КЕРАМИКИ БАСЕЙНА Р. ВЫЧЕГДЫ

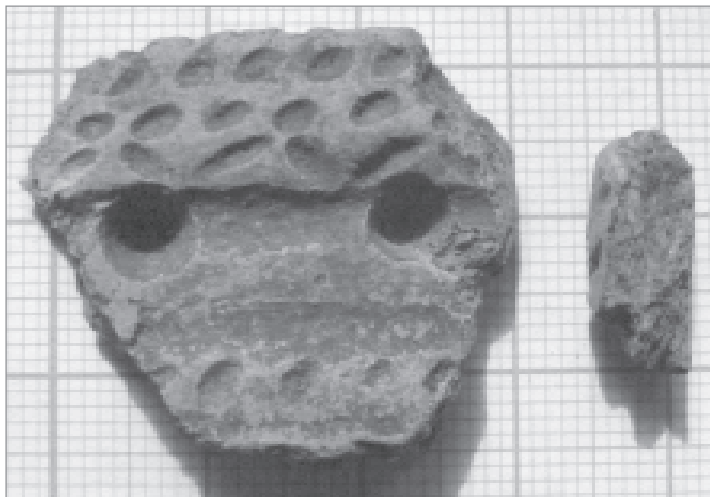
Т. И. Тетерина

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

titeterina@geo.komisc.ru

Количество археологических предметов, так или иначе представляющих минеральный мир, велико. Одну из ведущих ролей в изучении минералосодержащих объектов должны играть минералогические исследования. В настоящее время происходит методологическое оформление нового научного направления, формирующегося на стыке двух наук — минералогии и археологии, названное археологической минералогией [1]. Одним из наиболее важных и распространенных археологических объектов, для изучения которых используются геологические методы, является древняя керамика. На территории республики Коми известно достаточно много археологических памятников различных эпох — от палеолита до средневековья. На раскопках этих памятников собраны огромные коллекции фрагментов глиняной посуды (рисунок). Керамические изделия являются весьма информативными для петрографического изучения, изучения использования сырьевых ресурсов в прошлом, реставрации процессов технологии и производства [3].

Комплексом геолого-минералогических исследований, включающим минералографический, спектральный, рентгеноструктурный и



Образцы фрагментов керамики неолитических памятников бассейна
р. Вычегды

термический анализ, нами было проведено изучение фрагментов древней керамики. Для анализа было отобрано 54 образца из коллекций неолитических памятников. В результате минералографических исследований определено, что цветовая гамма фрагментов керамики отвечает светлым тонам (коричневого и серого цвета), на основании чего можно предварительно предположить, что температура обжига была не выше порядка 500—600 °С.

Среди минералов — примесей определены: кварц, слюда и полевые шпаты, достаточно крупной размерности. В большинстве случаев зерна примесей обломочные, неокатанные, однако выделяются образцы с хорошо окатанной примесью. Причем нужно отметить, что в образцах принадлежащих к одной культуре встречаются как окатанные, так и неокатанные зерна примесей. Это говорит о том, что для изготовления керамических изделий использовался материал различного происхождения. В образцах с хорошей окатанностью кварца скорее всего использовался речной песок. В образцах с грубообломочной примесью использовалась дробленая порода (типа гранита).

Вещественно-минеральный состав керамики определялся методом рентген-дифрактометрического анализа. Образцы для рентгеновских исследований готовились путем отмучивания перетертой массы теста. Снималась непосредственно вся перетертая керамическая масса, не очищенная от наполнителя, поэтому рефлексы других минералов, помимо кварца и полевых шпатов могут быть столь слабы и немногочисленны, что их однозначная диагностика затруднительна [2].

На рентгенограммах хорошо выделяются рефлексы минеральных примесей — кварца, альбита, биотита и ортоклаза. О присутствии глинистых минералов свидетельствуют рефлексы в области 9—10 Е. Данные рефлексы соответствуют минеральной группе смектита и хлорита. Поскольку разрушение структуры хлорита происходит при температуре выше 700 °С [4], можно сделать вывод о том, что температура обжига керамики данного типа не превышала 700 °С. Очевидно, что с помощью общего рентгенофазного анализа удалось выполнить лишь диагностику основных минеральных фаз, составляющих керамическое тело.

Особое место при исследовании керамики занимает спектральный анализ. Он применяется для изучения элементов, которые характеризуются наименьшим количеством диагностических свойств, определяемых рентгеновским и микроскопическим методами [5].

По результатам наших исследований особых различий в содержании элементов в образцах обнаружено не было. Однако для некоторых элементов выделяется ряд существенных отклонений. Так для образцов керамики памятников льяловского типа характерно пони-

женное содержание фосфора. Для керамических изделий чернорабочей группы памятников — пониженное содержание галлия и молибдена. Такие концентрации элементов примесей могут служить хорошим поисковым признаком для определения источника сырья.

Общий анализ термограмм образцов керамики показал, что они являются типичными термограммами, характерными для глинистых соединений. Общая потеря веса образцов колеблется от 16.9 до 6.8 %. Такое колебание определяется, в основном, с различной потерей веса в интервале температур от 20 до 270 °С. Данный эндотермический эффект связан с удалением из керамики адсорбированной воды.

В температурном интервале в области 370 °С во всех образцах наблюдается слабый эндотермический эффект, связанный с выгоранием лигнита. Средняя потеря веса в данном интервале не превышает 4.36 %. Наличие этого эффекта свидетельствует о включении растительных волокон в составе керамики и, следовательно, о невысокой температуре обжига (не выше 600 °С).

На всех термограммах в области температур выше 475 °С фиксируются малоинтенсивные термические эффекты, связанные с фазовыми превращениями в минералах, входящих в состав керамики. Наличие эндоэффекта в области 573 °С связано с переходом α -кварца в β -кварц.

Таким образом, результаты термического анализа подтверждают низкую температуру обжига керамики (не выше 600 °С).

Литература

1. *Бушмакин А. Ф.* Археологическая минералогия: объекты и задачи // История и философия минералогии (Материалы II Международного минералогического семинара). Сыктывкар, 1999. С. 97.
2. *Ламина Е. В., Лотова Э. В., Добрецов Н. Н.* Минералогия древней керамики Барабы. Новосибирск: Изд-во института археологии и этнографии СО РАН, 1995. С. 8—24, 70—87, 120—126.
3. *Лысюк Г. Н., Карманов В. Н., Тетерина Т. И.* Кварц в производстве древней керамики // Кварц. Кремнезем: Материалы Международного семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 323—324.
4. *Михеев В. И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1957. С. 690.
5. *Сайко Э. В.* Техника и технология керамического производства Средней Азии в историческом развитии. М.: Наука, 1982. С. 82.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕРВИЧНОГО СУБСТРАТА МЕТАМОРФИТОВ ПОДОШВЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

К. А. Турков¹, К. В. Куликова²

¹СыктГУ, ²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

kulikova@geo.komisc.ru

Сутурную зону Уральского коллизионно-аккреционного орогена на севере маркирует цепочка офиолитовых аллохтонных массивов, во фронтальной части которых прослеживается полоса в различной степени метаморфизованных пород [3]. На северо-западном контакте самого крупного из этих массивов, Войкаро-Сыньинского, от р. Харута на юге до р. Правый Кечпель на севере В. Н. Пучковым совместно с В. И. Ленных описаны восточная апогаббровая глаукофан содержащая метаморфическая полоса и западная аповулканогенно-обломочная метаморфическая полоса, как лагортинский комплекс [2, 4]. Контакт лагортинского комплекса с развитыми западнее осадочными толщами Лемвинской зоны проходит по региональному надвигу (ГУР в современном толковании) и является, по мнению В. Н. Пучкова, сочленением палеоконтинентального и палеоокеанических секторов этого складчатого сооружения [4].

Нами по ручью Средний Кечпель и его притокам в подошве Войкарского офиолитового аллохтона (зона ГУР) были выделены породы разного метаморфического уровня, отличающиеся по степени деформированности. На основании вещественных и структурных характеристик метаморфические породы мы разбили на две толщи. Западная (хараматалоуская) толща сложена чередующимися зелеными и углеродистыми сланцами с редкими прослоями амфиболитов и гранатовых амфиболитов. Восточная (пальникшорская) более высоко метаморфизованная толща, начинающаяся с пачки тонкопереслаивающихся зеленых и глаукофановых сланцев, представлена гранат-глаукофановыми кристаллосланцами, амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, гранат-амфибол-альбит-кварцевыми кристаллосланцами, а также бластомилонитами.

Целью исследования было реконструировать субстрат метаморфитов зоны ГУР и определить обстановку его формирования. Для реконструкции использовалась серия петрохимических диаграмм, основанных на разделении пара- и ортометаморфитов путем сравнения их с эталонными магматическими и осадочными породами графическим методом. Для анализа были взяты химические составы метаморфитов пальникшорской толщи по рр. Пальникшор и Средний Кечпель и бо-

лее западной хараматалойской толщи по р. Средний Кечпель. Наиболее сходимые результаты получились с помощью диаграмм А. Н. Неелова и Н. А. Домарацкого [1].

Было выявлено, что субстратом для изученных метаморфитов были как осадочные, так и магматические породы (см. таблицу). Западная (хараматалоуская) толща образовалась преимущественно по карбонатным породам с примесью терригенного материала и прослоями вулканитов основного состава. Из осадочных пород реконструируются полимиктовые песчаники, карбонатистые пелиты и субсиалиты, гли-

Минеральные ассоциации метаморфитов подошвы ГУР и интерпретация их субстрата

Минеральная ассоциация	Интерпретация субстрата	
	По методу Н. А. Домарацкого	По методу А. Н. Неелова
<i>Западная (хараматалоуская) толща по р. Средний Кечпель</i> Гранатовые амфиболиты: Grt± Ru+ Qtz + Ep+ Amp	Магматические породы основного состава	Щелочные базанит-базальтоиды
Углер. сланцы: Qtz + углер. вещ-во	Осадочная порода	Полимиктовые песчаники
Алевросланцы: Qtz+ Chl+ Amp	Осадочная порода	Карбонатистые пелиты
Зеленый сланец: Qtz+ Ep+ Chl+ Amp	Осадочная порода	Алевролитовые карбонатолиты
<i>Восточная (пальникшорская) толща по рр. Средний Кечпель и Пальникшор</i> Клиноцоизитовые амфиболиты: Amp+ Czo±Qtz ±Rt	Осадочная порода	Карбонатные алевролиты
Гранат содержащие кристаллосланцы: Gr +Amp+Czo+Qtz+Ab	Осадочная порода	Граувакковые алевролиты и песчаники
Глаукофановые сланцы: Qtz+Ep+Gln±Rt ± Carb	Осадочная порода	Глинистые карбонатолиты
Плагииогнейсы: Czo+Mu+Ab+ Qtz	Магматические породы кислого состава	Липаритоиды
Гранатовые амфиболиты: Gr ± Qtz +Czo ±Ab+Amp± Chl	Магматические породы основного состава	Спилиты, толеитовые базальты

Примечание: Grt — гранат, Gln — глаукофан, Ep — эпидот, Czo — клиноцоизит, Ab — альбит, Amp — амфибол, Qtz — кварц, Ru — рутил, Mu — мусковит, Carb — карбонат, Chl — хлорит.

нистые и алевролитистые карбонатолиты. Восточная (пальникшорская) толща формировалась по вулканогенно-осадочным породам. Причем глаукофановые сланцы диагностируются на диаграмме Нелова как глинистые карбонатолиты и карбонатистые пелиты, гранат содержащие амфибол-кварц-полевошпатовые кристаллосланцы как граувакковые алевролиты, клиноцоизитовые амфиболиты как карбонатные алевролиты, плагиогнейсы как граувакковые песчаники. Ортометаморфиты (гранатовые амфиболиты и плагиогнейсы) пальникшорской толщи реконструируются как бимодальная базальт-риолитовая ассоциация.

При сравнении составов ортометаморфитов основного состава обеих толщ, образованным по базальтоидам выявлено, что метабазальтоиды хараматалоуской толщи являются высокотитанистыми с умеренным содержанием калия и повышенным кальция разновидностями, образованными в континентальной рифтогенной обстановке. Метабазальтоиды пальникшорской толщи обладают пониженной концентрацией калия, но являются при этом более высокожелезистыми разновидностями, содержание титана в них варьирует, их формирование возможно начиналось в океанической рифтогенной, а продолжалось уже в островодужной обстановке. В целом ортометаморфиты пальникшорской толщи по химизму сопоставимы с вулканитами ранне-среднепалеозойского возраста Тагильской зоны.

Поэтому западную (хараматалоускую) толщу метаморфитов зоны ГУР следует выделять в составе палеоконтинентального сектора Уральского коллизионного орогена, а восточную (пальникшорскую) — в составе палеоокеанического, в целом эта толща и является тем самым лагортинским комплексом, который был ранее выделен В. Н. Пучковым.

Литература

1. *Ефремова С. В., Стафеев К. Г.* Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.
2. *Ленных В. И., Пучков В. Н., Вализер П. М.* Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкаро-Сынынского массива (Полярный Урал) // Докл. АН СССР, 1976. Т. 228, № 5. С. 1167—1171.
3. Петрология и метоморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977.
4. *Пучков В. Н.* Батильные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 258 с.

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ОКОЛОРУДНЫХ ОРЕОЛОВ ЗОЛОТОПРОЯВЛЕНИЯ ВЕРХНЕНИЯЮСКОЕ-2 (ХР. МАНИТАНЫРД, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

К. С. Устюгова
СыктГУ, Сыктывкар
zelenika@list.ru

Месторождения золота на поднятии Манитанырд были открыты ещё в 60-е гг., однако долгое время они не изучались. В последние годы в этом рудном узле возобновились работы, направленные на переоценку ресурсов Верхнеияуского и Нияхойского месторождений.

Летом 2008 г. с целью выяснения характера изменения вмещающих пород нами было опробовано обнажение золотопроявления Верхнеияуское-2, входящего в состав Верхнеияуского месторождения. Разрез располагается в 1 км выше слияния ручьев Безымянного и Голубого, в правом борту ручья Безымянный над штольной № 1 и протягивается на 12 м по азимуту 320 в северо-западном направлении.

Разрез сложен туфами и милонитами бедамельской серии, серо-зеленого цвета с обломками, вытянутыми по напластованию и отличающимися от основной массы более темным цветом. Падение пород на ССЗ под углом 60°. По полевому описанию данная толща была разделена на пачки.

Первая пачка, мощностью 5.8 м отличается от остальной части разреза более светлым цветом, породы в ней средне рассланцованы, в отдельных интервалах наблюдается развитие тонких (до 2 см) кварцевых прожилков, деформированных и частично выщелоченных.

Средняя часть разреза сложена сильно рассланцованными, ожелезненными, макроскопически практически не диагностируемыми породами. К ним приурочены крупные (до 40 см) кварцевые линзы и будинированные кварцевые жилы, и именно на этом интервале отмечается богатая сульфидная минерализация. Мощность зоны рассланцевания составляет 2.3 м.

Последняя пачка, мощностью 4 м представлена более темными, почти не рассланцованными, массивными, очень крепкими разностями пород. В них редко встречаются следы ожелезнения, кварцевая минерализация отсутствует.

По микроскопическим даням породы из первой и третьей пачек относятся к литовитроокластическим туфам [1] и характеризуются флюидальной и очковой текстурами микрозернистой структуры основной массы. Содержание обломков в них меняется от 30 до 70 % закономерно по разрезу. Обломки имеют линзовидную форму и со-

проводятся тенью давления (рис. 1, а). Их размеры составляют от 0.1 до 6 мм. По составу это преимущественно перекристаллизованные пепловые частицы и литокласты сильно измененных интрузивов, сложенных порфиrowыми вкрапленниками плагиоклаза состава олигоклаз-андезин, размером до 2—3 мм (рис. 1, б), амфиболом, образующим ромбовидные сечения, размером до 1 мм и хлоритом, представленным чаще всего тонкочешуйчатой массой. Редко встречаются отдельные кристаллокласты плагиоклаза, практически полностью замещенного серицитом. В тенью давления отмечаются мелкозернистый кварц, серицит и хлорит.

Средняя часть разреза (рассланцованная зона) сложена милонитами, породы в ней характеризуются тонко линзовидно-полосчатой (рис. 2, а) и микроплойчатой текстурой (рис. 2, б), милонитовой структурой. Породы сложены тонкоперетертым материалом, замещенным слюдястыми минералами — серицитом и гидробиотитом, редко встречаются обломки пород, также тонко-линзовидной формы, в их составе отмечаются порфиrowые вкрапленники сильно замещенного плагиоклаза, а основная масса сложена кварцем и серицитом.

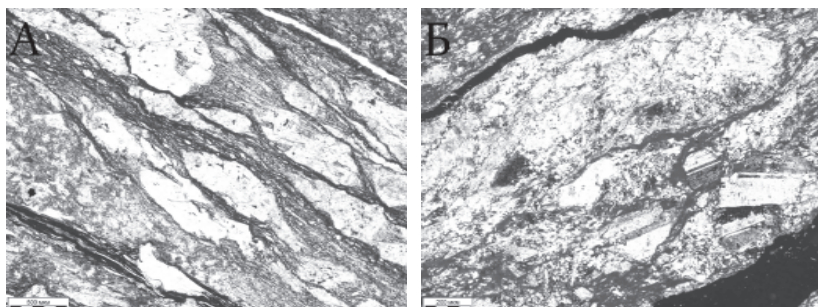


Рис. 1. А — очковая текстура литовитрокластических туфов (||), Б — порфиrowые вкрапленники плагиоклаза в литокластах (x)

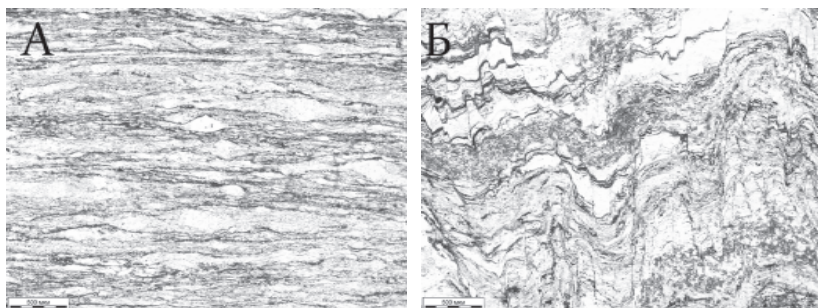


Рис. 2. Тонко линзовидно-полосчатая (А) и микроплойчатая (Б) текстура милонитов (||)

Содержание SiO_2 в туфах меняется от 48.2 до 52 мас. % при сумме щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) 2.54—3.57 мас. %. Породы характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 — от 13.9 до 16.3 мас. %. Содержание Fe_2O_3 составляет от 9.12 до 11.16 мас. %, TiO_2 от 0.23 до 0.66 мас. %. По химическому составу туфы относятся к андезибазальтам и пикробазальтам [1] умеренно-щелочного ряда. По соотношению K и Na породы являются умеренно-калиевыми и умеренно-натровыми.

Милониты характеризуются более основным составом, содержание SiO_2 в них меняется от 41.5 до 45.6 мас. % при сумме щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) от 2.81 до 3.94 мас. %. Содержания Al_2O_3 высокие — от 16.95 до 19.47 мас. %, оксидов железа от 12.38 до 13.06 мас. %, TiO_2 от 0.73 до 2.24 мас. %. На вариационной диаграмме эти породы попадают в поле распространения трахибазальтов [1], по соотношению калия и натрия калиевые, умеренно-калиевые и умеренно-натровые.

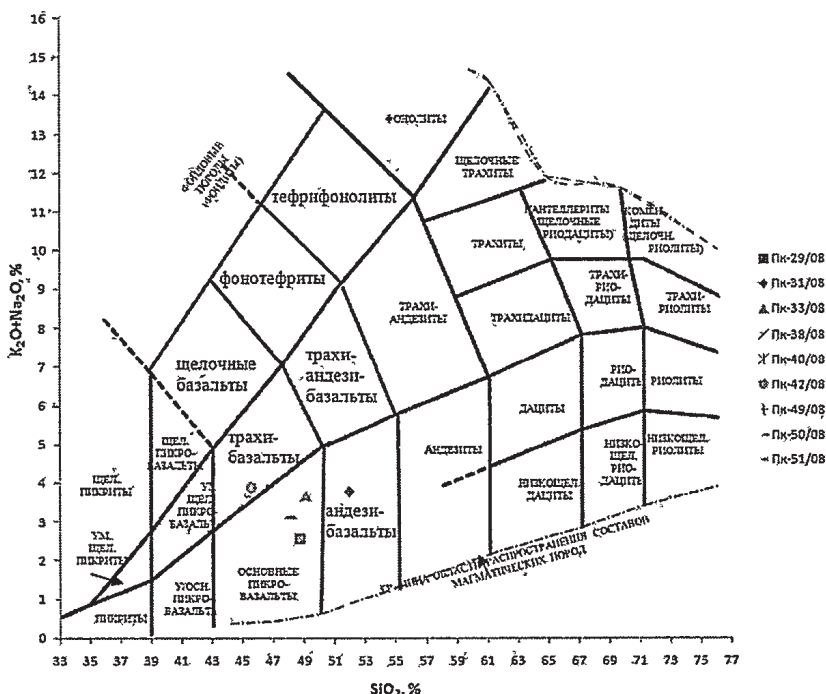


Рис. 3. Вариационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для классификации номенклатуры вулканических пород [2]

По сравнению с туфами милониты характеризуются меньшим содержанием кремнезема и оксида кальция и повышенными содержаниями Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , что, вероятно, объясняется выносом SiO_2 .

Таким образом, изученный разрез сложен туфами различного состава (от андезитов до трахибазальтов). В зоне милонитизации туфов возможен вынос кремнезёма.

Литература

1. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

2. *Le Maitre R. W.* The chemical variability of some common igneous rocks // J. Petrology, 1976. V. 17, № 4.

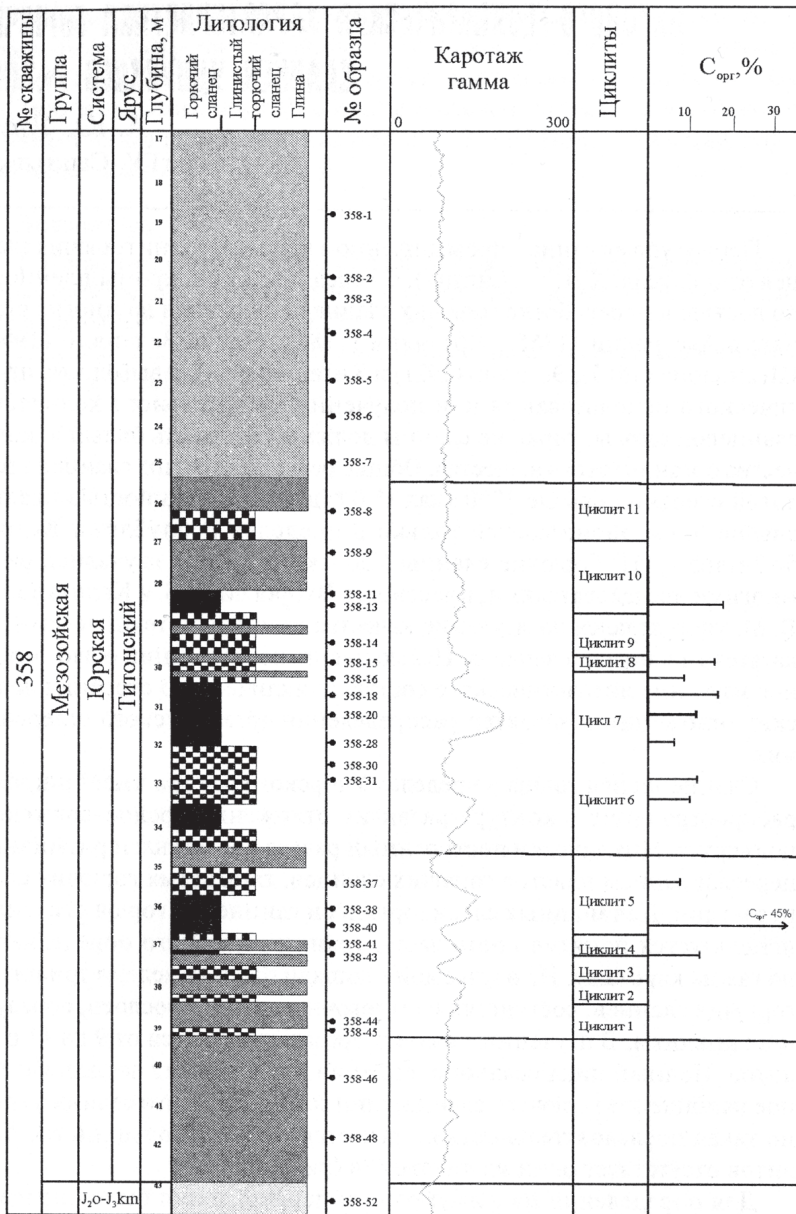
ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ УДОРСКОГО РАЙОНА

А. Ю. Утова
СыктГУ, Сыктывкар

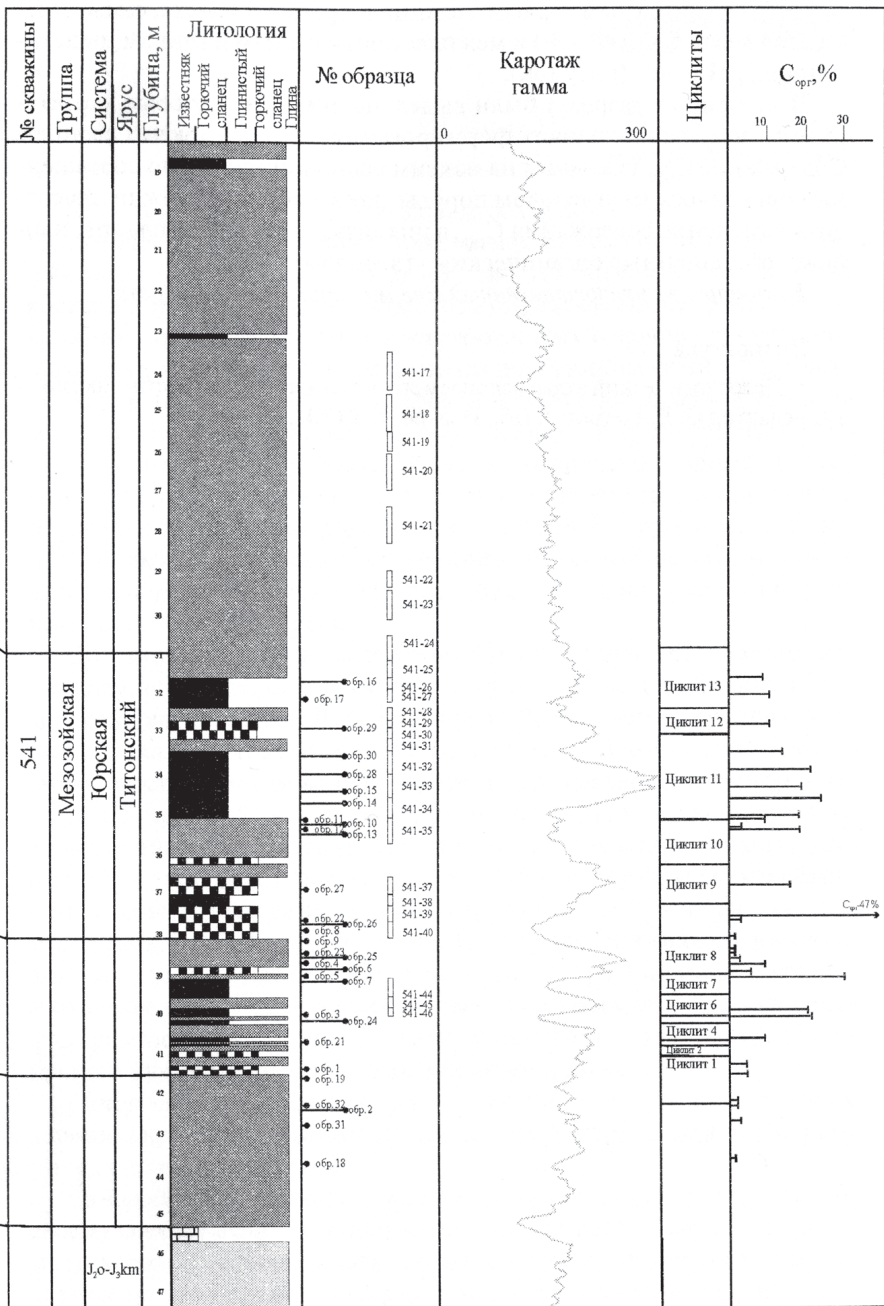
Первое упоминание о промышленном использовании горючих сланцев относится к XVII в. (Англия). С середины XIX в. промышленность по добыче и переработке горючих сланцев появляется во многих странах: в Австралии (1865), Бразилии (1881), Новой Зеландии (1900), Швейцарии (1915), Эстонии (1921) и Китае (1929). Для выгодного практического использования или получения значительного количества сланцевой смолы, горючие сланцы должны содержать большое количество органического вещества. Общие ресурсы горючих сланцев с теплотой сгорания свыше 1200 ккал (5.0 Мдж/кг) и мощностью пластов свыше 0.5 м оцениваются только в пределах Республики Коми в 54.3 млрд т. [1]. Горючие сланцы Удорского района изучались ранее многими исследователями, в частности Чубровой Л. В. и Капитановым В. М. упор делался на изучение качества сланцев по техническим показателям и подсчет запасов. Целью наших исследований было детальное изучение литологического состава, циклического строения волжских отложений и характер распределения органического углерода в них.

Сланценосная толща в пределах Удорского района имеет широкое распространение в контуре развития отложений средне-волжского подъяруса. Циклически построенный разрез представлен ритмичным переслаиванием пластов горючих сланцев, глинистых горючих сланцев и глин. Для мощных слоев горючих и глинистых горючих сланцев используется понятие промпласта, границы которого определяются по гамма каротажу. На изучаемой площади было выделено три пласта горючих сланцев, состоящих из многочисленных прослоев, образующих циклиты. В изученных нами разрезах выделяется от 9 до 11 циклитов. Полный цикл осадконакопления представляет последовательное накопление горючего сланца, глинистого горючего сланца и глин, но такая последовательность встречается редко, в большинстве циклитов отсутствует один из литотипов (рисунок).

Для определения максимумов сланценакопления было определено содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$) для разных типов пород. Изменение $C_{\text{орг}}$ имеет широкий диапазон от 1 до 47%. В глинах этот показатель меняется в диапазоне 1—9 %, в глинистых горючих сланцах 10—15 %, а максимальное его содержание в горючих сланцах (до 47%). Максимумы содержаний $C_{\text{орг}}$ (до 47 %) приурочены к II и



Условные обозначения: -горючий сланец -глинистый горючий сланец -глина -глина с глауконитом -известняк



III пласту горючих сланцев, относительно невысокие значения $C_{\text{орг}}$ (до 20 %) к глинистым горючим сланцам I и реже III пласта, самые низкие значения $C_{\text{орг}}$ (до 5 %) к межпластовым глинам и глинам, подстилающим III пласт (рисунок).

В изученных разрезах были выделены циклиты которые характеризуют последовательность формирования пластов горючих сланцев. Содержание $C_{\text{орг}}$ указывает на максимально и минимально обогащенные органическим углеродом породы, таким образом, можно проследить изменение содержания $C_{\text{орг}}$ в циклитах, и выделить пласты, наиболее обогащенные органическим углеродом.

Благодарю за предоставленный мне материал И. Н. Бурцева.

Литература

1. Петрологический атлас ископаемого органического вещества России // Гл. редактор О. В. Петров. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 204с.

АУТИГЕННАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ТЕХНОГЕННЫХ ОТВАЛАХ ИСОВСКОГО ПРИИСКА

А. Ф. Хазов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

akhazov@geo.komisc.ru

В настоящее время одним из важных направлений минералого-геохимических исследований является изучение отходов горного производства — многолетних отвалов, хвостохранилищ, техногенных россыпей и озер. Актуальность этого определяется непрерывно накапливающимся объемом не востребованных отходов горного производства, являющихся естественным источником химических компонентов-токсикантов; неисследованностью процессов минералого-геохимических превращений, протекающих в среде техногенных отвалов, россыпей и водоотстойников, являющихся природной лабораторией для непосредственного изучения многих процессов экзогенного и гипергенного минерало-, породо-, рудообразования; необходимостью изучения перегруппировки вещества в техногенных отходах нередко приводящей к образованию так называемых геотехногенных месторождений.

Объектом для наших исследований послужили пробы из многолетних отвалов Исовского золотоплатинового прииска на Среднем Урале, представленные для В. А. Наумовым. Работы наших предшественников показали, что сыпучие и рыхлые отходы Исовских россыпей за время своего существования подверглись существенной перегруппировке и вторичной литификации со значительным модифицированием первичных минералов [1, 2]. Согласно нашим данным участки вторичной литификации представляют собой своеобразные конглобрекции, в которых частицы модифицированных и новообразованных минералов, цементируются скрытокристаллическими оксигидроксидами железа. В составе таких геотехногенных брекчий нами выявлено множество фактически новообразованных самородно-металлических фаз, разнообразных халькогенных и оксидных соединений [3—5], краткая информация о которых приводится ниже.

Самородно-металлические фазы, система Fe-Cr-Ni, представлены хорошо окристаллизованными, но нестехиометричными растворами никеля и хрома в железе.

Самородно-металлические фазы, система Ir-Os-(Pt+Fe) в целом по своему составу существенно отклоняются от известных в этой системе минералов, включая платинистые Ir-Os твердые растворы и распадаются на две группы: осмирид-иридиевую платиносодержащую и иридосмин-осмиевую без Pt+Fe примеси.

Самородно-металлические фазы, система (Pt+Pd)-Fe-(Ir+Os), по пропорции Pt/Fe тяготеют к изоферроплатине, лишь изредка отклоняясь в сторону тетраферроплатины. В этих фазах обнаружены оксидные включения, которые по составу можно интерпретировать как твердые растворы Ru_2O_3 и IrO_2 в TiO_2 .

Самородно-металлические фазы, система Au-Ag-Hg, представлены многочисленными частицами хорошо окристаллизованных золото-серебрянных смесей (до электрума) с варьирующей примесью ртути от 5 (ртутьсодержащее золото) до 20 (около Au_5Hg) ат. %.

Самородно-металлические фазы, система Au-Hg, представлены частицами ртутьсодержащего медистого золота, близких по составу к тетрааурикуприду (AuCu), но с примесью фаз с составом около Au_9Cu и Au_4Cu . Их колебание по содержанию ртути соответствует ряду Au-Hg соединений в диапазоне от Au_9Hg до амальгамы Au_2Hg_3 .

Самородно-металлические фазы, система Au-Pb-Hg. В отвалах, по нашим данным, золото-свинцовые фазы пользуются широким распространением, обогащаясь при этом практически всегда ртутью. По пропорции Au/Pb они варьируются от свинецсодержащего (10—15 ат. %) золота до практически чистого свинца, образуя ступени в области составов анюйита Au_2Pb и хунчунита AuPb_2 . По степени обогащения ртутью эти фазы могут быть сопоставлены с интервалом Au-Hg соединений в диапазоне от Au_9Hg до Au_2Hg .

Сульфиды Os-Ru с примесью Ir характеризуются промежуточным составом с варьированием содержания осмия от 30 до 60 ат. %. Примесь иридия при этом держится практически на неизменном уровне около 8 ат. %. Аналогов среди минералов не имеется.

Сульфиды Ir-Rh-Cu представлены двумя видами, весьма контрастно различающимися по составу. К первому виду относятся родиево-иридиевые фазы, а ко второму трехкомпонентные родиево-медно-иридиевые. Оба вида относительно мало варьируются по составу, что, вероятно, указывает на их кристалличность и стехиометричность.

Сульфоарсениды Pd-Rh-(Pt+Fe) по своему химизму напоминают холлингвортит $(\text{Rh}, \text{Pt}, \text{Pd})\text{AsS}$. Варьируются по содержанию платины в диапазоне от Rd-Pd фазы с примесью Pt до сульфоарсенида платины с незначительной примесью палладия. При этом переходе между родием и палладием строго сохраняется эквиатомная пропорция.

Сульфиды Au-Pb-Hg. В относительно малортутистых фазах атомная пропорция Au/Pb отвечает примерно 4. По мере роста в них содержания ртути происходит явно пропорциональное уменьшение содержания свинца, что говорит о развитии вторичной амальгамации в результате замещения ртутью свинца, т. е. противоположно тому, как это проявилось в выше рассмотренных металлических фазах системы Au-Pb-Hg.

Сulfиды Cu-Au-Hg встречаются редко и представлены чисто медистыми и золото-медистыми фазами. В безртутистых разностях последних атомная пропорция Au/Cu составляет примерно 0.2. Ртуть в рассматриваемых фазах замещает первичные катионы (золото и медь) почти равномерно.

Работа выполнена при поддержке гранта для молодых ученых и аспирантов УрО РАН.

Литература

1. Генералов М. Е., Наумов В. А. Преобразование золота в техногенных россыпях и отвалах Урала // Уральский геологический журнал, 1998. № 4. С. 19—56.
2. Генералов М. Е., Наумов В. А., Мохов А. В., Трубкин Н. В. Исовит (St, Fe)₂₃C₆ — новый минерал из золото-платиноносных россыпей Урала // Записки Всероссийского минералогического общества. М., 1998. Ч. 127. № 5. С. 26—37.
3. Хазов А. Ф., Наумов В. А. Аутигенная минерализация в горных отвалах Исовских золото-платиновых россыпей // Материалы I Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти академика А. П. Карпинского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. С. 241—244.
4. Хазов А. Ф., Наумов В. А. Горные отвалы, как среда образования техногенных рудных месторождений (на примере Исовских золотоплатиновых россыпей) // Минералогическая интервенция в микро- и наномир: Материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 506—507.
5. Хазов А. Ф. Модифицированные и аутигенные минералы в техногенных комплексах (на примере отвалов Исовского прииска) // Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона: Материалы Всероссийского минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар. Геопринт. 2010. С. 188—193.

АРАГОНИТОВЫЕ РАКОВИНЫ НЕМОРСКИХ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ РОДА *PALAEOMUTELA* AMALITZKY, 1891 ИЗ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЧОРСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

М. Н. Хасанова, В. В. Силантьев
КФУ, Казань

Введение

Микроструктура слоев раковин двустворчатых моллюсков является одним из основных признаков, используемых в систематике вымерших групп двустворчатых моллюсков на родовом и более высоком уровне (Carter, 1990; Попов, 1992 и др.). Возможности использования этого признака ограничиваются сохранностью материала.

Известно, что двустворчатые моллюски строят свои раковины либо целиком из арагонита, либо из арагонита и кальцита. Считается, что микроструктурные особенности наиболее сохранны у раковин с первичным арагонитом (Carter, 1990). Перекристаллизация арагонита в диагенетический кальцит может, как сохранять реликтовую (арагонитовую) микроструктуру слоев раковины, так и в разной степени затушевывать ее, вплоть до полного изменения. Определение степени сохранности (измененности) первичной микроструктуры у ископаемых раковин имеет большое значение для установления систематической значимости наблюдаемых признаков.

В докладе приводятся первые данные о том, что большинство местонахождений неморских двустворчатых моллюсков (НДМ), известных из отложений казанского и уржумского ярусов пермской системы Печорского бассейна, содержат раковины рода *Palaeomutela* Amalitzky, 1891 с сохранившимся первичным арагонитом. Микроструктурные особенности этих раковин существенно дополняют диагноз рода.

Раковины *Palaeomutela* из пермских отложений Окско-Волжского бассейна (типовой местности рода) перекристаллизованы и имеют кальцитовый состав. Их микроструктура затушевана перекристаллизацией, но сопоставима с микроструктурой раковин из Печорского бассейна, сложенных первичным арагонитом.

Сравнение арагонитовых и перекристаллизованных раковин *Palaeomutela* из разных местонахождений позволило определить степень сохранности первичных структур при диагенетических изменениях вещества.

Материал и методы исследования

Материалом исследования послужили коллекции В. И. Чалышева, И. С. Муравьева и А. К. Гусева, хранящиеся в Геологическом музее им.

А. А. Штукенберга Казанского федерального университета (ГМ КФУ, колл. № 30, 36). Всего обработано более 150 образцов с пермскими НДМ из 20 обнажений и 10 скважин, расположенных в Печорском Приуралье в пределах Большесынинской впадины и гряды Чернышева. Для сравнения были изучены эталонные образцы коллекций пермских НДМ В. П. Амалицкого и А. К. Гусева из уржумского и северо-двинского ярусов Окско-Волжского бассейна (ГМ КФУ, № 30).

Визуальное определение степени сохранности раковин у НДМ контролировалось рентгенографическим анализом раковинного вещества на дифрактометре ДРОН-2.

Изучение микроструктур раковин проводилось на сканирующих электронных микроскопах (СЭМ) Кабинета приборной аналитики Палеонтологического института им. А. А. Борисяка РАН (г. Москва). Изучались вертикальные сколы и шлифовки, протравленные слабым раствором муравьиной кислоты.

Результаты исследования

Род *Palaeomutela* Amalitzky, 1891 в настоящее время относится к надсемейству *Palaeomuteloidea* Lahusen, 1897, выделенному в ходе ревизии позднепалеозойских НДМ (Силантьев, Картер, 2010), проводимой в рамках международного проекта Палеонтологического института Университета Канзаса (www.paleo.ku.edu) по подготовке к изданию новой версии «*Treatise on Invertebrate Paleontology: Bivalvia and Rostroconchia*». Положение *Palaeomuteloidea* в общей системе *Bivalvia* и его состав приведены ниже.

Класс *Bivalvia* Linnaeus, 1758

Подкласс *Autobranchia* Grobben, 1894

Инфракласс *Heteroconchia* Hertwig, 1895

Отряд *Actinodontida* Deschaseaux, 1952

Надсемейство *Palaeomuteloidea* Lahusen, 1897

Семейство *Palaeomutelidae* Lahusen, 1897

Palaeomutela Amalitzky, 1891 (P)

Oligodontella Gusev, 1963 (P₃)

Рентгенографический анализ раковин представителей рода *Palaeomutela* из различных местонахождений Печорского Приуралья в большинстве случаев выявил наличие первичного арагонита. Интенсивность диагностических рефлексов арагонита на дифрактограммах позволяет говорить о его значительно более высоком содержании по сравнению с кальцитом, имеющим, вероятно, вторичную природу. Раковины *Palaeomutela* из Окско-Волжского бассейна состоят целиком из кальцита, что говорит об их перекристаллизации.

В изученных первично арагонитовых раковинах представителей рода *Palaeomutela* из пермских отложений Печорского Приуралья наблюдается хорошо сохранившийся призматический внешний слой;

средний и внутренний слои раковины характеризуются перекрещенно-пластинчатой структурой, детали которой нуждаются в уточнении. Толщина изученных раковин составляет в среднем 0.5 мм.

Раковины рода *Palaeomutela* из пермских отложений Окско-Волжского бассейна (типовой местности рода), несмотря на перекристаллизацию и кальцитовый состав, в большинстве случаев сохранили первичную микроструктуру, которая осталась доступной для идентификации в прозрачных шлифах и подтверждена исследованиями сканирующих электронных микроскопов.

Полученные данные позволили дополнить диагноз рода *Palaeomutela* Amalitzky, 1891: внешний слой раковины арагонитовый с неправильной простой призматической структурой; средний и внутренний слои — арагонитовые перекрещенно-пластинчатые. При перекристаллизации арагонитовые слои обычно сохраняют элементы первичной микроструктуры; в ряде случаев могут полностью утрачивать первоначальную структуру.

Обсуждение результатов и выводы

Биоминерализация раковин двустворчатых моллюсков, значение микроструктурных признаков раковин для систематики класса, вопросы сохранности первичного вещества и микроструктурных признаков рассмотрены в ряде крупных обобщающих работ (Васильев, 2003; Carter, 1990; Bonucci, 2007 и др.). Раковины пермских НДМ с первичным арагонитом до сих пор были известны только из Северо-Западной Китая [6].

Род *Palaeomutela* интересен своим всесветным распространением (Еврамерия, Ангарида, Гондвана), необычным и удивительным для НДМ пермского периода.

Изложенные в докладе микроструктурные признаки рода *Palaeomutela* на материале разной степени сохранности (первично арагонитовом и перекристаллизованном) не только дополняют его диагноз, но и позволяют проводить таксономическую диагностику по фрагментарным остаткам раковин из местонахождений разных палеозоогеографических провинций.

Использование микроструктурных признаков уточняет видовой объем рода *Palaeomutela*, детализирует стратиграфические интервалы распространения его видов, корректирует зональную стратиграфическую схему биармийского и татарского отделов пермской системы.

Авторы выражают благодарность В. П. Морозову, Г. М. Ескиной и Э. А. Королеву (КФ(П)У) за проведение рентгенографического анализа, администрации ПИН РАН и лично Е. А. Жегалло за предоставленную возможность изучения микроструктур на СЭМ ПИН РАН, Дж. Картеру (Университет Северной Каролины, США) за консультации при определении микроструктурных особенностей раковин.

Литература

1. *Амалицкий В. П.* Материалы к познанию фауны пермской системы России. 1. Мергелистопесчанистые породы Окско-Волжского бассейна. *Anthracosidae* // Известия Варшавского университета, 1892. № 2-5, 7-8, С. 1—150
2. *Гусев А. К.* Неморские двустворчатые моллюски верхней перми Европейской части СССР. Казань: КГУ, 1990. 295 с.
3. *Нечаев А. В.* Фауна пермских отложений восточной полосы Европейской России // Тр. Об-ва естествоиспыт. Казан. ун-та, 1894. Т. 27, Вып. 4. 503 с.
4. *Amalitzky W. P.* Über die Anthracosien der Permformation Russlands // *Palaeontographica*, 1892b, B. 39. P. 125—214.
5. *Amalitzky W. P.* A comparison of the Permian freshwater Lamellibranchiata from Russia with those from the Karoo System of South Africa // *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 1895, 51, P. 337—351.
6. *Brand U., Yochelson E. L. and Eagar R. M. C.* Geochemistry of Late Permian non-marine bivalves: implications for the continental paleohydrology and paleoclimatology of Northwestern China // *Carbonates and Evaporates*, 1993. V. 8, № 2. P. 199—212.
7. *Eagar R. M. C.* Shape and function of the shell: a comparison of some living and fossil bivalve molluscs // *Biological Reviews of the Cambridge Philosophical Society*, 1978. 53. P. 169—210.

ПРЕДМЕТНО-ОРИЕНТИРОВАННЫЙ ПОДХОД ПРИ ПРОЕКТИРОВАНИИ И РАЗРАБОТКЕ СИСТЕМ ПОДДЕРЖКИ ПРИНЯТИЯ РЕШЕНИЙ ДЛЯ ПРЕДПРИЯТИЯ НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ

Т. В. Хозяинова

ГУП РК ТП НИЦ, Ухта

tatianah@gmail.com

Система поддержки принятия решений — это информационная система, предназначенная для оказания помощи лицам, принимающим решения (ЛПР) при выборе решений слабоструктурированных или неструктурированных задач. Такие задачи не решаются в результате выполнения предопределенной последовательности действий, которая может быть задана машинным алгоритмом — их решение определяется, прежде всего, опытом и интуицией эксперта. Именно такие задачи преобладают в составе геологических задач, решаемых в ходе поиска и разведки месторождений нефти и газа. Информационные системы, нацеленные на такие задачи должны «уметь» обрабатывать большие массивы данных, строить по результатам обработки всякого рода модели (табличные, графические, пространственные — в виде карт, схем), которые помогают эксперту оценивать обстановку, выделить наиболее существенные для решения факторы, строить гипотезы. Существенная часть информационных систем, работающих в области геологии нефти и газа, могут быть классифицированы как «пассивные» СППР — помогающие процессу принятия решения, но не предлагающие конкретных решений для рассмотрения экспертом. В ГУП РК ТП НИЦ с 2001 года разрабатывается Региональный банк цифровой геолого-геофизической информации по Тимано-Печорской провинции (РБЦГИ РК). Первоначальной целью создания этой масштабной информационной системы была централизация геолого-геофизической информации и унификация доступа к ней. Это подразумевало перевод данных с бумажных носителей и неструктурированных электронных носителей в структурированный цифровой вид. Первыми в очереди автоматизации были подсистемы, оперирующие фактографическими, необъективированными данными: подсистема паспортизации фонда скважин, подсистемы сбора результатов лабораторных исследований, подсистема учета керна, подсистема учета данных ГИС и пр. В дальнейшем были разработаны также подсистемы, ориентированные на сбор объективированной информации (подсистема «Стратиграфическая характеристика», подсистема учета фонда структур, подсистема учета фонда месторождений) и документографической информации (подсистема учета лицензионных территорий, подсистема учета документов и матери-

алов). В ходе развития РБЦГИ подсистемы, предназначенные для работы с фактографическими данными, претерпели небольшие изменения с точки зрения расширения функциональности, практически все они и в настоящее время работают в соответствии с исходными постановками задач. В то же время подсистемы, ориентированные на сбор объективированной информации подверглись более существенным функциональным изменениям, причем были расширены как наборы регистрируемых в подсистемах реквизитов, так и наборы действий, выполняемых системами. Следует отметить, что часть новых функций до сих пор выполняется с использованием подсистем, но в «полуручном» режиме. Автор связывает это различие в степени и характере изменений для подсистем оперирующих необъективированной и объективированной информацией с тем, что последние были задуманы постановщиками задач как «пассивные» СППР, а реализованы по аналогии с уже существующими системами, как системы сбора данных. В итоге оказалось, что в системах отсутствует возможность сбора части данных, необходимых для их работы в качестве СППР, а наращивание функциональности до требуемой каждый раз требует дополнительного цикла разработки, по оценкам в несколько раз длиннее начального, при том, что постановки задач продолжают расширяться. Такая ситуация заставила разработчиков задуматься о необходимости пересмотра уже существующей системы в аспекте ее дальнейшего применения как СППР, при сохранении существующей функциональности по сбору геолого-геофизических данных. Идеальная (требуемая) СППР должна, сохраняя все имеющиеся наработки, обладать следующими специфическими свойствами:

- 1) система должна позволять осуществлять широкий спектр манипуляций с данными, несмотря на наличие в настоящее время ряда предопределенных функций, необходимо, чтобы пользователь имел возможность получить требуемую модель без участия программиста;
- 2) система должна позволять пользователям воспроизводить привычную последовательность действий по работе с геолого-геофизическими данными на материальных носителях;
- 3) система должна позволять пользователю работать с пространственными моделями.

Система, которая могла бы соответствовать этим условиям, видится как СППР с функциональностью сбора данных, мощной внешней ГИС-частью для создания пространственных моделей, разработанная на основе предметно-ориентированного подхода, который дает пользователям средства наращивания функциональности информационной системы, предоставляя им возможность работать в пространстве задачи на высокоуровневом предметно-ориентированном языке, построенном на основе терминологической базы предметной области. Про-

граммист выступает при таком подходе как разработчик трансляторов, обеспечивающих переход от языка предметной области к готовой исполняемой программе. Каким же образом следует модернизировать существующую систему РБЦГИ для того, чтобы сделать ее соответствующей эволюционировавшей постановке задачи? Коллективом разработчиков РБЦГИ создан следующий план модернизации.

1. Разработать единый объектно-ориентированный каркас (ОО-каркас) РБЦГИ и новые подсистемы, ориентированные на сбор данных разрабатывать уже с его использованием. Элементы каркаса должны единообразно представлять ключевые объекты предметной области, и составлять основу предметно-ориентированного языка.

2. Модифицировать клиентские приложения и сервер-приложений, разработанные в соответствии с идеей трехзвенной клиент-серверной архитектуры с «толстым» клиентом, перенеся компоненты логики предметной области, созданные на основе ОО-каркаса на сервер приложений.

3. Разработать инструмент создания пространственных моделей с использованием средств расширения функциональности ArcGIS и модифицированного сервера приложений, используя интерфейсы сервера приложений, предоставляющие клиенту данные отображенные в объекты предметной области.

4. Разработать инструмент создания табличных и графических информационных моделей на основе Web-технологий, а также с использованием средств расширения функциональности MS Office.

Сейчас коллектив разработчиков РБЦГИ завершает реализацию первого пункта данного плана. Несомненно, план является обширным, особенно с учетом необходимости поддержки унаследованных ИС, частных постановок задач на новые ИС, проблем организации сбора данных и отсутствия финансирования работ по разработке РБЦГИ. Однако его реализация позволит развивать систему в наиболее перспективном направлении — как СППР нефтегазогеологического предприятия.

АМИНОКИСЛОТЫ СВОБОДНЫХ ЛИПИДОВ ОЗЕРНОГО ОСАДКА И ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ В ПРОЦЕССЕ ЕГО ТЕРМИЧЕСКОГО СОЗРЕВАНИЯ

Т. В. Чешкова¹, С. Н. Шанина²

¹ИХН СО РАН, Томск; ²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
chtv12@mail.ru, snshanina@geo.komisc.ru

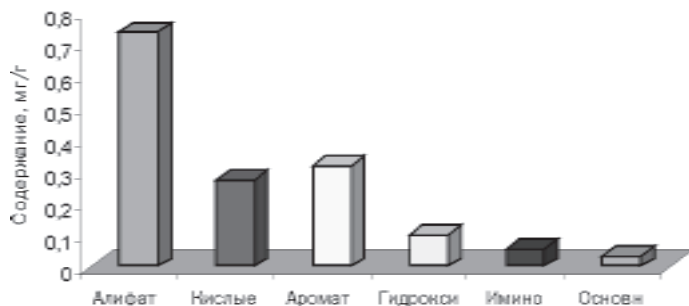
В настоящее время в качестве основного источника азотистых соединений нефтей рассматривают аминокислоты современных осадков. Считается, что, претерпев ряд сложных преобразований, они могут давать всю гамму азотсодержащих соединений каустобиолитов [1].

Обнаруженные в современных осадках аминокислоты относят к продуктам белкового происхождения [2]. Однако недавними исследованиями было показано, что они присутствуют не только в белковой части органического вещества современных осадков, но и в его небелковой составляющей — липидах [3]. Их появление, вероятнее всего, связано с соэкстракцией в процессе выделения липидного комплекса. Известно, что аминокислоты могут образовывать ассоциаты с компонентами липидов [4]. Детального исследования аминокислот, связанных с небелковыми веществами, ранее не проводилось. Данная работа посвящена изучению аминокислот в липидах озерного осадка и продуктах их термического преобразования.

Исследовали липиды осадка озера Тухлое (Новосибирская обл.), для выделения которых использовали экстракцию спирт-хлороформной смесью [3]. Аминокислотный анализ выполнен в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН.

Согласно полученным данным общее количество аминокислот в липидах составляет 1.5165 мг/г. Их спектр достаточно широк. В составе определенных аминокислот присутствуют алифатические (аланин, валин, глицин, лейцин, изолейцин), кислые (аспарагиновая кислота, глутаминовая кислота), ароматические (фенилаланин, тирозин), гидроксильные (треонин, серин), имино (пролин) и основные (лизин) аминокислоты (рисунок).

Преобладают алифатические аминокислоты (48.5 %) (рисунок), что характерно для группового состава аминокислот илов, пород и объектов живого органического вещества (зеленые, бурые водоросли, раковины мидии) [5]. Второй по содержанию группой являются ароматические аминокислоты (20.86 %). Их высокая концентрация может быть связана с большей способностью ароматических соединений к образованию прочной связи с липидными компонентами. На долю кислых аминокислот приходится 17.93 %, гидроксильных — 6.63 %, имино —



Групповой состав аминокислот в липидах современного осадка

3.90 %, — основных 2.22 %. Практически все аминокислоты присутствуют в форме рацематов. Большая их часть (78.5 %) представлена L-формой. Присутствие аминокислот D-формы (21.5 %) свидетельствует о диагенетическом преобразовании органического вещества исследуемого осадка [5].

Ранее нами показано, что азотсодержащие компоненты липидов (алифатические амины, амиды) озерного осадка в процессе его термического созревания участвуют в образовании предшественников нефтяных азотистых соединений [6].

В данной работе изучено поведение аминокислот в условиях лабораторного акватермолиза. В качестве модельных соединений использовали лейцин и глутаминовую кислоту, которые преобладают в составе установленных аминокислот свободных липидов.

Процесс термолиза осуществляли в реакторе марки 18X 20H 10T в течение 3 ч в инертной атмосфере при температуре 150, 250 °C и давлении 9 атм., в присутствии воды, солевой состав которой соответствует составу озерных вод, и монтмориллонита. Монтмориллонит является минеральной составляющей озерных отложений. Аминокислоты предварительно очищали перекристаллизацией из воды.

Для характеристики исходных веществ и продуктов их преобразования использовали ИК- и ЯМР ^1H -спектроскопию.

По данным спектральных методов процесс термического преобразования глутаминовой кислоты начинается уже при 150 °C и наиболее интенсивно проходит при 250 °C. В ИК-спектрах появляются полосы поглощения, характерные для карбонильной группы ($1689\text{--}1660\text{ см}^{-1}$) и связи C-N (1420 см^{-1}) амидов, в ЯМР спектрах — сигналы протонов в группах NH- (2.9 м.д) и H-C=O (8.2 м.д) амидов. В продуктах термолиза присутствуют так же простые эфиры. Об этом свидетельствуют сигналы при 4.1 м.д, соответствующие протонам группы $\text{H}_2\text{C-O-}$ и поглощение при 1302 см^{-1} характерное для валентных колебаний группы —C-O-C—. Образовавшиеся амиды и эфиры являются алифатическими

структурами, на что указывает появление интенсивного сигнала свободной CH_3 группы (1.15 м.д) в спектре ЯМР ^1H и полос поглощения в области $1470\text{—}1400\text{ см}^{-1}$, соответствующих деформационным колебаниям CH_3 и CH_2 групп алифатических соединений, в колебательных спектрах. В условиях термализации часть глутаминовой кислоты сохраняется. В ИК- и ЯМР ^1H спектрах продуктов ее термического преобразования сохраняются полосы поглощения ($3400\text{—}3300$, 1615 , 1585 см^{-1}) и сигналы протонов (4.67, 3.71, 2.28 м.д.), характерные для исходного образца.

Термическое преобразование лейцина начинается только при $250\text{ }^\circ\text{C}$ и сопровождается лишь образованием амидов. В ИК- и ЯМР спектрах продуктов, полученных при этой температуре, появляются полосы поглощения ($1689\text{—}1660\text{ см}^{-1}$, 1420 см^{-1}) и сигналы протонов (2.9 м.д), соответствующие амидным структурам. Интенсивные полосы поглощения и сигналы, характерные для аминокислоты, свидетельствуют о термической стабильности лейцина в процессе модельного эксперимента.

Результаты проведенных исследований показывают, что в процессе термического созревания осадка аминокислоты липидов образуют структуры, которые могут участвовать в формировании нефтяных азотистых соединений. Одновременно часть этих кислот — наиболее термостабильных, сохраняется и обнаруживается в нефтях [7].

Литература

1. Гончаров И. В. Геохимия нефтей Западной Сибири. М: Недра, 1987. 180 с.
2. Baxby M., Patience K. D., Bartle R. L. The origin and diagenesis of sedimentary organic // Petroleum Geology, 1994. V. 17(2). P. 211—230.
3. Голушкова Е. Б., Сагаченко Т. А., Буркова В. Н. Азотистые соединения в липидах современных осадков (на примере оз. Утичь-3, Хакасия) // Химия в интересах устойчивого развития, 2004. Т. 12. Вып. 1. С. 33—38.
4. Шабарова Н. Т. Современные аналоги нефтеносных фаций. М., 1950. 269 с.
5. Анищенко Л. А., Шанина С. Н. Аминокислоты в природных углеродистых объектов // Успехи органической геохимии: Материалы конф. Новосибирск, 2010. С. 7—11.
6. Чешкова Т. В., Сагаченко Т. А. Азотистые соединения современного осадка континентального типа и их превращения в процессе термического созревания органического вещества // Успехи органической геохимии: Материалы конф. Новосибирск, 2010. С. 348—351.
7. Камьянов В. Ф., Аксенов В. С., Титов В. И. Гетероатомные компоненты нефтей. Новосибирск: Наука, 1983. 238 с.

ИЗВЕСТНЯКОВЫЙ ТИП РАЗРЕЗА ВЕРХНЕВИЗЕЙСКО-СЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА РЕКИ УНЬИ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

anshadrin@geo.komisc.ru

Проведенные ранее исследования геологического строения верхне-визейско-серпуховских отложений, распространенных в бассейне р. Уньи (левый приток р. Печора, Северный Урал), показали, что на этой территории можно выделить три типа разрезов: западный, центральный, восточный [2]. Так, если для западного типа разреза (интервал реки от руч. Первокаменный до Камня Говорливого) практически для всего разреза характерно присутствие доломитов и сильно доломитизированных детритовых известняков, то в центральной части бассейна (район устья р. Горелая) в отложениях михайловского возраста наблюдаются обломочные карбонаты и оолиты, а интенсивно доломитизированные детритовые и водорослевые карбонаты характерны для вышележащего разреза. На востоке же (район «Уньинской пещеры») развит исключительно известняковый тип разреза. Данный тип уникален, так как в отличие от двух предыдущих он не прослеживается на сопредельные территории. По всей видимости, аналогичные отложения на территории Колво-Вишерского края и бассейна Малой Печоры не обнажены или уничтожены в результате Уральского орогенеза. В этом отношении разрез «Уньинской пещеры» является ключевым для восстановления истории палеогеографического развития Верхней Печоры.

Стратиграфическое расчленение разреза «Уньинской пещеры» было проведено Н. В. Калашниковым [1]. Согласно его данным здесь можно наблюдать отложения верхней части михайловского и веневского горизонтов визейского яруса, тарусско-стешевского и протвинского горизонтов серпуховского яруса нижнего карбона. По нашим данным, общая мощность разреза вместе с перерывами составляет 210 м. Известняки михайловского, веневского и нижней части тарусско-стешевского горизонтов визуально имеют сходный внешний облик: преобладание темно-серых большей частью детритовых известняков с большим или меньшим количеством створок брахиопод, крупных фрагментов и колоний кораллов, члеников криноидей и, реже, гастропод. Выше по разрезу крупные фаунистические остатки встречаются гораздо в меньшей степени. В тоже время, микроскопическое исследование известняков выявили среди них значительное литологическое разнообразие.

Так в разрезе михайловского горизонта установлено, что нижняя часть (11 м) видимого разреза представлена несортированными дет-

ритовыми известняками с окатанным детритом и известняковыми песчаниками, переходящими вверх по разрезу в водорослево-шламово-детритовый известняк. Интересно, что в последнем наблюдаются мелкие включения битума. Мощность видимой части горизонта составляет 15.1 м. Породы михайловского и венецкого возраста разделены не обнаженным участком мощностью 3 м.

В отложениях венецкого возраста большое количество крупных органических остатков кроме темно-серых известняков с различными детритовыми структурами содержится и в прослоях пелитоморфных пород. Кроме того, в нижней половине разреза данного горизонта отмечается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная взаиморасположением макро- и/или микрофауны. Снизу вверх по разрезу здесь выделяются следующие литотипы известняков: микрокомковато-сгустковые с редким детритом; тонкослоистые микрокомковато-сгустковые; тонкослоистые шламовые известняки; массивные детритовые и шламово-детритовые разности со следами микробиального обрастания органогенно-обломочного материала. Мощность отложений венецкого горизонта с учетом перерывов составляет 40.8 м. Граница венецкого и тарусско-стешевского горизонтов приходится на не обнаженный участок мощностью 34 м.

Как уже отмечалось, по наличию в породах крупных органических остатков тарусско-стешевские отложения можно разделить на две части. В нижней половине разреза этого горизонта прослоями наблюдается их большое количество, а в верхней — они отмечаются только в единичных случаях. Для известняков характерна тонкая слоистость: в нижней части разреза горизонтальная, а в верхней горизонтальная, косая, линзовидная и в одном случае градиционная. Почти во всех случаях слоистость подчеркивается взаиморасположением органогенно-обломочного материала. В литологическом плане нижняя часть разреза представлена преимущественно детритовыми известняками. Редко наблюдаются шламовые и водорослевые разности. В верхней половине преобладают водорослевые, микробиальные и комковато-сгустковые разности известняков. Здесь же отмечен прослой известняково-песчаника мощностью 0.2 м. По всему разрезу отмечаются микробиальные обрастания биокластового материала. Среди вторичных изменений можно отметить слабую доломитизацию (в единичном случае) и в верхней половине разреза наличие редких мелких кристалликов флюорита. На участках линзовидного переслаивания принимают участие пелитоморфные и биогермные или тонкослоистые детритовые и биогермные известняки. Кроме того, встречен прослой тонко-линзовидного переслаивания детритовых и глинистых известняков с обломками известняков гравелитовой размерности (мощность 0.4 м). С учетом перерывов в обнажении мощность выходов тарусско-стешев-

ских отложений составляет 124.6 м. От перекрывающих пород описанные отделены не обнаженным участком в 12 м.

Известняки протвинского горизонта представлены светло- и темно-серыми биогермными, детритовыми и реже пелитоморфными известняками. Часто наблюдаются текстуры тонкой горизонтальной, косой слоистости и линзовидного переслаивания пород. В середине разреза горизонта отмечается прослой (1 м) детритового известняка со слабой доломитизацией. В верхней половине встречаются обломочные разности. Согласно результатам микроскопических исследований в отложениях протвинского горизонта последовательно снизу вверх по разрезу выделяются микробиальные с редким детритом, шламово-спикуловые, пелитоморфные и шламово-мелкодетритовые известняки. Завершается разрез микробиальными и водорослевыми разностями известняков. Видимая мощность протвинского горизонта с учетом не обнаженных участков составляет 29.3 м.

Анализ фактического материала показывает, что визейско-серпуховские отложения разреза «Уньинская пещера» образованы в условиях открытого шельфа со свободной циркуляцией вод. Действительно, как раз для таких отложений характерно сочетание в составе пород большого количества крупных фаунистических остатков и шламово-мелкодетритового матрикса. Такая ситуация обусловлена наличием двух источников осадочного материала: 1) местная фауна брахиопод, кораллов, криноидей, гастропод, а также водоросли, планктон и микробионты; 2) шламовый и мелкодетритовый материал, поступавший с расположенных западнее более приподнятых участков Верхнепечорского палеобассейна [3]. Структурно-текстурные особенности известняков свидетельствуют об относительно мелководных условиях осадконакопления. Уровень дна, по всей видимости, находился в фотической зоне, но ниже уровня действия штормовых волн. В тоже время наличие известняковых песчаников, гравелитов, более крупного детрита в матриксе органогенно-обломочных известняков, а также присутствие микробиальных и водорослевых известняков фиксируют в рассматриваемом разрезе периоды регрессии.

Таким образом, мелководный карбонатный шельф в верхневизейско-серпуховское время от поднятий центральной области Верхнепечорского палеобассейна на широте р. Унья простирался на восток на значительные расстояния (десяtkи километров). Там господствовали спокойноводные условия с исключительно известняковым типом осадконакопления. Глубина бассейна была достаточно небольшой для развития богатых фито- и биоценозов, но глубокой для компенсации влияния колебаний уровня моря.

Работа выполнена в рамках программы ОНЗ-I РАН «Онтогенез осадочных бассейнов и формирование месторождений горючих ископаемых европейского севера России», № 09-Т-5-1028.

Литература

1. *Калашиников 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.
2. *Сандула А. Н., Шадрин А. Н.* Пограничные отложения платамовой и калейдовой формации в разрезе реки Уньи (Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 13-ой научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 176—180.
3. *Чочиа Н. Г.* Геологическое строение Колво-Вишерского края / Тр. ВНИГРИ, вып. 91. Л., 1955. 403 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ «САВАБЕЙСКИЙ» (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПАЙ-ХОЙ)

Р. И. Шайбеков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

shaybekov@geo.komisc.ru

Рудопроявление «Савабейское» открыто в 1976 г. при проведении поисковых маршрутов через интрузию «Сопча-Мыльк», когда в горизонте среднекристаллических кварцсодержащих габбро была выявлена сульфидная медно-никелевая минерализация шлирово-вкрапленного типа. Рудопроявление расположено на северо-восточном крыле сопчинской антиклинальной структуры в районе оз. Савабей-ты и приурочено к северо-восточному флангу сложнодислоцированного интрузивного тела, смятого вместе с вмещающими породами ордовика в мелкие изоклинальные складки, осложненные разнонаправленными разрывными нарушениями. Одним из нарушений типа сбросо-сдвига субширотного простирания, с падением плоскости сместителя на северо-восток под углом 60°, полностью срезано юго-западное крыло мелкой антиклинальной складки, осложняющей главную антиклиналь «Сопчамыльк». По плоскости нарушения приведены в соприкосновение горизонт среднекристаллических кварцсодержащих долеритов с роговиками и черными углисто-глинистыми сланцами хенгурской свиты нижнего-среднеордовика. Данное нарушение является оперяющим разлома субмеридионального простирания. Сложная тектоническая обстановка имеет большое значение в распределении рудного вещества на участках, где мелкие пликативные структуры осложняются разнонаправленными разрывными нарушениями¹.

Связанное с интрузией сульфидное медно-никелевое оруденение по своему минеральному составу, морфологии, приуроченности к определенному горизонту может быть подразделено на три типа: 1) *пентландит-халькопирит-пиротиновый шлирово-вкрапленный*, приуроченная к горизонту среднекристаллических меланократовых габбро такситовой структуры; 2) *пирит-халькопирит-пирротиновый вкрапленный и прожилко-вкрапленный* в виде линзовидных, довольно протяженных зон в одном из верхних горизонтов интрузии — в кварцевых крупнокристаллических долеритах и долерит-пегматитах.

¹ Жуков Ю. В., Заборин О. В., Маршанский И. И. и др. Геологическое строение территории листов R-41-103-В (в, г), Г (в, г); 104-В (в, г); 116-Г (а, б); 117-А (в, г), Б (в, г), В (а, б), Г (а, б); 118-В (а, б). (Отчет Нялпейской ГПСР по результатам геолого-съёмочных и поисковых работ м-ба 1:50000 за 1968—1970 гг.). Воркута, 1971. 298 с. Коми ТГФ.

В результате проведенных нами анализов химического состава минералов в лаборатории физических исследований ИЭМ РАН (г. Черноголовка; аналитик А. А. Муханова) с использованием сканирующего электронного микроскопа «Vega ©Tescan», кроме ранее уже установленных — пирротина, халькопирита, пентландита и пирита, выявлен целый ряд новых халькогенидов (рисунок):

Котульскит (рисунок, б, в) встречается в халькопирите, иногда ассоциирует с кварцем. Наблюдается в виде мелких удлиненных выделений размерами 5×10 мкм. Из примесей в нем присутствует медь и железо, характерно повышенное содержание висмута, что дает основание для выделения висмутовой разновидности котульскита. Исходя из того, что котульскит ассоциирует с кварцем, можно сделать вывод о том, что он сформирован в позднемагматическую стадию.

Алтаит (рисунок, г) представляет собой мелкие (1—3 мкм) изометричные, каплевидные выделения в основном в пирротине.

Ковелин (рисунок, д) встречается редко в виде прожилок и выделений по трещинкам в халькопирите образованных в результате распада твердого раствора. Размер индивидов колеблется от 1—5 до 5—20 мкм.

Галенит (рисунок, г, е) представляет собой либо каплевидные выделения на границе между халькопиритом и сфалеритом, либо в виде удлиненных включений размером 1—3 мкм в халькопирите.

Гессит (рисунок, г, е) представляет собой изометричные выделения размером до 1—2 мкм на границах зерен сфалерита или в ассоциации с теллуридом висмута (цумоитом?).

Спериллит (рисунок, ж) — наиболее позднее образование. Представляет собой угловатые ксеноморфные включения размером до 1—2 мкм в халькопирите, находится среди породообразующих минералов и на границе сульфидов и силикатов, что указывает на его позднюю кристаллизацию.

Платино-палладиевый теллурид (рисунок, д, з, и, к) встречается в виде угловатых, ксеноморфных, удлиненных выделений с округлыми границами на границе халькопирита с пироксеном, как включения в зернах плагиоклазов, в сростании с халькопиритом. Размеры выделений этого теллурида варьируется от 0.1×5 до 7×10 мкм.

Барит (рисунок, л) образует вытянутые агрегаты, приуроченные к трещинам и граням скоплений пирротина. Размер таких агрегатов составляет $(1-2) \times (20-100)$ мкм. Содержания барита, как правило, не превышает первых процентов. Обнаружение барита, впервые позволило объяснить причину обогащения сульфидных руд барием.

Самородный вольфрам (рисунок, ж) очень редко встречающийся минерал. В исследуемом объекте он, как правило, находится среди породообразующих минералов в виде ксеноморфных включений размерами до 1—2 мкм.

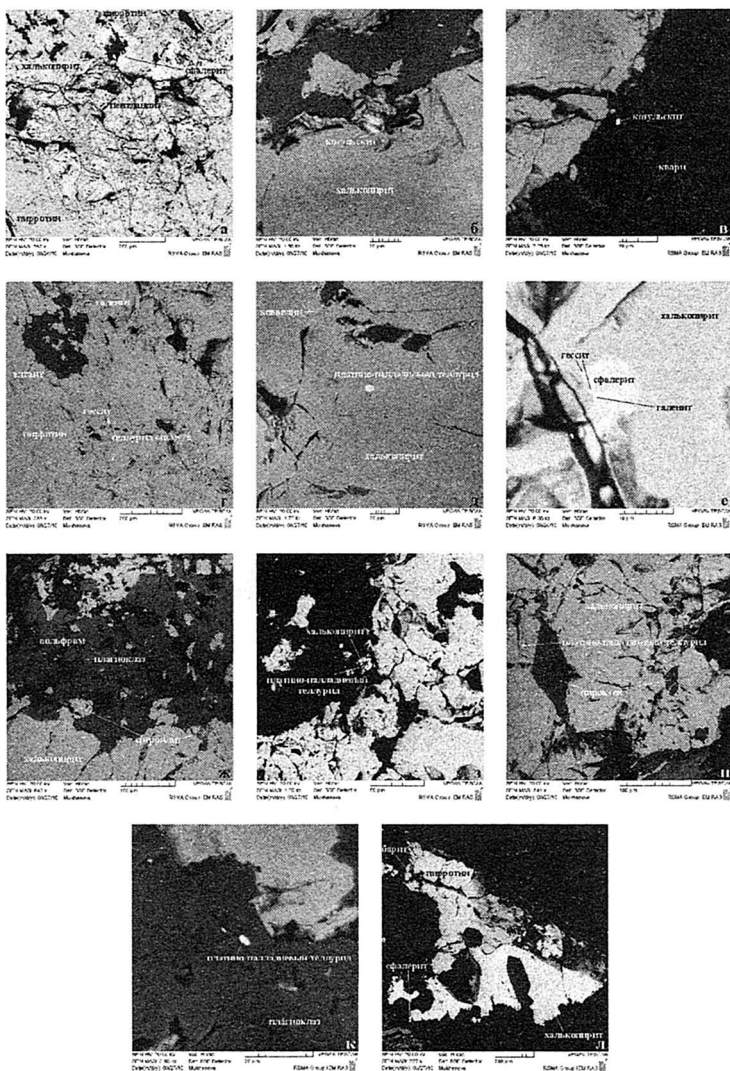


Рисунок 1. Сульфидная минерализация в габбро-долеритах участка «Савабейский»:

а — рудообразующие сульфиды; б — котульскит в ассоциации с халькопиритом; в — котульскит в кварцевой прожилке; г — теллуриды в ассоциации с галенимом в пирротине; д — прожилки ковеллина и платино-палладиевый теллурид в халькопирите; е — галенит и гессит на границе халькопирита и сфалерита; ж — сперрит и самородный вольфрам в халькопирите и плагиоклазе; з — платино-палладиевый теллурид в ассоциации с халькопиритом и платино-палладиевый теллурид на границах пироксена и халькопирита; к — платино-палладиевый теллурид в плагиоклазе; л — прожилки барита в пирротине

Результаты изучения сульфидной минерализации в габбро-долеритах рудопроявления «Савабейского» позволяют сделать следующее заключение:

Платино-палладиевые минералы большей частью кристаллизовались в связи с магматическими сульфидами, реже — в основной массе породообразующих силикатов. На участке «Савабейский» они в основном отмечены в виде обособленных микроразмерных минеральных фаз. Образование обособленных форм платиноидных и золото-серебряных минералов, а также теллуридов, селенидов, висмутинов с признаками замещений сульфидов могут являться так же результатом флюидно-гидротермального преобразования магматогенных руд, сопровождающаяся перераспределением благородных металлов.

По ряду признаков, ранние сульфиды на участке «Савабейский» кристаллизовались при температурах порядка 400—500 °С, на что указывает характер взаимоотношений пирротина, халькопирита, пентландита и сфалерита.

Вероятнее всего, образование рудных минералов рудопроявления «Савабейский» происходило в следующей последовательности: титано-магнетит → (магнетит + ильменит) → пирротин → (пентландит + халькопирит) → (пирит + ильменит + магнетит + гематит + галенит) → (платиноиды + теллуриды + селениды + висмотеллуриды).

Работа выполнена при поддержке грантов НШ-7198.2010.5 и программы РАН № 23.

ГАББРОИДЫ ПОДОШВЫ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА ПО РУЧЬЮ СРЕДНИЙ КЕЧПЕЛЬ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. С. Шуйский¹, К. В. Куликова²

¹СыктГУ, ²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

kulikova@geo.komisc.ru

Главный Уральский разлом (ГУР) является границей западных палеоконтинентальных и восточных палеоокеанических зон Урала. На всем огромном протяжении Полярного Урала эта граница сопровождается выходами офиолитовых аллохтонов, самым крупным из которых является протяженный Войкарский аллохтон, который сложен породами Войкаро-Сынинского массива [1, 3—6].

По современным представлениям нижней частью Войкаро-Сынинского аллохтонного массива являются породы райизско-войкарского дунит-гарцбургитового комплекса. Породы же кэршорского пироксенит-габбрового комплекса широко распространены на востоке Войкарского аллохтона, а на западе аллохтона (в частности, по р. Малая Лагорта) они обнажаются лишь избирательно. Развита к западу от Войкаро-Сынинского аллохтонного массива докембрийская метаморфизованная толща (хараматалоуская серия) слагает собственный покров, но не является частью офиолитовой ассоциации.

По ручью средний Кечпель в подошве ГУР наблюдается небольшая зона тектонического меланжа, где в катаклазит-милонитовом матриксе сгружены блоки габброидов размером от первых до десятков метров. Сам матрикс меланжа развивался за счет как метаморфитов хараматалоуской серии, так и надвинутых на них пород Войкарского аллохтона. Блоки в меланже могут быть сложены как габброидами кэршорского комплекса из офиолитового Войкарского аллохтона, так и габброидами кыквомшорского комплекса из верхнерифеской хараматалоусской серии.

По петрографическим особенностям габброиды из блоков тектонического меланжа можно разделить на две группы. Одна по структурным особенностям — преобладанию габбровой и порфириовидной среднекрупнозернистой структуры, сопоставима с габброидами кэршорского комплекса, вторая имеет более гипабиссальный облик — офитовую и габброофитовую мелкозернистую структуру, что сближает ее с габбро-долеритами кыквомшорского комплекса.

Для петрохимической характеристики были взяты составы габброидов из блоков в зоне ГУР, а также составы габброидов кэршорского комплекса (O_3kl) из восточной части Войкарского аллохтона и габброидов кыквомшорского комплекса (R_3kk) из выступа Хараматалоу.

Согласно петрохимической классификации породы кэршорского, кыквомшорского комплекса и слагающие крупные обломки в тектоническом меланже в подошве ГУР по ручью Средний Кечпель и его притоком являются представителями основных (содержание SiO_2 от 41.9 до 51.93 мас. %) и средних ($\text{SiO}_2 = 53.42$ мас. %) пород и принадлежат семействам габброидов и габбродиоритов.

Габброиды из блоков в подошве зоны ГУР (SiO_2 от 44.26 до 53.42 мас. %, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ от 1.1 до 3.19 мас. %). Они относятся к нормальному петрохимическому ряду, являются натриевыми и калиево-натриевыми по типу щелочности с низким содержанием калия, низко- и умеренно-глиноземистыми ($\text{al}^+ = 0.63 - 1.17$), умеренно-низкотитанистыми ($\text{TiO}_2 = 0.22 - 1.09$ мас. %) разновидностями.

Габброиды кэршорского комплекса ($\text{O}_3\text{кль}$) (SiO_2 от 41.1 до 49.7 мас. %, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ от 0.13 до 2.4 мас. %), относятся к нормальному петрохимическому ряду, являются натриевыми породами с низким содержанием калия, являются низко и высокоглиноземистыми ($\text{al}^+ = 0.3 - 2.39$), умеренно-низкотитанистыми ($\text{TiO}_2 = 0.035 - 0.13$ мас. %).

Габброиды кыквомшорского комплекса (R_3kk) (SiO_2 от 48.74 до 50.67 мас. %, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 2.44 до 4.01 мас. %) относятся к нормальному петрохимическому ряду и являются калиево-натриевыми по типу щелочности с низким содержанием калия, умеренно-глиноземистыми ($\text{al}^+ = 0.79 - 0.98$), умеренно-высокотитанистыми ($\text{TiO}_2 = 0.83 - 1.7$ мас. %) разновидностями.

На вариационных диаграммах Харкера видно, что фигуративные точки составов габброидов кэршорского комплекса и частично габброидов из блоков в подошве зоны ГУР, образуют единую серию, и так же фигуративные точки составов габброидов кыквомшорского комплекса и другая часть габброидов из блоков в подошве зоны ГУР тоже образуют единую серию (рис. 1). В кэршорском ряду с уменьшением магнезиальности ($\# \text{Mg}$) увеличиваются концентрация $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, FeO^* , TiO_2 , SiO_2 , а уменьшается концентрация CaO , Al_2O_3 . В кыквомшорском ряду с уменьшением магнезиальности увеличивается $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, FeO^* , Al_2O_3 , SiO_2 , а TiO_2 , CaO уменьшается.

Анализ распределения химических элементов позволяет сделать следующие выводы. Составы габброидов из блоков в тектоническом меланже подошвы ГУР разделяются на две дискретные группы. Составы первой группы являются более магнезиальными и высококальциевыми, но при этом низкотитанистыми разностями (рис. 2; рис. 3), они сопоставляются по химизму с габброидами кэршорского комплекса. Составы второй группы, более железистой и высокотитанистой, можно соотнести с составами пород кыквомшорской комплекса

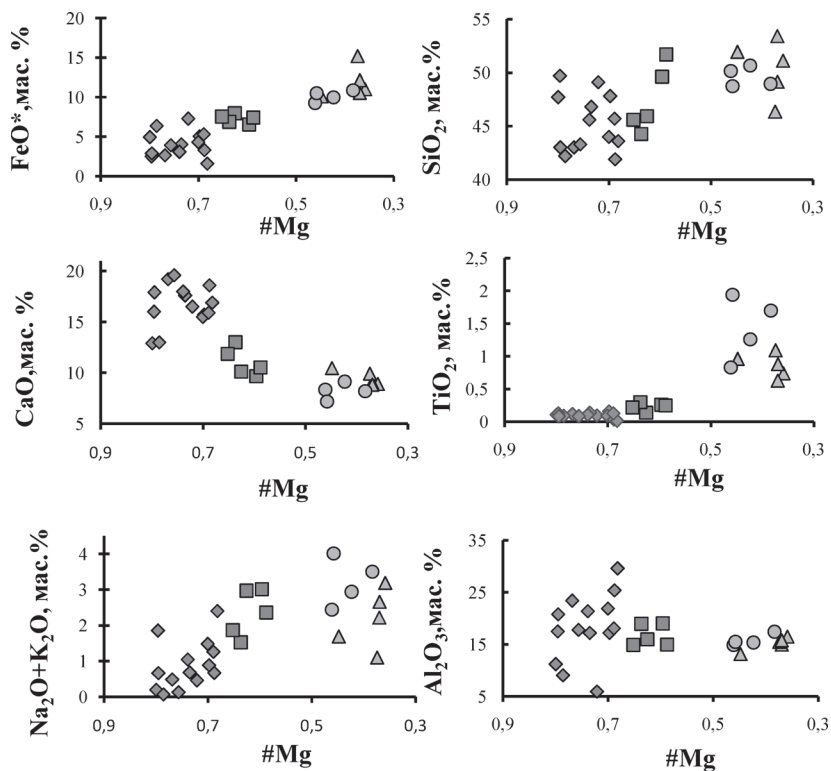


Рис. 1. Диаграмма Харкера для габброидов подошвы зоны ГУР, габброидов кэршорского (O_3kl) и кыквомшорского (R_3kk) комплекса. Условные обозначения: Δ , $\square$ — габброиды подошвы зоны ГУР, $\diamond$ — габброиды кэршорского комплекса; $\circ$ — габброиды кыквомшорского комплекса

(рис. 2; рис. 3). Геодинамическую обстановку формирования пород первой группы можно определить как океаническую, а вторую группу как континентальную (рис. 4).

Таким образом петрографические и петрохимические особенности изученных габброидов из блоков в тектоническом меланже подошвы ГУР свидетельствует о том, что часть из них является породами кэршорского комплекса офиолитовой ассоциации а другая часть — породами позднерифейского кыквомшорского комплекса.

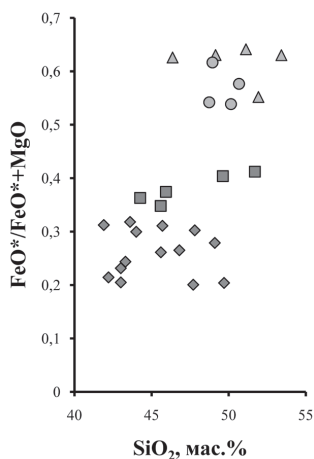


Рис. 2. Диаграмма зависимости отношения $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ от содержания SiO_2 в габброидах подошвы зоны ГУР, в габброидах кэршорского ($\text{O}_3\text{кл}$) и кыквомшорского (R_3kk) комплекса. Условные обозначения на рис. 1

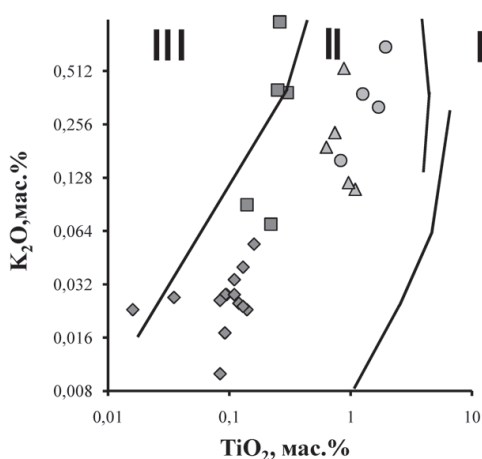


Рис. 3. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2$ по Лутцу [2] для габброидов подошвы зоны ГУР, габброидов кэршорского ($\text{O}_3\text{кл}$) и кыквомшорского (R_3kk) комплекса. Тренды: I — океанический, II — континентальных рифтов, III — островодужный. Условные обозначения на рис. 1.

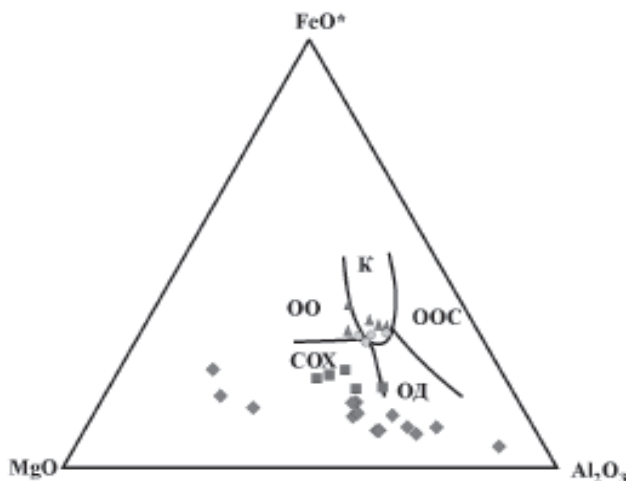


Рис. 4. Диаграмма $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ для определения геодинамической обстановки формирования пород по Дж. Пирсу [7]. для габброидов подошвы зоны ГУР, габброидов кэршорского ($\text{O}_3\text{кл}$) и кыквомшорского (R_3kk) комплекса. Сокращения: К — континентальных рифтов и траппов, ОО — океанических островов, СОХ — срединно-океанических хребтов, ОД — островных дуг, ООС — океанических островов. Условные обозначения на рис. 1.

Литература

1. Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов // Докл. АН СССР, 1974б. Т. 216. № 6. С. 1383—1386.
2. Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.
3. Пейве А. В. Офиолиты и земная кора // Природа, 1974. № 2. С. 5—13.
4. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 218 с.
5. Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. 223 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 132).
6. Савельев А. А., Савельев Г. Н. Петрология и хромитоносность гипербазитов Войкаро-Сынинского массива / Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1974. 22 с.
7. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol., 1984. V. 25. P. 956—983.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОБОГАТИМОСТИ АНАЛЬЦИМСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ТИМАНА

Д. А. Шушков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

dashushkov@geo.komisc.ru

Анальцимсодержащие породы различного возраста (от девона до перми включительно) широко распространены на Тимане и Притиманье. Во второй половине прошлого века в Республике Коми была выделена Тиманская цеолитоносная провинция площадью около 150 000 км² [1]. Одним из сдерживающих факторов расширения областей использования данного сырья является неравномерное и (или) низкое содержание анальцима в породе (1—30 %). В то время как для использования в промышленности содержание цеолитов в породе должно быть не менее 75 %. Проведено исследование анальцимсодержащих пород на обогатимость с целью использования данного сырья в различных областях хозяйственной деятельности.

Анализ минерального состава показал, что породы характеризуются высоким содержанием глинистой составляющей (50—70 %), которые пропитаны оксидами и гидроксидами железа. Также присутствуют кварц (10—30 %), анальцим (1—30 %), полевые шпаты (2—10 %), карбонаты (2—5 %).

В породе анальцим встречаются в виде изометричных кристаллов, микрооолитовых стяжений, микрожеодных агрегатов или криптокристаллического цемента. Часто встречается сочетание всех форм выделений одновременно. Скопления кристаллов анальцима отмечаются практически во всех изученных породах (аргиллитах, алевролитах, мергелях). Анальцимовые агрегаты инкрустируют округлые и овальные полости, а также выполняют микротрещины в породах. Четко прослеживаются разные стадии заполнения анальцимом пустот. Как правило, анальцимовый агрегат имеет разную структуру. Отмечаются как тонкокристаллические (размер кристаллов менее 0.01 мм), так и среднекристаллические агрегаты (размер кристаллов около 0.5 мм). По внешнему контуру практически всегда развивается интенсивно измененный глинисто-кремнистый материал.

Эффективное обогащение может быть достигнуто лишь при освобождении анальцима от сростаний с глинистыми минералами. Однако раскрываемость агрегатов анальцима затрудняется их сростанием с глинистыми минералами, а также изрезанными или зазубренными границами сростания. Максимальное содержание свободных зерен анальцима (88 %) отмечается в материале крупностью $-0.1+0.05$ мм.

Однако, даже в таком мелком материале не происходит полного раскрытия анальцима.

На основании изученных плотностных и магнитных свойств анальцима и слагающих минералов спрогнозировано, что: 1) гравитационное обогащение будет недостаточно эффективным из-за малого различия плотности анальцима и глинистых минералов, 2) выделение анальцимового концентрата возможно с использованием магнитной сепарации вследствие имеющихся различий в магнитной восприимчивости анальцима и других минералов.

В качестве эксперимента нами были опробованы как магнитная сепарация, так и гравитационное обогащение.

Гравитационное обогащение анальцимсодержащих пород проводилось с помощью винтового сепаратора (ВС-300) и разделения в тяжелых жидкостях (смесь бромформа со спиртом). Обогащение с помощью винтового сепаратора дало низкие результаты, поэтому в дальнейшем было изучено тяжелосредное обогащение, при котором удалось достичь более четкого разделения минералов. Обогащение проводилось в тяжелой жидкости с плотностью 2250 и 2300 кг/м³. Исходное содержание анальцима в породе 20 %, крупность $-0.25+0.1$ мм. Был получен концентрат с содержанием анальцима 52—55 % при извлечении 45—53 %, выходе 22—28 %. Как и предполагалось ранее концентрат содержит значительное количество глинистых минералов.

Магнитная сепарация анальцимсодержащих пород проводилась сухим способом на сепараторе СИМ-1. Исходное содержание анальцима в породе 16 %, крупность $-0.16+0.1$ мм. В результате получен концентрат с содержанием анальцима 58—62 % при извлечении около 30 %, выходе 6 %. Анализ продуктов обогащения показал, что магнитная сепарация оказалась недостаточно эффективной вследствие того, что концентрат содержит сростки анальцима с глинистыми минералами. Кроме того, часть агрегатов анальцима переходит в магнитную фракцию в сростках с глинистыми минералами.

Поэтому для разделения сростков была предложена предварительная ультразвуковая обработка анальцимсодержащих пород.

Ультразвуковая обработка проводилась на диспергаторе УЗДН-2Т. Крупность породы $-0.5+0.25$ мм, содержание анальцима 18 %. После ультразвуковой обработки анальцимсодержащая порода исследовалась на обогатимость с помощью магнитной сепарации (СИМ-1). Был получен концентрат с содержанием анальцима ~ 95 % при извлечении около 83 %, выходе 15 %.

Таким образом, ультразвуковая обработка, воздействуя на границы сростания анальцима и глинистых минералов, является эффективным способом раскрытия сростков и получения свободных

агрегатов аналцима. Поэтому перед обогащением аналцимсодержащих пород целесообразно использовать операцию ультразвуковой обработки.

В результате проведенных исследований предложена следующая технологическая схема обогащения (рисунок): исходная порода подвергается дроблению и классификации (выделяют класс крупности — 0.5+0.25 мм); далее ее подвергают ультразвуковой обработке, производят декантацию водной суспензии; затем из осадка выделяют аналцимовый концентрат с помощью магнитной сепарации.



Технологическая схема обогащения аналцимсодержащих пород Тимана
(на примере Веслянской группы проявлений)

Литература

1. *Осташенко Б. А.* Проблема цеолитов Тимана. Сыктывкар, 1984. 20 с. (Научные рекомендации — народному хозяйству. Вып. 49).

БРАХИОПОДЫ СРЕДНЕГО ДЕВОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА (РУЧ. МАТЯШОР)

И. С. Подорова
КГПИ, Сыктывкар
podorenok@mail.ru

Данная работа посвящена изучению фауны брахиопод из отложений среднего отдела девонской системы, вскрытых (обн. 23—26; рис. 1) на Приполярном Урале ручьем Матяшор, правым притоком р. Большая Надота. Разрез хорошо обнажен и потому имеет важное значение для детального расчленения рассматриваемого стратиграфического интервала. Брахиоподы, вместе с табулятами и ругозами, являются наиболее представительной и многочисленной группой органических остатков, встречаемых здесь и способных обеспечить расчленение данных отложений и корреляцию их с другими разрезами.

Материалом для работы послужила коллекция, собранная в 2003 г. на р. Бол. Надота и руч. Матяшор отрядом Д. Б. Соболева, а также были использованы материалы В. С. Цыганко за 1970 г. и В. С. Цыганко и В. Ю. Лукина, собранные в 1996 г. Изучение и определение брахиопод проводилось при консультациях В. С. Цыганко с использованием монографических описаний этой группы из других районов Урала.

Известняки изученного разреза подстилаются мощной толщей глинистых сланцев с линзами и прослоями алевролитов, песчаников и известняков, относимой к надотамыльской свите, которая по содержащимся в известняках палеонтологическим остаткам свита принадлежит эмскому ярусу нижнего отдела девона. Разрез руч. Матяшор (рис. 2) представлен преимущественно карбонатными отложениями эйфельского и живетского ярусов. М. Е. Раабен [1] отнесла эти отложения к мятяшорской свите. Выходы известняков описываемого разреза наблюдаются по обоим берегам среднего течения руч. Матяшор. Их мощность около 160 м. Перекрывается мятяшорская свита также карбонатными породами: известняками, доломитовыми известняками и доломитами, среди которых широко распространены органогенно-сгустковые, строматопорово-водорослевые и онколитовые разности.

Разрез свиты сложен преимущественно известняками, их характеристика и сочетание с прослоями других пород, играющих подчиненную роль, позволила наметить расчленение всего разреза на три крупные пачки.

В целом комплекс брахиопод из I и II пачек указывает на эйфельский возраст вмещающих пород.

Нижняя пачка сложена преимущественно тонкоплитчатыми детритовыми известняками, заключающими тонкие прослои черных гли-

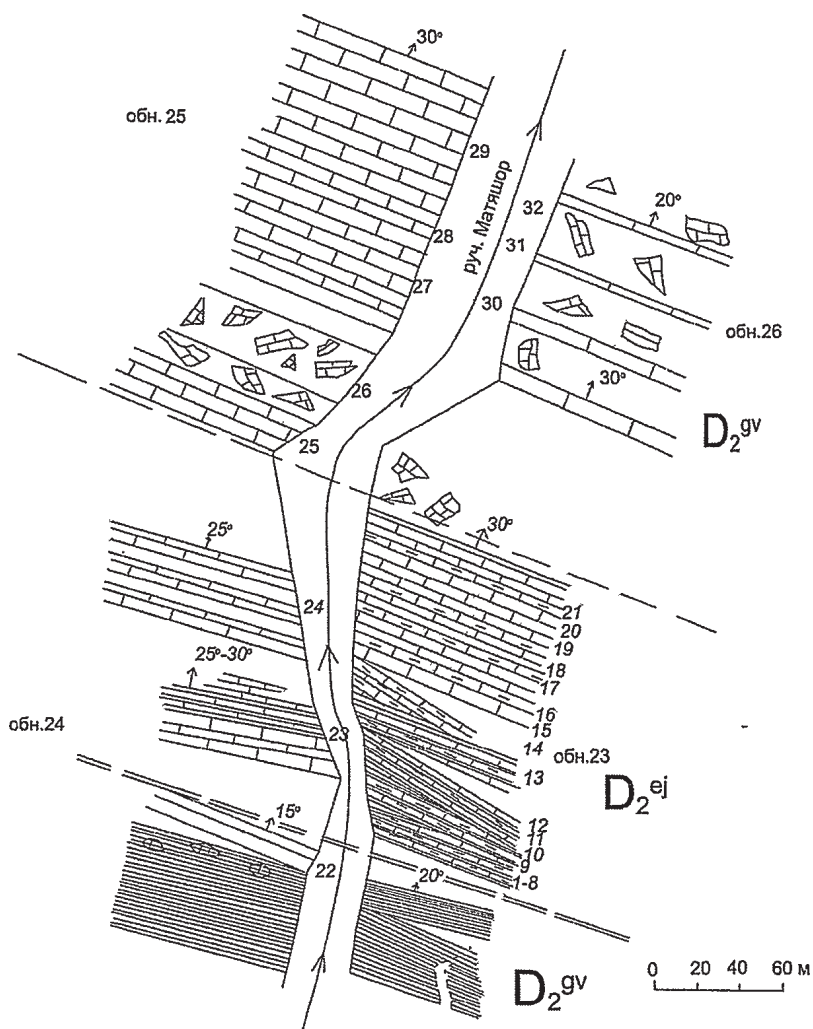


Рис. 1. Схемы выходов отложений среднего девона руч. Матяшор.
Приполярный Урал

нистых сланцев, в большинстве случаев известковистых (обн. 23, 24). Отмечаются также редкие субсферические эллипсоидальные биогермно-водорослевые образования диаметром до 0.5 м. Известняки пачки включают многочисленные остатки брахиопод, а также кораллов табулят и ругоз. Большинство встреченных в пачке брахиопод указывают на эйфельский возраст пород. Характерными только для этой пачки являются виды *Variatrypa cf. elegantula uralica* и *Cyrtinaella simplex*. Мощность пачки 38 м.

Средняя пачка частично унаследовала основные признаки нижней — тонкоплитчатость пластов известняков, но прослой глинистых сланцев в них более редки. Только в данной пачке встречаются виды *Gypidula (Levigatella) nadotica*, *Glosshypothyridina procuboides*, *Peratos pella*, *Atriparia ? nota* и *Spinatrypa (Isospinatrypa) subspinoso*. Мощность пачки 38 м.

Верхняя пачка представлена серыми плотными известняками. В ней, несмотря на обилие в породах обломков кораллов и раковинной фауны, прежде всего брахиопод, целые остатки встречаются редко и представлены в основном крупнораковинными формами: *Stringocephalus burtini* Defr., *Uncites aff. gryphus* Schloth. и *Chascothyris tschernischevi* Holz. Мощность пачки 85 м.

Отложения близкие по составу пород и набору органических остатков описаны по р. Ю. Лангур в коллективной работе [2]. Там также выделено три пачки. По данным указанных авторов фауна II пачки разделена на три группы из которых, к первой группе относятся виды, пользующиеся сравнительно широким распространением в эйфельском ярусе среднего девона. Ко второй группе — виды, известные из живетских отложений Зап. Европы, Урала, Кузбасса и др. регионов. К третьей группе — виды, появляющиеся в среднем девоне и переходящие в верхний девон.

Сравнение фауны брахиопод из разрезов руч. Матяшор и р. Ю. Лангур показало, что общие виды — *Uncites gryphus*, *Stringocephalus burtini*, *Atrypa zonata*, встречаются в III пачке руч. Матяшор и во II пачке р. Ю. Лангур, которая относится к верхней части живетского яруса. Это позволяет уверенно коррелировать разрезы друг с другом и проводить границы между эйфельским и живетским ярусами в разрезе руч. Матяшор.

Литература

1. Раабен М. Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 132 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 35).
2. Кишечнополостные и брахиоподы живетских отложений Урала / ред. А. Н. Ходаевич. М.: Недра, 1972. 264 с.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

ВСЕГЕИ — Всероссийский научно-исследовательский геологический институт

ГИ УрО РАН — Горный институт Уральского отделения Российской академии наук

ГУП РК ТП НИЦ — государственное унитарное предприятие Республики Коми «Тимано-Печорский научно-исследовательский центр»

ДВГИ ДВО РАН — Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук

ИГЕМ РАН — Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук

ИГиГ УрО РАН — Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук

ИГ КарНЦ РАН — Институт геологии Карельского научного центра Российской академии наук

ИГ УрО РАН — Институт геофизики Уральского отделения Российской академии наук

ИГД УрО РАН — Институт горного дела Уральского отделения Российской академии наук

ИГ Коми НЦ УрО РАН — Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук

ИПНГ СО РАН — Институт проблем нефти и газа Сибирского отделения Российской академии наук

ИСЭиЭПС Коми НЦ УрО РАН — Институт социально-экономических и энергетических проблем Севера Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук

ИФВД РАН — Институт физики высоких давлений Российской академии наук

ИХ Коми НЦ УрО РАН — Институт химии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук

ИХН СО РАН — Институт химии нефти Сибирского отделения Российской академии наук

ИЭМ РАН — Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук

КГПИ — Коми государственный педагогический институт

КФУ — Казанский (Приволжский) федеральный университет

МГУ — Московский государственный университет

ПГУ — Пермский государственный университет

ПГТУ — Пермский государственный технический университет

СПбГГИ (ТУ) — Санкт-Петербургский государственный горный институт (Технический университет)

СПбГУ — Санкт-Петербургский государственный университет

СыктГУ — Сыктывкарский государственный университет

УГТУ — Ухтинский государственный технический университет

ЯрГУ — Ярославский государственный университет

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Андреева А. В.	3	Лотина А. А.	101
Астахова И. С.	6	Львов С. В.	13
Безинов Л. В.	9	Макеев А. Б.	104
Бурдельная Н. С.	13, 15	Макеев Б. А.	104
Бутырин П. Г.	18	Марченко-Вагапова Т. И.	26
Бушнев Д. А.	13, 15	Матвеев В. А.	107
Власов И. Д.	21	Машин Д. О.	39, 138
Гоголев М. А.	23	Мингалев А. Н.	110
Головко А. К.	34	Мироненко Е. А.	113
Голубева Ю. В.	26	Могутов А. С.	117
Гракова О. В.	31	Моргунова А. А.	120
Гринько А. А.	34	Панфилов А. В.	123
Груздев Д. А.	39	Перевозчиков Д. Ю.	126
Даньщикова И. И.	39	Перчук А. Л.	120
Егорова С. В.	42	Петрова М. Н.	131
Елфимов П. С.	46	Петровский В. А.	167
Ендальцева И. А.	53	Подорова И. С.	218
Ефимов А. А.	57	Пономаренко Е. С.	134
Жариков С. Н.	61	Попов И. В.	39, 138
Заварина М. П.	64	Преображенский К. Е.	85
Исаенко С. И.	67, 110	Процько О. С.	21, 144
Истомина Е. И.	70	Разманова О. Ф.	77
Канева Н. А.	73	Румянцева И. И.	149
Кириллова В. В.	77	Сандула А. Н.	202
Ковальчук Н. С.	83	Светов С. А.	23
Кондакова Г. В.	85	Силантьев В. В.	192
Котик И. С.	88	Соболева А. А.	46
Кочнева О. Е.	57	Соколова Л. В.	152
Кряжева И. В.	92	Старцева Н. В.	154
Кузнецова Е. А.	95	Статова С. А.	157
Кузнецова С. Ю.	98	Суворова Н. С.	159
Кулешов В. Е.	117	Сухановская С. В.	164
Куликова К. В.	171, 178, 210	Сухарев А. Е.	167
		Сычев С. Н.	171
		Тетерина Т. И.	175
		Турков К. А.	178

Устюгова К. С.	181	Чешкова Т. В.	199
Утова А. Ю.	185	Шадрин А. Н.	202
Филиппов В. Н.	104	Шайбеков Р. И.	206
Филоненко В. П.	167	Шанина С. Н.	199
Хазов А. Ф.	189	Шеболкин Д. Н.	39
Хасанова М. Н.	192	Штейников К. А.	39
Хозяинова Т. В.	196	Шуйский А. С.	210
		Шушков Д. А.	215

СОДЕРЖАНИЕ

Модификация безобжиговых материалов и изделий из глинистого сырья строительного назначения в условиях холодного климата <i>А. В. Андреева</i>	3
Особенности крупнокристаллического апатита из пород Тимано-Североуральского региона <i>И. С. Астахова</i>	6
Ильменит покьюской свиты Вымского выступа Тимана <i>Л. В. Безинов</i>	9
Геохимия юрских сланценосных отложений р. Айювы (Россия) <i>Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев, С. В. Лыуров</i>	13
Изменение структуры керогена после гидротермального воздействия на органическое вещество осадочных пород <i>Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев</i>	15
Технические вопросы микроклиматического мониторинга Кунгурской ледяной пещеры <i>П. Г. Бутырин</i>	18
Петрографические исследования горючих сланцев до и после водного пиролиза <i>И. Д. Власов, О. С. Процько</i>	21
Ксенолиты мезоархейских адакитов Игнольской палеовулканической постройки: петрография и геохимия <i>М. А. Гоголев, С. А. Светов</i>	23
Палинологическая характеристика позднеледниковых отложений в разрезе Биостанция, средняя Вычегда <i>Ю. В. Голубева, Т. И. Марченко-Вагапова</i>	26
Сравнительный анализ алмазопроявлений на Среднем и Южном Тимане <i>О. В. Гракова</i>	31
Фракционирование и термолиз асфальтенов усинской нефти <i>А. А. Гринько, А. К. Головки</i>	34
Кварцевые жилы Манитаньрдского района Полярного Урала <i>Д. А. Груздев, И. И. Даныщикова, Д. О. Машин, И. В. Попов, Д. Н. Шеболкин, К. А. Штейников</i>	39
Минералогия и геохимия мафических даек района оз. Тулос, Карельский кратон <i>С. В. Егорова</i>	42
Пикрит-долеритовые тела Патокского района (Приполярный Урал) <i>П. С. Елфимов, А. А. Соболева</i>	46
Оценка зависимости продуктивности добывающих скважин от распределения параметров неоднородности в пределах башкирского пласта Сибирского месторождения Соликамской депрессии	

<i>И. А. Ендальцева</i>	53
Фациальные особенности и коллекторские свойства башкирских отложений Сибирского месторождения Соликамской депрессии	
<i>А. А. Ефимов, О. Е. Кочнева</i>	57
Обуримости и взрываемости горных пород на карьерах	
<i>С. Н. Жариков</i>	61
Методика формирования предварительного плана лицензирования	
<i>М. П. Заварина</i>	64
Низкочастотный сдвиг G-полосы спектров комбинационного рассеяния цейлонского графита	
<i>С. И. Исаенко</i>	67
Силицирование карбидов и оксикарбидов титана парами SiO	
<i>Е. И. Истомина</i>	70
Эволюция взглядов на стратиграфию фаменских отложений Тимано-Североуральского региона	
<i>Н. А. Канева</i>	73
Статистические характеристики размещения геологических объектов в многомерном пространстве	
<i>В. В. Кириллова, О. Ф. Разманова</i>	77
Новые данные о геохимии редкоземельной минерализации карбонатитов массива р. Косью (Тиман)	
<i>Н. С. Ковальчук</i>	83
Изучение свойств бактериального штамма П-7, выделенного из высокоминерализованных подземных вод	
<i>Г. В. Кондакова, К. Е. Преображенский</i>	85
Выраженность локальных нефтегазоносных структур в современном рельефе и на материалах дистанционных съемок (северо-восточный склон Южного Тимана)	
<i>И. С. Котик</i>	88
Позднечетвертичные мелкие млекопитающие из местонахождения Щугер 4 (Приполярный Урал)	
<i>И. В. Кряжева</i>	92
Геохимическая характеристика отложений Верхнепечорской впадины	
<i>Е. А. Кузнецова</i>	95
Перспективы нефтегазоносности северо-западной части Косью-Роговской впадины	
<i>С. Ю. Кузнецова</i>	98
Минералогия и типоморфные особенности золото-висмут-теллуровой минерализации в коренных источниках и россыпях Северо-Западного Сихотэ-Алиня	
<i>А. А. Лотина</i>	101
Типоморфизм титановых и ниобиевых минералов проявления Ичетью	

<i>Б. А. Макеев, А. Б. Макеев, В. Н. Филиппов</i>	104
Силурийские строматолиты поднятия Чернова	
<i>В. А. Матвеев</i>	107
Разнообразие форм выделения и спектроскопических особенностей углеродного вещества в карбонатитах Косьюского массива (Средний Тиман, Россия)	
<i>А. Н. Мингалева, С. И. Исаенко</i>	110
Отношения между нефтегазоперспективными и литолого-стратиграфичес- кими комплексами и основные закономерности распространения флюида и пород коллекторов в недрах Соликамской впадины	
<i>Е. А. Мироненко</i>	113
Возможность разработки технологии нечёткого моделирования для подсчё- та запасов углеводородов и оптимизации процесса моделирования	
<i>А. С. Мозутов, В. Е. Кулешов</i>	117
Петрологические особенности эклогитов Гридинского высокобарного комплекса (Беломорский подвижный пояс, Карелия)	
<i>А. А. Моргунова, А. Л. Перчук</i>	120
Разнообразие эклогитов Полярного Урала	
<i>А. В. Панфилов</i>	123
Геохимические особенности плагиоклазитовых жил Войкаро-Сынинского массива (Полярный Урал)	
<i>Д. Ю. Перевозчиков</i>	126
Особенности распределения хромитового оруденения в гипербазитах Погурейского блока райизско-войкарского комплекса Полярного Урала	
<i>М. Н. Петрова</i>	131
Парагенетические ассоциации пород, как отражение стадий экологической сукцессии в нижнепермских скелетных холмах Северного Урала	
<i>Е. С. Пономаренко</i>	134
Геофизические исследования на Чим-Лоптюгском месторождении горючих сланцев	
<i>И. В. Попов, Д. О. Машин</i>	138
Микрокомпоненты органического вещества и особенности их классификации	
<i>О. С. Процько</i>	144
Литохимическая характеристика нижневизейских отложений западного склона Северного Урала	
<i>И. И. Румянцева</i>	149
Конодонты <i>Oulodus</i> sp. 1 Melnikov из нижнего силура разреза р. Кожым (западный склон Приполярного Урала)	
<i>Л. В. Соколова</i>	152
Оценка состояния лесопромышленного комплекса региона (на примере Республики Коми)	
<i>Н. В. Старцева</i>	154

Характеристика верхнеюрского водоносного горизонта Чим-Лоптюжского месторождения горючих сланцев	
<i>С. А. Статова</i>	157
Карбонатные конкреции в пермских породах Неченского бурогоугольного месторождения (Косью-Роговская впадина)	
<i>Н. С. Суворова</i>	159
Пограничные франско-фаменские отложения на Южном Тимане	
<i>С. В. Сухановская</i>	164
Моделирование процесса синтеза алмазных микрополикристаллических агрегатов типа карбонадо	
<i>А. Е. Сухарев, В. А. Петровский, В. П. Филоненко</i>	167
Пластические деформации в зоне Главного Уральского разлома (р. Средний Кечпель)	
<i>С. Н. Сычев, К. В. Куликова</i>	171
Минералогические исследования сырьевого материала в производстве древней керамики бассейна р. Выгеды	
<i>Т. И. Тетерина</i>	175
Реконструкция первичного субстрата метаморфитов подошвы Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала	
<i>К. А. Турков, К. В. Куликова</i>	178
Петрография и петрохимия околорудных ореолов золотопроявления Верхненаяуское-2 (хр. Манитанырд, Полярный Урал)	
<i>К. С. Устюгова</i>	181
Литолого-геохимическая характеристика горючих сланцев Удорского района	
<i>А. Ю. Утова</i>	185
Аутигенная минерализация в техногенных отвалах Исовского прииска	
<i>А. Ф. Хазов</i>	189
Арагонитовые раковины неморских двустворчатых моллюсков рода <i>Palaeomutela</i> Amalitzky, 1891 из пермских отложений Печорского Приуралья	
<i>М. Н. Хасанова, В. В. Силантьев</i>	192
Предметно-ориентированный подход при проектировании и разработке систем поддержки принятия решений для предприятия нефтегазгеологического профиля	
<i>Т. В. Хозяинова</i>	196
Аминокислоты свободных липидов озерного осадка и их преобразование в процессе его термического созревания	
<i>Т. В. Чешкова, С. Н. Шанина</i>	199
Известняковый тип разреза верхневизейско-серпуховских отложений бассейна реки Уньи (Северный Урал)	
<i>А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула</i>	202

Новые данные о благороднометальной минерализации рудопроявления «Савабейский» (Центральный Пай-Хой)	
<i>Р. И. Шайбеков</i>	206
Габброиды подошвы зоны Главного Уральского разлома по ручью Средний Кечпель (Полярный Урал)	
<i>А. С. Шуйский, К. В. Куликова</i>	210
Исследование обогатимости анальцитсодержащих пород Тимана	
<i>Д. А. Шушков</i>	215
Брахиоподы среднего девона Приполярного Урала (руч. Матяшор)	
<i>И. С. Подорова</i>	218
Список принятых сокращений	223
Авторский указатель	224

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

Материалы 19-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Компьютерная верстка

Г. Н. Каблис

Оформление обложки

О. П. Велегжанинов

Компьютерный набор. Подписано в печать 2.12.2010.

Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная. Печать РИЗО.

Тираж 150

Усл. печ. л. 14,5

Заказ 799

Издательско-информационный отдел

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН.

167982, ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54.

geoprint@geo.komisc.ru