

Федеральное агентство научных организаций
Институт геологии
Коми научный центр
Уральское отделение РАН

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

ТОМ II

Региональная геология, тектоника, геодинамика
Петрология и геохронология
Стратиграфия, палеонтология
Седиментогенез и эволюция осадочных бассейнов
Минералогия

Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми
15—17 апреля 2014 г.

Сыктывкар



2014

УДК 55+553.042 (470.1)

Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. 384 с.

Сборник содержит доклады XVI Геологического съезда Республики Коми. Приводятся новые результаты исследований по основным проблемам геологии Европейского Северо-Востока России. Рассматриваются вопросы стратиграфии, палеонтологии и геохронологии, региональной геологии, петрологии и минералогии, а также эволюции осадочных бассейнов.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области геологии и смежных дисциплин.

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

Ответственный редактор
академик А. М. Асхабов

Редакторская группа:
*А. И. Антошкина, И. Н. Бурцев, Д. А. Бушнев, А. А. Иевлев,
И. В. Козырева, О. Б. Котова, Л. С. Кочева, С. К. Кузнецов,
К. В. Куликова, Д. В. Пономарев, А. М. Пыстин, В. А. Салдин,
В. С. Цыганко, В. С. Чупров, Т. Г. Шумилова*

Организаторы XVI Геологического съезда Республики Коми

Ш Глава Республики Коми

Ш Федеральное агентство научных организаций

Ш Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук

Ш Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми

Ш Управление по недропользованию по Республике Коми

Финансовая поддержка

Ш Федеральное агентство научных организаций

Ш Правительство Республики Коми

Ш Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми

Ш ООО «Северные магистральные нефтепроводы» (Ухта)

Ш ООО «Стройматериалы» (Ухта)

Ш ООО «НК «Союз»» (Ухта)

Ш ООО «ТП НИЦ» (Ухта)

Ш ООО «БРУКЕР» (Москва)

Информационная поддержка

Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Газета Уральского отделения РАН «Наука Урала»

Организационный комитет

Председатель

В. М. Гайзер

Сопредседатели

А. М. Асхабов, А. А. Буров, К. Ю. Ромаданов, А. Л. Чернов

Заместители председателя

С. К. Кузнецов, Ю. В. Лисин, М. Б. Тарбаев, В. А. Тукмаков, Н. Д. Цхадая

Секретариат съезда

И. Н. Бурцев, И. Л. Потапов

Члены оргкомитета

*Л. Н. Андреичева, А. И. Антошкина, Ю. А. Бабинцев, В. Н. Большаков,
А. П. Боровинских, Н. Н. Герасимов, И. В. Деревянко, Д. Н. Добычин,
А. А. Иевлев, О. Б. Котова, К. В. Куликова, А. А. Липский,
А. П. Макаренко, К. Р. Мальцев, С. М. Нестеренко, П. В. Оборонков,
А. Н. Попов, А. М. Пыстин, В. А. Салдин, А. Н. Самоделкин, Е. Л. Теплов,
В. В. Удоратин, А. В. Фридман, А. Б. Хабаров, В. С. Цыганко, В. С. Чупров*

Региональная геология, тектоника, геодинамика

Современная тектоническая активность зоны сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ

А. С. Балугев, Е. Н. Терехов

Геологический институт РАН, Москва

Зона сочленения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Западно-Арктической платформы (ЗАП), в состав которой входят Свальбардская (Баренцевоморская) и Тимано-Печорская плиты, представляет собой довольно сложно построенную область, состоящую из ряда взаимосвязанных тектонических структур. Сюда входит перикратонная область северного сегмента ВЕП, которая протягивается полосой вдоль Мурманского берега Кольского полуострова по акватории Баренцева моря и Воронки Белого моря, и ограничивающие ее с юго-запада линеамент Карпинского, а с северо-востока — структурный шов Трольфиорд-Рыбачий-Канин (ТРК). Линеамент Карпинского, представляющий собой современный сброс (или зону сбросов), проходящего по северному краю Кольского полуострова, является фактически границей между Балтийским щитом и перикратонной областью ВЕП. Она четко выражена тектонической ступенью, вдоль которой поверхность кристаллического архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров позднепротерозойских — верхнерифейских и вендских (?) — и фанерозойских осадочных образований, относимых к осадочному чехлу платформы.

Зона линеамента ТРК, являясь одним из крупнейших внутриплитных структурных швов, отвечает зоне сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы. По современным представлениям эта структура относится к категории конвергентных тектонических швов, которая проявлена взбросо-сдвигом на перешейке между п-овами Средний и Рыбачий и в юго-восточной части п-ва Рыбачий и отчетливо прослеживается в потенциальных полях в юго-восточном направлении в акватории Баренцева моря через п-ов Канин и далее, где переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. К северо-западу эта зона прослеживается и на п-ове Варангер.

Взаимодействие Балтийского щита и Баренцевоморской плиты осуществляется посредством не единичной разломной структуры, а происходит в широкой зоне, включающей три крупных линейных элемента: разлом Карпинского и линеамент Трольфиорд-Рыбачий-Канин, а также зону Колмозеро-Воронья. Зона Колмозеро-Воронья является областью сочленения структур Балтийского щита и Мурманского бло-

ка, представляющего собой «краевой вал», воздымание которого является компенсационным по отношению к области перикратонного опускания Восточно-Европейской платформы. Несмотря на то, что основные тектонические события в области сочленения ВЕП и ЗАП происходили в венде-кембрии и в среднем палеозое, в настоящее время здесь наблюдаются довольно интенсивные тектонические процессы, о которых речь пойдет ниже.

Мурманский блок, примыкающий со стороны материковой части (Кольского п-ова) к перикратонной области, по своему составу и особенно структуре принципиально отличается от других частей Балтийского щита, при этом структурный рисунок Мурманского блока отражает тенденцию горизонтального постдевонского перемещения горных масс в виде единого плито-потока в юго-восточном направлении. При этом боковыми его ограничениями являлись разлом Карпинского и зона Колмозеро-Воронья. Примером неотектонической активности Мурманского массива является предполагаемое перемещение блока п-ова Святой Нос в СЗ направлении за счет выдавливания вверх одного из блоков фундамента при тектоническом давлении с СЗ на ЮВ. Это перемещение осуществлялось за счет левосторонних подвижек одного из разломов, оперяющих главный разлом Карпинского. Установлено [3], что тектоническая зона разлома Карпинского, которая на большей части Мурманского блока отделяет современный берег от моря, в районе западной части полуострова Святой Нос сочленяется с разломом, ограничивающим с юго-запада святоносский горст. Этот разлом, имеющий простирание около 340°, в южном направлении прослеживается в материковой части Кольского полуострова и имеет признаки левостороннего сдвига, по которому полуостров Святой Нос в настоящее время испытывает перемещение в СЗ направлении, вдаваясь далеко в морскую акваторию, при этом активно воздымаясь. К юго-востоку он отчетливо дешифрируется по материалам дистанционного зондирования до коленообразного изгиба р. Поной, который также, видимо, отражает левостороннее смещение по этому разлому с амплитудой до 10 км. Отражением этих перемещений являются землетрясения, эпицентр одного из них зафиксирован непосредственно у западного края (фактически в зоне разлома Карпинско-

го) полуострова Святой Нос. Помимо активизации землетрясений в этом районе произошло и формирование биологического барьера между фауной Баренцева и Белого морей.

Мурманская сейсмогенная зона [4] совпадает с зоной глубинных разломов «линеамента Карпинского», разграничивающего Балтийский щит и Баренцевоморскую шельфовую плиту. Об интенсивных землетрясениях здесь свидетельствуют многочисленные крутостенные рвы, трещины, выколы, сколы, камины, сейсмообвалы, часто встречающиеся в скальных уступах на всем Мурманском побережье. Облик современного рельефа Мурманского блока определяется тремя факторами — интенсивным расчленением тектоническими нарушениями, высокими скоростями воздымания суши и активной деятельностью моря, которое формировало на скальных склонах и между ними серии валунно-галечных береговых валов на высотах от 1 м (современный пляж) до 90—95 м. Высокие (около 200 м) береговые обрывы северо-западной части Кольского полуострова являются типичными берегами поднятия и находятся всего в 20—30 км от впадин с глубинами моря до 200—280 м. Эти впадины погружаются со скоростью порядка 1.5—2 см/год, тогда как скорость поднятия прибрежных районов северо-западной части полуострова, по данным повторного нивелирования, достигает 0.5 см/год [5]. Многочисленные следы современной тектонической активности, проявленные в период накопления слабо консолидированных осадков верхнего седиментационного комплекса, обнаружены в различных районах баренцевоморского шельфа. Они представлены приповерхностными смещениями по разрывным нарушениям, деформациями продольного профиля погребенных под морскими илами речных долин, признаками грязевого вулканизма, палеосейсмичности и выражены в виде своеобразных форм донного мезо- и микрорельефа [5].

Вероятно, выход на поверхность наиболее древних (архейских) пород Мурманского блока объясняется именно высокими скоростями и большой амплитудой разнонаправленного движения блоков по разлому Карпинского, что и вызывало достаточно интенсивную сейсмическую деятельность вдоль баренцевоморского побережья. Имеющиеся решения фокальных механизмов землетрясений [2] свидетельствуют о проявлениях подвижек блоков земной коры взбросо-сдвигового характера по плоскостям разрывов северо-западного простирания, совпадающих с разломами, ограничивающими Кольский геоблок.

В пределах этой зоны расположен Ивановский грабен, представляющий собой фиордооб-

разный залив Баренцева моря — губу Ивановскую и долину нижнего течения р. Ивановка. Эта структура имеет крутые борта высотой от 50 до 150—170 м, сложенные архейскими гранитоидами, часто представляющие собой хорошо выраженные тектонические эскарпы, глубина фиорда местами превышает 40 м. Борта фиорда повсеместно несут следы отрыва и осложнены сбросами, иногда ступенчатыми, и не имеют признаков сдвиговых или надвиговых смещений. Долеритовые дайки палеозойского возраста, секущие фиорд с берега на берег, также нигде не смещены в горизонтальном плане. На вершинах тектонических ступеней правого более приподнятого борта наблюдаются высыпки терригенных пород рифей-вендского возраста, выполняющих дно грабена, что свидетельствует о довольно интенсивных современных вертикальных движениях блоков и денудации залегающих на них осадков. На неотектоническом этапе грабен развивался в режиме горизонтального растяжения и представляет собой неотектонический раздвиг. Величина горизонтального растяжения в его пределах оценена им от первых сотен метров до 2 км.

По мнению ряда исследователей [1, 4, 6], особенность проявления современных геодинамических процессов и внутренней сейсмичности на территории северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы определяется влиянием на Балтийский щит Северо-Атлантической зоны спрединга и зоны сочленения континент-шельф-море, где возникают высокие тектонические напряжения, а также современные вертикальные тектонические движения щита, одной из составляющих которых является и гляциоизостатический эффект. При изучении сейсмичности Балтийского щита была установлена циклическая (волновая) миграция очагов ощутимых землетрясений [6]. Перемещение волн сеймотектонических напряжений происходит в направлении СЗ-ЮВ, что совпадает с ориентировкой главных осей напряжений сжатия, и, судя по зарегистрированным землетрясениям, достигают юго-восточного побережья Белого моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 10 и грантов РФФИ 13-05-00298 и 14-05-00149.

Литература

1. Аветисов Г. П. Тектонические факторы внутриплитной сейсмичности западного сектора Арктики // Физика Земли. 1996. № 12. С. 59—71.
2. Ассиновская Б. А. Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Физика Земли. 1986. № 1. С. 101—105.

3. Балувев А. С., Журавлев В. А., Терехов Е. Н., Пржиялговский Е. С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий: Тр. ГИН РАН. Вып. 597. М.: ГЕОС. 2012. 104 с.

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

5. Крапивнер Р. Б. Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15—16 тысяч лет // Геотектоника. 2006. № 3. С. 39—51.

6. Юдахин Ф. Н., Шукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 299 с.

Особенности строения кайнозойских разрезов, содержащих пластовые льды на Карском побережье Югорского полуострова

А. С. Букасс¹, А. В. Бартова¹, А. С. Клевцов¹, Д. В. Зархидзе¹, В. В. Иванова²

¹ЗАО «Поляргео», ²ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург

В 2013 году к востоку от пос. Амдерма на побережье Югорского полуострова (рис. 1) были изучены разрезы кайнозойских отложений, вмещающие залежи пластовых льдов (ЗПЛ) спорного генезиса. Для изучения были выбраны известные ранее разрезы позднего кайнозоя, в которых встречались пластовые льды: участок “Урочище Изба Шпиндлера [2 и др.]”, участок “Первая Песчаная” [1 и др.] и выявленный нами новый участок “Вторая Песчаная”. Основное внимание обращалось на взаимоотношение ЗПЛ с вмещающими и перекрывающими отложениями, определению их состава, генезиса, относительного и абсолютного возраста, а также строению, морфологии и химическому составу самих ледяных тел. Для характеристики вмещающих ЗПЛ отложений были проведены: литологическое описание разрезов и сбор макрофауны; отбор проб на определение микрофауны, палинокомплексов (ПК), грансостава пород и отбор проб по льдам для их

геохимической характеристики и для определения изотопного состава.

Участок “Урочище Изба Шпиндлера” расположен в 2 км западнее устья р. Хубтъяха. Предшествующие исследователи [2 и др.] выделили и описали 9 пачек, среди которых находится пласт погребенного глетчерного льда и два уровня диамиктона. Низы разреза определялись как морские, верхи — как ледниковые и флювиальные. Нами выделены и исследованы 6 толщ (рис. 2) снизу вверх:

Нижний диамиктон (D1). Тёмно-серые с синеватым оттенком оскольчатые глины, глинистые алевроиты, обломками и целыми раковинами морских моллюсков, часто залегающих в прижизненном положении. Выявлены среднемиоценовые ПК.

Нижний лед (L1). Включает две толщи льдов: слоистые льды $L1^1$ — переслаивание прозрачного льда и мутного льда, содержащего примесь алевроита, и “примыкающие” к ним чистые, прозрачные льды ($L1^2$), с мелкими пузырьками воздуха. Вышележащая толща (РА) согласно облекает кровлю льда.

Песчано-алевритовая пачка (РА). Ритмичное переслаивание песков, алевроитов, глин, с позднемиоцен-раннеплиоценовыми ПК.

Верхний лед (L2). Слоистые льды, по внешнему виду аналогичны $L1^1$.

Верхний диамиктон (D2). Глины песчанистые, слабо алевроитистые, тёмно-серые, синеватые средне- и крупнооскольчатые, с единичными включениями гравия и мелкой гальки, с раковинами морских моллюсков, часто залегающих в прижизненном положении. По ПК возраст толщ — плиоцен (колвинское время).

Морские верхнелепестовые отложения (M3). Горизонтально и косослоистые прибрежно-



Рис. 1. Район работ

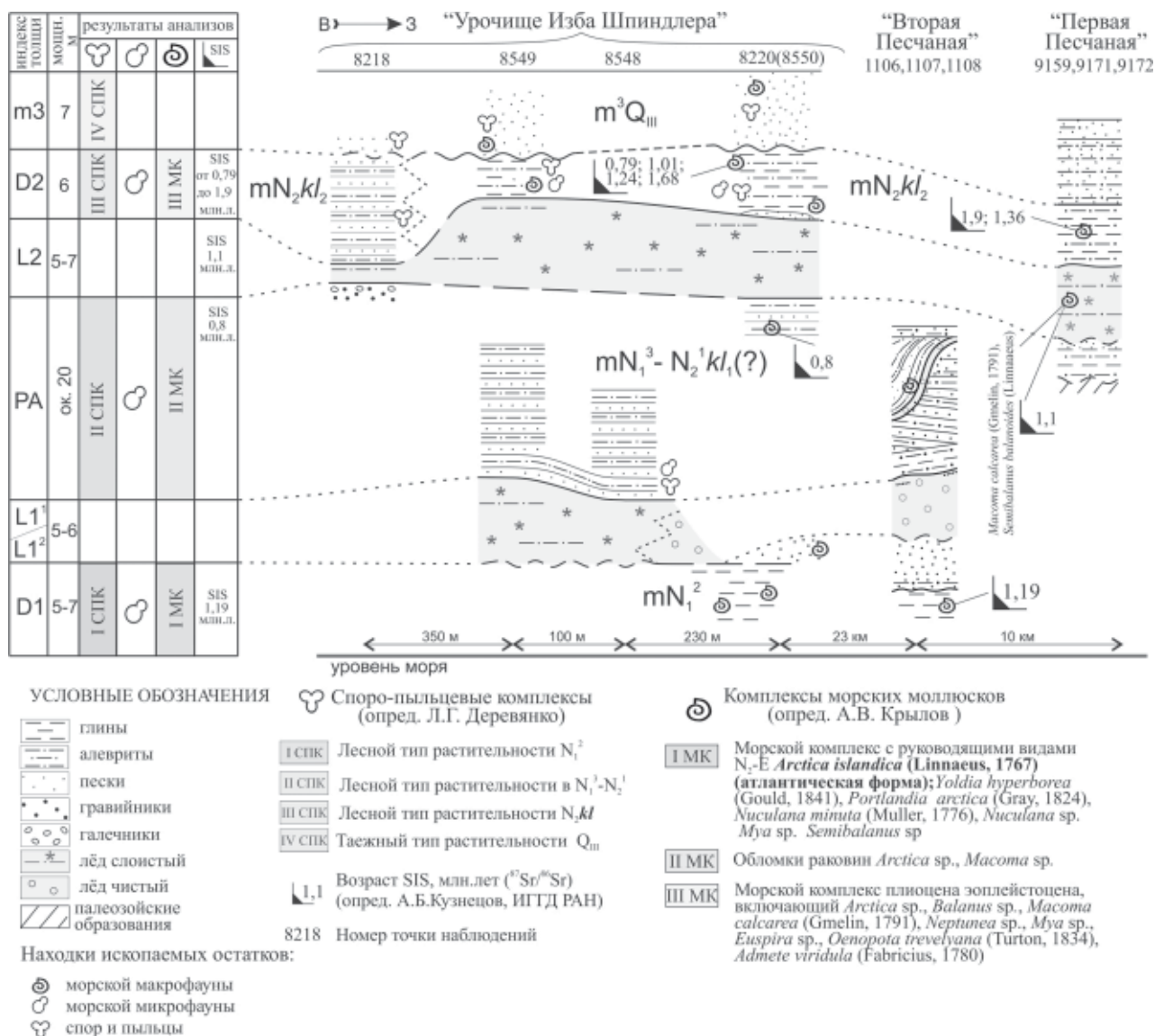


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов

морские пески, от гравийных до мелкозернистых, с линзами торфа. По макрофауне и ПК толщина соответствует позднему неоплейстоцену.

Участок “Первая Песчаная” расположен в 6–8 км восточнее пос. Амдерма, в пределах второй морской террасы с абс. отм. до 35–40 м, на поверхности которой развиты современные термоцирки, вскрывающие разрезы позднего кайнозоя с пластовыми льдами. Строение участка детально описано в работах предшественников [1]. Пластовые льды (видимая мощность 2–7 м, протяженность до 50–150 м) представлены, прозрачным льдом, горизонтально и волнистослоистым за счет мелких пузырьков воздуха и тонкой взвеси алевроитового состава, с единичными включениями гравия и даже обломков раковин (!) морских моллюсков (рис. 2). Оценка возраста найденных в толще льда карбонатных раковин выполнена с помощью метода SIS (д. г.-м. н. А. Б. Кузнецов, ИГГД РАН). Содержания изотопов Sr в образце такой раковины (*Semibalanus balanoides*

(Linnaeus)) соответствует 1.1 млн. лет (PG-170). Пласт льда осложнен складками шириной до 15 м, высотой до 3 м, подчеркнутыми внутренней слоистостью. Кровля пласта льда неровная, пологонаклонная и волнистая, перекрыта темно-серыми глинистыми алевроитами с редкими включениями гравия, мелкой гальки, обломков и целых раковин морских моллюсков (рис. 2). Выше по разрезу алевроиты сменяются мелкозернистыми песками, с четкой ровной горизонтальной и пологонаклонной слоистостью, образованной тонкими прослоями песчаных алевроитов. Подошва ледяного тела на большей части обнажений перекрыт криогенными оползнями, либо находится ниже уровня моря.

Участок “Вторая Песчаная” расположен в 2–3 км западнее устья р. Вторая Песчаная. Здесь в толще отложений, слагающих вторую морскую террасу, встречено два ледяных тела. Нижний наклонный пластовый лёд (видимая мощность до 3,1 м, протяженность до 25–35 м) представлен

прозрачным, стекловидным льдом, с включениями (от долей мм до 2—5 мм) пузырьков воздуха, на отдельных участках образующих скопления различной формы. Лёд содержит в небольшом количестве взвесь песчаной и алевритовой размерности. В кровле отмечены линзы (до 3—5 см) песка тонкозернистого серого. Контакт с вышележащей пачкой глинистых алевритов - четкий. Верхний S-образный пласт льда (видимая мощность от 0.3 м до 1.1 м, протяженностью 10—25 м), представлен прозрачным, стекловидным льдом, с включениями (от долей мм до 2—5 мм) пузырьков воздуха, с примесью песчаных частиц и алевритовых катышей (до 1—3 мм). Перекрывающие отложения облекают поверхность его кровли. Подошва обоих ледяных тел не вскрыта. Разрез участка “Вторая Песчаная” разделен на 8 пачек, включая два тела пластовых льдов (рис. 2).

По результатам геохимических исследований рассматриваемые ПЗЛ можно отнести к внутригрунтовым ледяным образованиям (по соотношению (Na+K) и Ca); образование льда происходило в восстановительных условиях (по слабоположительной Eu-аномалии); по классификации

О. Алекина воды, сформировавшие ПЗЛ делятся на два типа: 1 тип $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ и 2 тип $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$; по минеральному составу — воды пресные и ультрапресные; для формирования льдов L2 “Урочище Изба Шпиндлера” и льда “Вторая Песчаная” нельзя исключить влияние морской воды.

Таким образом, на всех изученных участках, с учетом литологических и текстурных признаков, результатов аналитических исследований, отложения, вмещающие пластовые льды, имеют не глетчерный, а морской и ледово-морской генезис, ПЗЛ — внутригрунтовой генезис.

Литература

1. Слагода Е. А., Лейбман М. О., Опокина О. Л. Генезис деформаций в голоцен-четвертичных отложениях с пастовыми льдами на Югорском полуострове // Криосфера Земли. 2010. Т XIV. № 4. С. 30—41.

2. Manley W., Lokrantz H., Gataullin V. et al. Late Quaternary stratigraphy, radiocarbon chronology, and glacial history at Cape Shpindler, southern Kara Sea, Arctic Russia // Global and Planetary Change. 2001. 31. P. 239—254.

Новые данные по геологии Маньхамбовского блока

В. А. Душин¹, Ю. Л. Ронкин², В. С. Козьмин¹, П. Л. Бурмако¹

¹Уральский государственный горный университет, ²Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Исследованиями последних лет в связи с работами по ГДП-200 листа Р-40-ХII подтверждается определенная перспективность Маньхамбовского блока в отношении рудных полезных ископаемых. Это крупный сегмент южной части Ляпинской структурно-формационной зоны Приполярного Урала, был предложен в качестве самостоятельного допалеозойского Тимаизского поперечного поднятия нами в прежних работах [3], а затем окончательно отпрепарирован на основе геофизических материалов А. В. Чурсина [2] как реликтовый допалеозойский субплатформенный блок, наряду с такими известными структурами района, как Няртинская и Малопатокская антиформы.

Изучением геологии и металлогении Маньхамбовской структуры в разные годы занимались многочисленные исследователи, начиная с А. Н. Алешкова (1937) и Н. А. Сирина (1941). Среди них следует отметить М. Б. Фишмана, Б. А. Голдина, Е. П. Калинина, С. С. Щербина (1963—1970), В. Н. Малашевского (1970), В. С. Митюшова (1971), Г. И. Севастьянова (1974). Этими же вопросами при геолого-съёмочных и

тематических работах занимались Л. Т. Беякова (1968—1979), В. А. Душин (1984—1987, 2007—2013), Р. Г. Тимонина (1987), В. Л. Андреичев (1999), А. В. Калиновский (1989—1990), О. В. Удоратина (1999—2003) и др.

Маньхамбовский блок (по А. В. Чурсину) имеет значительные размеры 110×200 км и отличается гравитационным полем от —20 до 28 мГл. Внутри этого блока выделяется отрицательная аномалия гравитационного поля со значениями Δg от 0 до —28 мГл и размерами 40×60 км. Эта аномалия хорошо увязывается с гранитоидами массива Маньхамбо. Магнитное поле также имеет пониженные значения от —200—600 нТл, на фоне которого фиксируются узколокальные аномалии, вытянутые в субмеридиональном направлении интенсивностью до 1500—2000 нТл. Кроме того, в пределах блока выявлены две аномалии высокой интенсивности до 4000 нТл по данным воздушной съемки. Первая из них расположена на южной окраине массива Маньхамбо (МАН-9) и имеет небольшие размеры, а вторая пространственно совпадает с горой Атертумп и имеет значительные размеры по простиранию до несколь-

ких десятков км. В северной части аномальной зоны выделяется высокоинтенсивная аномалия со значениями ΔT от 6000 до 10000 и более нТл на земле. Обе эти аномалии увязываются с магнетитовым оруденением.

Своеобразие допалеозойского разреза изучаемой территории является повсеместное развитие, особенно на севере в бассейне р. Щугор, преимущественно вулканогенных (70-90 %) отложений мороинской (RF_3), саблегорской (RF_3-V) и очень редко лаптопайской (V_2-E) свит, которые к востоку сменяются терригенно-сланцевыми с вулканитами (до 20 %) разрезами тех же свит за исключением лаптопайской. При этом в приводораздельной части и далее на восток появляются, а иногда и преобладают, кварцито-сланцевые с вулканитами (до 10 %) отложения хобеинской (RF_3) свиты. На юге и собственно в обрамлении Маньхамбовского массива (истоки рек Хосая, Падъель, Ук-Ю, Ыджитляга, Няйсманья и др.) фрагментарно вскрывается маньхобеинская свита среднего рифея (слюдистые кварциты, гранатовые гнейсы, амфиболовые сланцы и амфиболиты) тектонически «перекрытая» псаммит-псефитовым комплексом хобеинской (RF_3) свиты. Выпадающие из разреза карбонатные отложения шокуринской (RF_2) и углеродисто-сланцевые пуйвинской (RF_2) свит картируются в виде клиньев лишь в пределах мощной (до 6 км в поперечнике) Маньхамбовско-Кулемшорской шовной зоны. Хобеинская свита традиционно сменяется вверх по разрезу терригенно-вулканогенными образованиями редуцированными мороинской и саблегорской свитами (р.Хармаурынья, Пернаурынья). Рифейско-вендские стратифицируемые образования относятся к Ляпинской структурно-формационной зоне (СФЗ) Центрально-Уральской мегазоны Приполярного Урала, где они (на севере) частично охарактеризованы палеонтологически. При этом наиболее богатые комплексы флоры установлены для миньярского, укского, криволукского и редкинских уровней, что позволяет достаточно надежно коррелировать между собой геологические подразделения. Суммарные мощности отложений обычно составляют 4-8 тыс.м. Субвулканические образования представлены шокуринскими (RF_2), хобеинскими (RF_3), мороинскими (RF_3), саблегорскими (RF_3-V) и лаптопайскими (V_2-E) малыми телами основного и кислого состава, а собственно интрузивный (плутонический) магматизм этого периода — маньхамбовским гранитовым (RF_2), сысьинским габбро-диорит-гранитовым ($RF_3^?$), парнукским диорит-габбровым (RF_3-V), сальнерским (потемьюским) гранит-лейкогранитовым (V_2-E_1) комплексами.

В результате проведенных полевых и камеральных исследований с применением современных геофизических и аэрокосмогеологических материалов, а также в связи с получением изотопно-геохронологической и количественной геохимической информации нами выявлены детали внутреннего строения и установлены возрастные взаимоотношения древнейших метаморфических толщ обрамления Маньхамбовского гранитного массива методами изотопной геологии. В целом изучена Rb-Sr и Sm-Nd систематика четырех проб метаморфитов маньхобеинской (МС-174-9, 11-628, МС- 68-160) и хобеинской (11-645-1) свит и один образец гранодиоритогнейса из экзоконтакта Маньхамбовского массива (11-626). Определение концентраций Rb-Sr, Sm-Nd и их изотопного состава в исследуемых образцах осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с использованием твердофазного анализатора Triton производства Thermo Scientific. Rb-Sr данные для кристаллических сланцев маньхобеинской свиты (образцы МС-174-9, МС- 68-160) определили возрасты 249 ± 2 и 243 ± 1.2 млн лет, соответственно. При этом первичные отношения изотопов стронция характеризуются относительно высокими значениями 0.725614 ± 0.000075 , 0.739176 ± 0.000031 , отражая существенный вклад корового материала в процессе метаморфизма зеленосланцевой фации. Подобные Rb-Sr возрастные параметры наблюдаются и для метаморфитов хобеинской свиты и гранодиоритогнейса из экзоконтакта Маньхамбовского массива: 250 ± 1 млн лет; 253 ± 1 млн лет, соответственно, однако при существенно более низких первичных отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.715283 ± 0.000018 и 0.711113 ± 0.000017 . Sm-Nd систематика гранодиоритогнейса (а также выделенных из него полевого шпата и амфибола) из экзоконтакта Маньхамбовского массива выявила возраст около 630 млн лет, при положительном значении $\epsilon_{\text{Nd}} = +6.7$, что доказывает наличие истощенного субстрата. Наиболее древним Sm-Nd модельным возрастом 1472 млн лет характеризуется кристаллический сланец маньхобеинской свиты, отрицательное значение $\epsilon_{\text{Nd}} = -6.7$ которого указывает на метаосадочное происхождение.

Таким образом полученные результаты свидетельствуют о том, что в юго-восточном обрамлении массива Маньхамбо вскрываются (картируются) отложения раннего?-среднего рифея с Sm-Nd модельным возрастом 1472 млн лет, отвечающие маньхобеинской свите Североуральской серии листов. При этом данные образования претерпели, судя по Sm-Nd данным, амфиболитовый метаморфизм в позднем рифее

(598—630 млн лет), а в поздней перми — начале триаса (в связи с активными коллизионными процессами) низкотемпературные зеленосланцевые преобразования (Rb-Sr систематика), что в определенной мере детализирует имеющимися представлениями [1].

Работа частично поддержана грантом 12-И-5-2022.

Литература

1. Андреев В. Л. Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала. Изотопная геохроноло-

гия доуралид Приполярного Урала: Науч. докл. Сыктывкар: Коми науч. центр УрО РАН. Вып. 413, 1999. 45 с.

2. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.

3. Внутриплитный плюмовый магматизм и мигрирования Уральского Севера / В. А. Душин, О. П. Сердюкова, А. В. Фауст, А. В. Чурсин и др. // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югра: Тр. XII кон. Ханты-Мансийск, 2010. Т. 2. С. 438—444.

Взаимоотношение ниже- и верхнепротерозойских образований на Приполярном Урале: история исследований и современное состояние проблемы

П. А. Колесник¹, А. А. Бушенев²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, ²БУРК “Центр по ООПТ”, Сыктывкар
polina.kolesnik@bk.ru

Район развития образований докембрия на Приполярном Урале, включающий северную часть Ляпинского мегантиклинория, является стратотипическим для всего Тимано-Североуральского региона и характеризуется сравнительно хорошей геологической изученностью. На всей площади проведена геологическая съемка масштаба 1:50000, неоднократно проводились и проводятся в настоящее время различные поисковые и тематические работы, в том числе специальные исследования, нацеленные на детальное послонное изучение стратотипических и опорных разрезов докембрия, сбор и определение ископаемых остатков, датирование отложений комплексом методов, изучение процессов седименто- и литогенеза, магматизма и метаморфизма, металлогенетических особенностей магматических и метаморфических комплексов, а также обобщение картографических материалов. Однако, несмотря на сравнительно хорошую изученность, многие вопросы геологии района, особенно в части обоснованности выделения принятых стратиграфических подразделений протерозоя остаются нерешенными или дискуссионными. Прежде всего, это касается нижней части докембрийского разреза, охватывающего возрастную интервал ранний протерозой—средний рифей.

Первая наиболее обоснованная стратиграфическая схема с посвитным делением метаморфических образований Приполярного Урала была предложена К. А. Львовым в 1959 г. [3]. В составе

доордовикских метаморфических образований К. А. Львов выделил шатмагинскую свиту протерозойского возраста, а также ошизскую, пуйвинскую, щокуринскую, хобеинскую и маньинскую свиты, которые им были отнесены к кембрию (таблица).

Позднее стратиграфическая схема К. А. Львова неоднократно уточнялась, как в плане обоснования возраста, так и в плане объема тех или иных подразделений.

Так в результате региональных исследований, проведенных под руководством М. В. Фишмана в 1950–60 гг., на Приполярном Урале в стратиграфические построения К. А. Львова были внесены существенные коррективы [8]. В схеме М. В. Фишмана нижняя толща доордовикской части разреза была выделена как николайшорская свита протерозойского возраста, а более молодые стратиграфические подразделения, относимые К. А. Львовым к кембрию, выведены на рифейский возрастной уровень. М. В. Фишман рассматривал ошизскую толщу как базальную для всего приполярноуральского рифея (таблица).

В 60-е годы воркутинскими геологами под руководством Л. Т. Беляковой в пределах рассматриваемой территории были проведены крупномасштабные (м-ба 1:50000) геологические съемки и геологоразведочные работы, в процессе которых осуществлялось целенаправленное изучение разреза докембрия. Они были сосредоточены в основном в северной и северо-западной ча-

Сопоставление стратиграфических схем докембрия-кембрия Приполярного Урала

Акротема		Стратиграфические подразделения докембрия-кембрия								
		Эонотема	Эратема	Система	По К.А. Львову (1959)	По М.В. Фишману (1963)	Принятое на Ур. межвед. совещаниях (1977, 1994 гг. По Л.Т. Беляковой)	По А.М. Пыстину и др. (1986 г.)	По О.А. Кондайну и др. (2001 г.)	По В.Н. Иванову и др. (2002 г.)
Протерозойская		Фанерозойская	Палеозойская	Кембрийская	Ошизская, пуйвинская, щокуринская, хобеинская и маньинская свиты					
						Верхний протерозой	Шатмагинская свита	Лаптолайская св.	Лаптолайская св.	Лаптолайская св.
		Верхний рифей	Маньинская и хобеинская свиты	Саблегорская, санаизская, хобеинская свиты	Саблегорская, мороинская, хобеинская свиты		Патокская серия (саблегорская, мороинская, хобеинская свиты)	Саблегорская, мороинская, хобеинская свиты		
				Средний рифей	Пуйвинская (с ошизской толщей в низах свиты)		Пуйвинская свита	Парнукская серия (шокуринская, маньхобеинская свиты)	Пуйвинская, шокуринская, маньхобеинская свиты	
		Нижний рифей	Щокуринская, пуйвинская, ошизская свиты		Щокуринская, маньхобеинская свиты (выделена из состава николайшорской свиты)		Щокуринская свита	-	Няртинская свита	
				Нижний протерозой			Николайшорская свита	Няртинская свита	Няртинский комплекс	Няртинская серия: яроташорская и няртаусская свиты

стях Ляпинского мегантиклинория. В ходе проведения этих работ первоначально выделялись свиты, названия которых соответствовали их литологическому наполнению, а положение в разрезе в целом согласовалось со стратиграфической схемой, предложенной М. В. Фишманом.

В начале 1970-х годов, в результате обобщения материалов вышеуказанных крупномасштабных геологических съемок, Л. Т. Белякова предложила несколько иной вариант посвитного деления докембрийских образований. С небольшими изменениями, внесенными самой Л. Т. Беляковой, ее схема была принята на III Уральском межведомственном стратиграфическом совещании и получила подтверждение на IV Уральском межведомственном стратиграфическом совещании [7].

В соответствии с этой схемой выделяются следующие стратиграфические подразделения: - няртинская свита нижнего протерозоя, маньхобеинская и шокуринская свиты нижнего рифея; пуйвинская свита среднего рифея, включающая базальную ошизскую толщу; верхнерифейские хобеинская, санаизская и саблегорская свиты; вендская лаптопайская свита (таблица).

Изучение взаимоотношений стратиграфических подразделений докембрия Приполярного Урала было продолжено в период 1981—1991 гг. в северной части Ляпинского мегантиклинория под руководством А. М. Пыстина и А. В. Вознесенского. В допалеозойском разрезе были выделены: нижнепротерозойский няртинский гнейсово-амфиболитовый комплекс, рифейские шокуринская, пуйвинская, хобеинская и мороинская свиты, позднерифейско-вендская саблегорская свита (таблица, [5]).

В 2001 г. была опубликована карта листа Q-40, 41 (Воркута), в пределах которой находится рассматриваемая нами территория, под редакцией О.А. Кондайна (ВСЕГЕИ). Согласно концепции, принятой авторами геологической карты, на рассматриваемой территории нижнерифейские отложения не выделяются (таблица, [2]). Няртинский метаморфический (гнейсо-мигматитовый) комплекс нижнего протерозоя переведен в ранг серии и разделен на две свиты: яроташорскую и няртаюсскую. Маньхобеинская и шокуринская свиты составляют парнукскую серию и отнесены к среднерифейским образованиям, а пуйвинская свита и объединенные в патокскую серию, хобеинская, мороинская и саблегорская свиты отнесены к верхнему рифею.

В эти же годы проводились работы по геологическому доизучению территории листа Q-41-XXV под руководством В. Н. Иванова, охватывающего северную и центральную части Ляпинского мегантиклинория. Стратиграфическое расчле-

нение метаморфических образований протерозоя, принятое авторами отчета, в основном соответствует схеме, утвержденной IV Уральским межведомственным стратиграфическим совещанием. Однако при этом внесен ряд изменений в трактовку возраста стратиграфических подразделений протерозоя, в том числе: няртинская свита отнесена к нижнему рифею; маньхобеинская, шокуринская и пуйвинская свиты — к среднему рифею; хобеинская, мороинская и саблегорская свиты — к верхнему рифею (таблица).

Основанием для «омоложения» маньхобеинской и шокуринской свит послужили геохимические данные по карбонатным породам шокуринской свиты, полученные Я. Э. Юдовичем. Он показал, что эти породы характеризуются повышенным содержанием бария и по этому признаку могут коррелироваться с авзянской свитой среднего рифея Южного Урала. Однако этот вывод довольно дискуссионен, т. к. слагаемые авзянскую свиту известковистые образования практически по всему разрезу содержат стромаболиты, что не характерно для шокуринской свиты. Кроме того, сами авторы публикации о геохимических особенностях пород шокуринской свиты не исключают возможность существования на Приполярном Урале иного бариевого геохимического горизонта, более древнего, чем авзянский [9].

По мнению Ю. Р. Беккера [1] шокуринскую свиту следует сопоставлять с онежской серий Карелии, принадлежащей к верхам разреза нижнего протерозоя. Этой же точки зрения придерживаются А. М. и Ю. И. Пыстины [6] на основании данных по изучению метаморфизма, структурной эволюции пород и минералогических исследований.

Кроме того, в легендах к картам масштаба 1:50000, составленным под руководством А. М. Пыстина отсутствует маньхобеинская свита. Образования маньхобеинской свиты рассматриваются им как породы няртинского комплекса, частично или полностью перекристаллизованные в результате низкотемпературного диафореза. В. Г. Оловянишников [4] также считал, что нет оснований для разделения няртинского комплекса и граничащей с ней маньхобеинской свиты, но в отличие от А. М. Пыстина он относил эти стратиграфические подразделения к среднему рифею.

Таким образом, в настоящее время нет полной определенности в возрасте няртинского комплекса, по-разному интерпретируется маньхобеинская свита, существуют разные представления о возрасте пород шокуринской свиты, а так же есть сомнения и в возрасте пуйвинской свиты.

Неопределенность в оценке возраста древнейших образований Приполярного Урала и их

стратиграфического расчленения порождает ряд вопросов, в т.ч. общеуральского значения. Важнейший из них — какой возраст имеют базальные отложения позднего докембрия на Приполярном Урале: раннерифейский, как в стратотипе рифея на Южном Урале в Башкирском антиклинории, или среднерифейский, если шокуринская свита относится к нижнему протерозою, а маньхобеинская свита как самостоятельное подразделение не существует, или позднерифейский, если отложения пуйвинской свиты имеют позднерифейский возраст.

Решение этих вопросов является задачей наших дальнейших исследований.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-И-5-2022.

Литература

1. Докембрий континентов / В. П. Арсентьев, Ю. Р. Беккер, А. В. Благодатов и др. Новосибирск: Наука, 1978. 320 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 новая серия). Лист Q-40, 41 — Воркута. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картофабрики ВСЕГЕИ, 2001. 342 с. + 8 вкл. (МПР России, ВСЕГЕИ).
3. Львов К. А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного Урала // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 35. 1959. С. 51–73.
4. Оловянишников В. Г. Является ли маньхобеинская свита базальной формацией нижнего рифея на Приполярном Урале? // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тезисы докл. VI Уральского петрограф. совещ. Екатеринбург, 1997. С. 150–151.
5. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994, 208 с.
6. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
7. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.
8. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. Л.: Наука, 1963. 105 с.
9. Юдович Я. Э., Терешко В. В., Гареев Э. З. Бариевый геохимический горизонт в рифейских карбонатных отложениях Приполярного Урала // Литология карбонатных пород Севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1988. С. 107–114.

Объемные модели плотностных неоднородностей верхней части литосферы Тимано–Североуральского региона и сопредельных территорий

Н. В. Конанова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

konanova@geo.komisc.ru

Представлена серия объемных моделей гравиметрического поля Тимано–Североуральского региона и сопредельных территорий, которые характеризуют особенности глубинного строения исследуемой территории на разных срезах (10, 20, 50 км), отражают границы отдельных участков с одинаковыми плотностными характеристиками, что позволяет провести районирование территории на исследуемых глубинах.

Схематическая карта районирования аномалий поля силы тяжести на глубине 10 км локализует влияние геологических объектов, расположенных преимущественно в нижней части осадочного чехла и верхней части консолидированной коры, достаточно четко фиксирует границы основных геологических структур. Выявлено, что Колгуевский блок с северо-запада утыкается в Ижемско-Омра-Лузский блок, который в целом обладает пониженными плотностными характеристиками и на северо-востоке ограничивается шовными зонами Чаркаю-Пыльмецкого, а на юго-востоке — Илыч-Чикшинского глубинных разломов, обладающими по-

вышенными значениями плотности слагающих пород. Северо-восточнее проходит еще одна шовная зона, сложенная уплотненными породами, и ассоциируемая нами с Чернышева-Варандей-Адзвинской структурно-формационной зоной. Она с востока и северо-востока ограничивает Колвинский и Хорейверский блоки. Единая зона Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской структурно-формационной зоны Урала на глубине 10 км представлена в основном разуплотненными породами. Осевая структурная зона Приполярного Урала и Восточно-Уральская структурно-формационная зона Полярного Урала представлены узкой, но весьма высоко градиентной зоной положительных аномалий поля силы тяжести.

Результаты интерпретации поля силы тяжести, отображающие особенности распределения плотностных неоднородностей на глубинах от 10 до 30 км, в гипсометрическом плане соответствуют верхней части консолидированной коры исследуемой территории. Предтиманский прогиб, протягивающийся прерывистой полосой вдоль Ти-

манской гряды с северо-запада на юго-восток к Уралу, заполнен в основном разуплотненными горными породами. Печорская плита представлена чередованием структур северо-западных (тиманских) и северо-восточных (уральских) простираний. Дифференциация массивов горных пород по плотностным характеристикам усложняется в северо-восточном направлении, достигая максимальных значений в Чернышева-Варандей-Воркутском регионе. Западно-Сибирский регион отличается линейно вытянутыми в субмеридиональном направлении плотностными неоднородностями. На данной глубине исследований зоны стыка Тимано-Печорской с соседними Русской и Западно-Сибирской плитами характеризуются повышенными значениями плотностей, слагающих их горных пород. Тиманская гряда протягивается с северо-запада на юго-восток к Уралу, легко оконтуриваясь в поле развития пород повышенной плотности на северо-западе, и менее дифференцированно отражаясь в своей юго-восточной части также повышенными значениями плотностных неоднородностей. Уральская зона в современном структурно-тектоническом плане на данной глубине исследований пространственно по площади исследований протягивается в северо-восточном направлении под Восточно-Уральской и Осовой структурно-формационными зонами Уральского кряжа. Северо-восточнее г. Воркута в нее утыкается Пайхойско-Новоземельская шовная зона северо-западного направления простирания, также заполненная горными породами повышенной плотности, но меньшей интенсивности. Стык двух зон расположен в районе основания Байдарацкой губы. Полярный Урал и Приполярный Урал на данной глубине исследований имеют разрыв в поле развития плотностных неоднородностей северо-восточнее Кожимского поднятия. Самые глубокие впадины исследуемой территории, заполненные разуплотненными породами, наблюдаются в районе Вяткинской депрессии Большесынинской впадины, в поднадвиговой зоне Лемвинского аллохтона и в прилегающей к ней части Косью-Роговской впадины.

Результаты интерпретации поля силы тяжести Печорской плиты и прилегающих регионов Русской и Западно-Сибирской плит на глубине 30–50 км отражают особенности геологического строения низов консолидированной земной коры исследуемого региона и верхов верхней мантии. Дифференциация по плотностным параметрам на этой глубине исследований уменьшается. Две крупные надпорядковые структуры Тиманской гряды и Восточно-Уральской структурно-формационной зоны Уральского кряжа характеризуются повышенными значениями локальных аномалий гравиметрического поля. На уровне низов консолидирован-

ной части земной коры достаточно уверенно прослеживаются также Предуральский и Предтиманский прогибы, которые заполнены разуплотненными горными породами, но начинают появляться в их пределах крупные положительные изометричные структуры. Корни Уральского кряжа оказываются несколько смещенными на восток, т.е. подтверждается тезис о восточном падении сутурной зоны Урала на всем его простирании.

Выявлено, что Коротаихинская зона пониженных значений силы тяжести расширяется за счет причленения к ней юго-западной Пайхойской, также расширяется и восточная часть Косью-Роговской зоны за счет части Лемвинской зоны, замеченные еще В. А. Дедеевым и И. В. Запорожцевой в 1985 г. [1], но теперь [2] выяснилось, что на юге она укорачивается за счет появления интенсивной мозаичной плотностной неоднородности. Воркутинская зона мозаичного поля с преимущественно повышенными значениями плотностных параметров соответствует Воркутинской ступени. Вторая такая область, отображаемая положительной региональной аномалией мозаичного характера на глубинах 20 и 50 км, но значительно большей интенсивности, наблюдается на юге Косью-Роговской впадины и захватывает часть территории Кожимского поднятия.

Объемные модели плотностных неоднородностей Тимано-Североуральского региона на разных уровнях полезны для решения многих практических и теоретических вопросов общей и региональной геологии исследуемого региона [3], а также для прогноза месторождений минерального сырья. Представленные плотностные модель строения консолидированной коры Тимано-Североуральского сегмента литосферы свидетельствует о значительной дифференциации физических параметров горных пород. Крупные надпорядковые тектонические структуры обособляются друг от друга определенным типом геофизических свойств в соответствии с вариациями глубины залегания кристаллического фундамента и состава слагающих их пород.

Работа выполнена при поддержке проектов №12-И-5-2067, №12-У-5-1029, №12-И-5-2022 программ фундаментальных исследований РАН.

Литература

1. Дедеев В. А., Запорожцева И. В. Земная кора Европейского Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1985. 275 с.
2. Конанова Н. В. Объемные модели гравиметрического поля Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. №9. С.3–5
3. Типизация нижнего докембрия Тимано-Североуральского региона / А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина, Н. В. Конанова, И. Л. Потапов. Сыктывкар: Геопринт. 2009. 36 с. Отчетная серия № 4 (78)

Tectonic setting of the Komi Republic in symmetric pattern of the East-European craton

G. G. Kochemasov

IGEM RAS, Moscow

Summary: One of tectonic granules of Earth - size $pR/4$ (about 5000 km in diameter) - is the East-European Archean craton with frame of folded belts. It is divided by two cross-cutting NW and NE lines of symmetry in halves. Relative to these lines of symmetry many objects of the craton and its surroundings are disposed symmetrically though have different geologic ages. This peculiarity reveals a wave nature of this structuring. Very prominent features of this nature are the orogens of Alps and Novaya Zemlya, the Komi lowlands and the Ukrainian shield, Fennoscandia and the Precaspian syncline. The two last tectonopairs are symmetric in layout but antisymmetric in tectonic movements showing their wave nature. The uprising block of the Baltic shield is fractured and seismically modest, the subsiding syncline is compacted and aseismic.

Introduction. The comparative wave planetology [6-8] states: "orbits make structures". It means that all celestial bodies moving in elliptical keplerian orbits are subjected to warping action of inertia-gravity waves. They arise in any rotating body due to periodically changing accelerations and have standing

character and four interfering directions (ortho- and diagonal). As a result three main types of tectonic blocks are formed: uplifting, subsiding and neutral where uplifts and subsidences are compensated. The warping waves produce ubiquitous tectonic dichotomy ($2pR$ or wave1 structure), sectoring (pR or wave2 structure) and smaller tectonic granules size of which depends on orbital frequencies. At Earth they have $pR/4$ dimension [6-8]. One of typical granules is the East-European craton comprising the craton itself and its folded frame.

Results. The regular wave structurizing implies various kinds and scales of tectonic symmetries. A very prominent example is about an axis of the NW strike (Fenno-sarmatian) in the Eastern Europe cutting the East-European craton in half (Fig. 1, 2). This axis goes from the Ian-Mayen Island through Scandinavia, Ladoga Lake, Moscow, eastern Precaspian, Sarykamys Lake to Badkhyz region. In a wider span covering an area from the NW Africa to the Eastern Siberia symmetrically are disposed about the Fenno-sarmatian axis such distant and occurring on different continents objects as the East-Siberian and West-

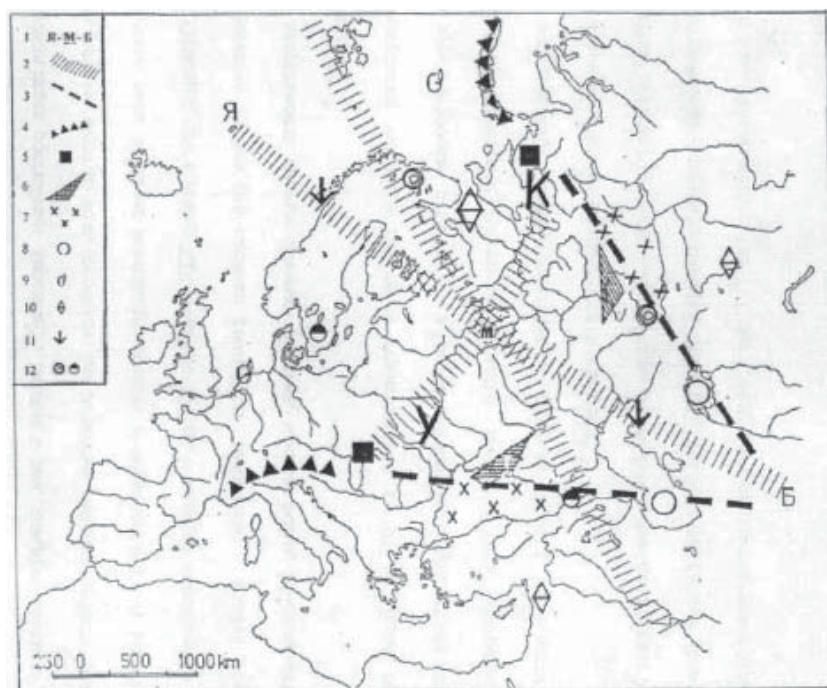


Fig. 1. Symmetric objects of the East-European craton and its surroundings. 1. NW line of symmetry traced from Yan-Mayen through Moscow to Badkhyz. 2. Radial weakness zones. 3-4. Orogens. 5. Pechora and Pannonian basins. 6. Azov and Permian triangles. 7. Black Sea basin and the Paleogene of the "Anti-Black Sea". 8. Aral and South Caspian depressions. 9. Gas deposits: Shtockman and Groningen. 10. Kokchetav massif diamonds and showings of alluvial diamonds in Syria. 11. Mahlström whirlpool and the Tengyz "bottomless barrel". 12. Arkayim-Kargaly and Kolchida (Dioskuria), Southern Sweden - Vikings and the Kola Peninsula labyrinths. The Britain Islands and the Shpitzbergen Archipelago are also nearly symmetric. **K** - Komi, **Y** - Ukrainian shield

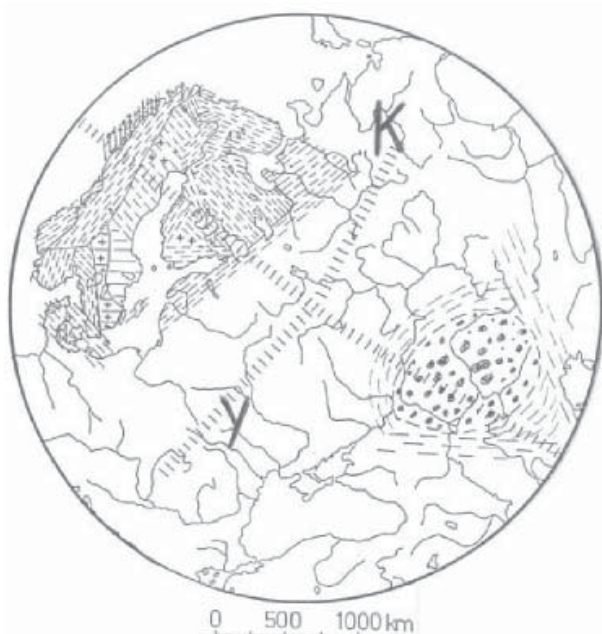


Fig. 2. Uprising blocky Baltic shield and subsiding Precaspian syncline with protruding salt domes. **K** – Komi, **Y** – Ukrainian shield

African Achaean cratons, the Atlas and Taimyr orogens of different ages. Subsided blocks of the Mediterranean and Western Siberia are also symmetric. Fundamentality of such tectonic symmetry is supported by the geoid figure for this wide region showing that the line of symmetry divides two principal geoid domains: uprising and descending (Fig. 3). Fig. 1 gives some details of symmetric structure of the East-European craton and its frame.

The following tectonopairs normally of different ages are obvious. Novaya Zemlya – Alps, Pay-Khoy – Dynar mountains, Pechora and Pannonian basins, Spitzbergen – Scotland, Tyman ridge – Eastern Carpathians with the Teyssera-Thornquist line, the Black Sea – its vanished Paleogene “antipode” on the left side of the Tobol River, Aral Sea – southern Caspian, two gas giants: Shtokman and Gruningen & others. Gas (oil) western Siberia province and oil (gas)

provinces of the Mesopotamia and northern Africa accumulating the largest world hydrocarbon reserves are symmetrically disposed [1]. The folded frames of the giant East-European ring on the NE (Novaya Zemlya, Pay-Khoy, Urals, Mugojary) and on the SW (Alps, Dynars, Carpathians, Dobrudja, Crimea, Caucasus) are predominantly Paleozoic (the first) and Mesozoic. But amidst Mz formations there are Pz “boutonnieres”, and Pz folds were activated in the Mesozoic.

It is interesting that the presented symmetric pattern in the case of the Alps and Novaya Zemlya is strengthened by a characteristic division of both mountain belts into two parts: western and eastern Alps, northern and southern Novaya Zemlya. Both symmetric negative geomorphologic forms: Mediterranean and Western Siberia are also divided into two parts. There are the western and eastern Mediterranean (the last being deeper and with the Mediterranean deep underwater ridge). The northern part of the Western Siberia is deeply subsided and mostly gaseous, the southern part is rich in gas and oil. On the whole, this entire symmetric-asymmetric pattern with clear uprising and expanding tectonic blocks is a product of the wave structurizing [2].

Very prominent tectonopair is symmetric uplifting Baltic shield and the Precaspian syncline. Starting from the Proterozoic they behave concordantly. The shield uplifted about 20 km, the syncline subsided and was filled with about 20 km sediments (Fig. 2). Paleozoic interruptions of these movements also coincide. The shield is though weakly but seismically active, the syncline is aseismic. There are several explanations of the shield seismicity: postglacial rebound, push of the North Atlantic, tectonic uplift [3-4, 9-10]. Only the last reason is most adequate taking into account the “tectonic balance” – shield – syncline. Uplifting means block extension, fracturing and thus easy movements along cracks; subsidence, on the contrary, means contraction prohibiting movements along closed cracks. Salts under

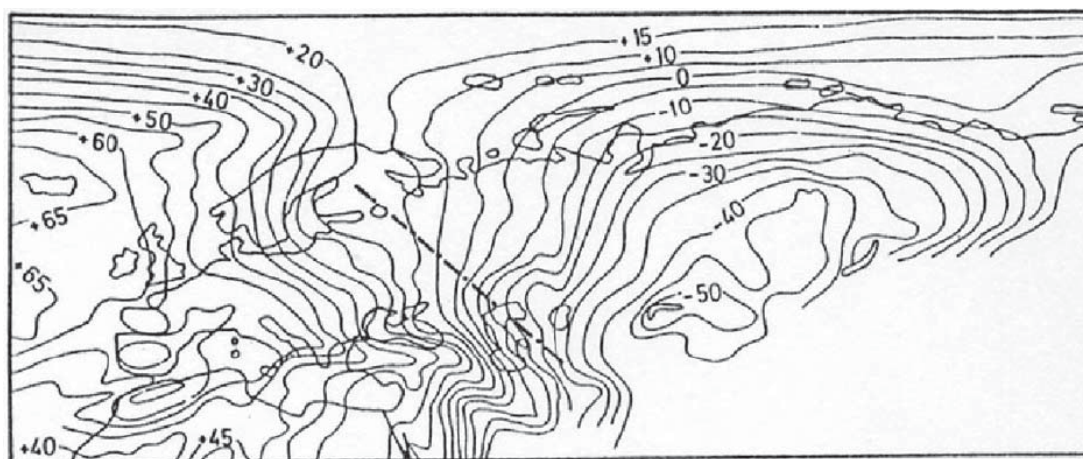


Fig. 3. Isolines of geoid for the Eurasia (after Bott, M.H.P., 1982, *The interior of the Earth*) and position of the Fenno-sarmatic line of symmetry

contraction are squeezed out forming ubiquitous salt domes (Fig. 2).

The Permian triangle formed at crossing of the Uralian chain with the Timan Ridge (both Pz)(Fig. 1) is famous by its anomalous atmospheric phenomena: regular appearance of sky luminescence, lightning balls. It seems that the death of 9 students on the “Dyatlov Pass” in 1959 is caused by a deadly atmospheric event (plasma or fire ball). Symmetrical to the Permian triangle Azov triangle is a place of mud volcanoes and CO₂ sudden outgassing (sometimes deadly).

The peculiar tectonic position of the stretched Komi Republic area extending from the SW to NE for about 1300 km is underlined by its symmetry about the Fenno-sarmatian axe with a range of geologic objects in Ukraine and Trans-Carpathians. The analogies also concern oil-gas, coal and salt deposits.

References

1. Кочемасов Г. Г. Современное взаимное расположение Западно-Сибирского и Средиземноморского бассейнов на Евразийском и Африканском континентах // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Материалы XLIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2012. 496 с. (С. 187—190).
2. Кочемасов Г. Г. Синхронные разномасштабные опускания-поднятия земной коры волновой природы в истории планеты // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Материалы XLV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. 284 с. (С. 94—98).
3. Fjeldskaar W., Lindholm C., Dehls J. F., Fjeldskaar I. Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia // Quaternary Science Reviews, 2000. V. 19, № 14-15. P. 1413—1422.
4. Gregersen S., Korhonen H., Husebye E. S. Fennoscandian dynamics: present-day earthquake activity // Tectonophysics, 1991. V. 189, № 1-4. P. 353—344.
5. Khain V. E. Tectonics of continents and oceans, Moscow, Nauchny Mir, 2001. 606 p.
6. Kochemasov G. G. Tectonic dichotomy, sectoring and granulation of Earth and other celestial bodies // Proceedings of the International Symposium on New Concepts in Global Tectonics, “NCGT-98 TSUKUBA”, Geological Survey of Japan, Tsukuba, 1998. P. 144—147.
7. Kochemasov G. G. Theorems of wave planetary tectonics // Geophys. Res. Abstr. 1999. V. 1, № 3. P. 700.
8. Kochemasov G. G. Coherent structurization of the Earth's geospheres from core to atmosphere and lithospheric weakness zones favourable for concentration of metals // Global Tectonics and Metallogeny, 2003. Vol. 8, № 1-4. P. 209—212.
9. Varrasuo P. The update of the seismic probabilistic site hazard assessment for Loviisa NPP in Finland.
10. Wahlström R. Seismodynamics and postglacial faulting in the Baltic Shield // ibid., P. 467—482.

Петрохимические особенности неркаюского эклогит-сланцевого комплекса Приполярного Урала и возможные геодинамические обстановки их формирования

Е. В. Кушманова¹, А. М. Пыстин¹, Ю. Л. Ронкин²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Ранее при проведении геологической съемки масштаба 1:50000, в которой принимали участие двое из авторов настоящей публикации (А. М. и Ю. И. Пыстины), была выполнена попытка реконструкции первичного состава метаморфитов неркаюского комплекса. Выполнялась она на основе изучения геологических условий залегания пород, установления особенностей химического состава метаморфических образований и исследований морфологических особенностей и видового состава аксессуарных минералов [4].

В 2012 г. нами при проведении полевых исследований в районе выс. Максимка-Нюр и в бассейне р. Неркаю были получены новые данные по

петрохимическому и микроэлементному составу пород неркаюского комплекса, которые позволяют уточнить ранее сделанные выводы о первичном генезисе метаморфитов, а также высказать предположение о возможных геодинамических обстановках формирования их протолитов.

В составе неркаюского комплекса преобладают гранат-слюдяные кристаллические сланцы, гранат-барруазитовые амфиболиты и эклогиты, а также продукты их низкотемпературного диафтореза: хлорит-мусковит-альбит-кварцевые, эпидот-хлорит-актинолитовые и эпидот-глаукофановые сланцы. Относительно слабоизмененные высокотемпературные метаморфиты лучше со-

хранились в центральных частях Неркаюского блока. Одним из них является район выс. Максимка-Нюр, по которому и представлены петрогеохимические данные.

Метабазиты представлены эклогитами, апоэклогитовыми амфиболитами и промежуточными разновидностями — в той или иной степени амфиболитизированными эклогитами. Разделение метаморфитов основного состава на эклогиты и амфиболиты является в определенной мере условным. Они обычно слагают одни и те же тела и связаны между собой взаимными переходами. В маломощных телах эклогиты обычно выполняют их центральные части, а амфиболиты — краевые. По геологическим данным метабазиты рассматриваемого района образовались по вулканогенным породам [5].

Анализ петрохимических данных по метабазитам с помощью наиболее часто используемых дискриминантных диаграмм (А. Нематова, Б. Муана и Н. де ля Роша, А. А. Предовского, А. Миаширо и др. [1, 3, 10]), показал, что эклогиты и амфиболиты неркаюского комплекса образовались по толеитовым базальтам, относящимся к низко-калийному типу пород.

На дискриминационной диаграмме Дж. Пирса [цит. по 6] точки составов эклогитов попадают в поле континентальных базальтов, а апоэклогитовых амфиболитов — в поле базальтов океанических островов. Учитывая, что эти породы слагают одни и те же тела, формирование их протолитов в различных геодинамических обстановках навряд ли возможно. Некоторые различия в их химизме, скорее всего, связаны с метаморфизмом (диафторезом амфиболитовой фации), что и привело к смещению фигуративных точек составов на диаграмме Дж. Пирса. В связи с тем, что эклогитовый парагенезис является более ранним, именно положение точек составов эклогитов должно более точно отражать геодинамические условия образования пород. Таким образом, петрохимические данные позволяют предполагать, что протолиты исследованных нами метабазитов неркаюского комплекса сформировались в континентальных условиях.

Сравнение распределения РЗЭ в метабазитах неркаюского комплекса с типовыми составами вулканитов основного состава показывает сходство с платобазальтами и умеренно-обогащенными толеитами окраинных (задуговых) морей [8]. На диаграмме Б. Кабаниса и М. Ликолла [цит. по 6] точки составов пород так же находятся в области базальтов задуговых бассейнов.

Для метабазитов характерно низкое содержание литофильных элементов — К, Rb, Ва. Количество Zr и Hf совпадает, а Та, Nb и остальных элементов с высокой силой поля незначительно

превышает содержание их в базальтах N-COX. Такое распределение элементов свойственно, например, платобазальтам юго-запада Японии, которые сформировались в обстановке рифтогенеза континентальной окраины [2].

Суммируя данные, получены при анализе как геохимических, так и петрохимических материалов по метабазитам неркаюского комплекса можно сделать вывод, что они имеют континентальные метки и сформировались, скорее всего, на окраине континента в обстановке рифтогенеза и последующего развития задугового моря.

Химические составы *гранат-слюдяных кристаллических сланцев*, проанализированные с помощью диаграмм А. Нематова [цит. по 1] и А. А. Предовского [3] показали, что породы являются парапородами и образовались по грауваккам.

Мультиэлементный спектр для кристаллических сланцев в сравнении со спектрами распределения элементов в граувакках, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках, позволяет судить о схожести исследуемых кристаллических сланцев с составами граувакк континентальных островных дуг [7, 9, 11].

Таким образом, на основании полученных нами анализов петрогеохимических данных наиболее вероятным представляется предположение о формировании протолитов метаморфических пород неркаюского комплекса в обстановке континентального рифтогенеза и последующего формирования задугового моря.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-У-5-1011.

Литература

1. Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 512с.
2. Мартынов Ю. А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной пачифики). Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
3. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 115с.
4. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208с.
5. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Потанов И. Л., Панфилов А. В. Раннедокембрийская история метаморфизма пород гранулитовых и эклогитовых комплексов палеоконтинентальной зоны Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2012. 46 с.
6. Склярёв Е. В. Интерпретация геохимических данных: Уч. пособие. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

7. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
8. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ, 1997. 320 с.
9. Bhatia M. R., Crook A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986.

V. 921. P. 181–193.

10. Miyashiro, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Am. Jour. Sci. V. 274, 1974. P. 321–355.
11. Tarney J., Saunders A. D., Matthey D. P. et al. Geochemical aspects of back-arc spreading in The Scotia Sea and western Pacific // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 300. 1981 P. 263–285.

Сравнительный анализ морфометрических характеристик рельефа и речной сети кряжей Енганепэ и Манитанырд

В. Ф. Лысова

Педагогический институт СыктГУ, Сыктывкар

Кряжи Енганепэ и Манитанырд расположены на западном склоне Полярного Урала, между 67 и 67,5° с. ш. В тектоническом отношении территория относится к северо-западной части Собского поднятия [3].

Енганепэйская и Манитанырдская морфоструктуры наследуют структурный план герцинид и представляют собой асимметричные сводово-блоковые поднятия — брахантиклинали, ориентированные в северо-восточном направлении. Дизъюнктивные нарушения разбивают горные массивы на блоки, испытавшие дифференцированные тектонические движения друг относительно друга на фоне их общего поднятия. В пределах обоих кряжей господствует денудационно-тектонический рельеф, что нашло свое отражение в характере речной сети. Преобладают долины, приспособившиеся к тектоническим структурам [3].

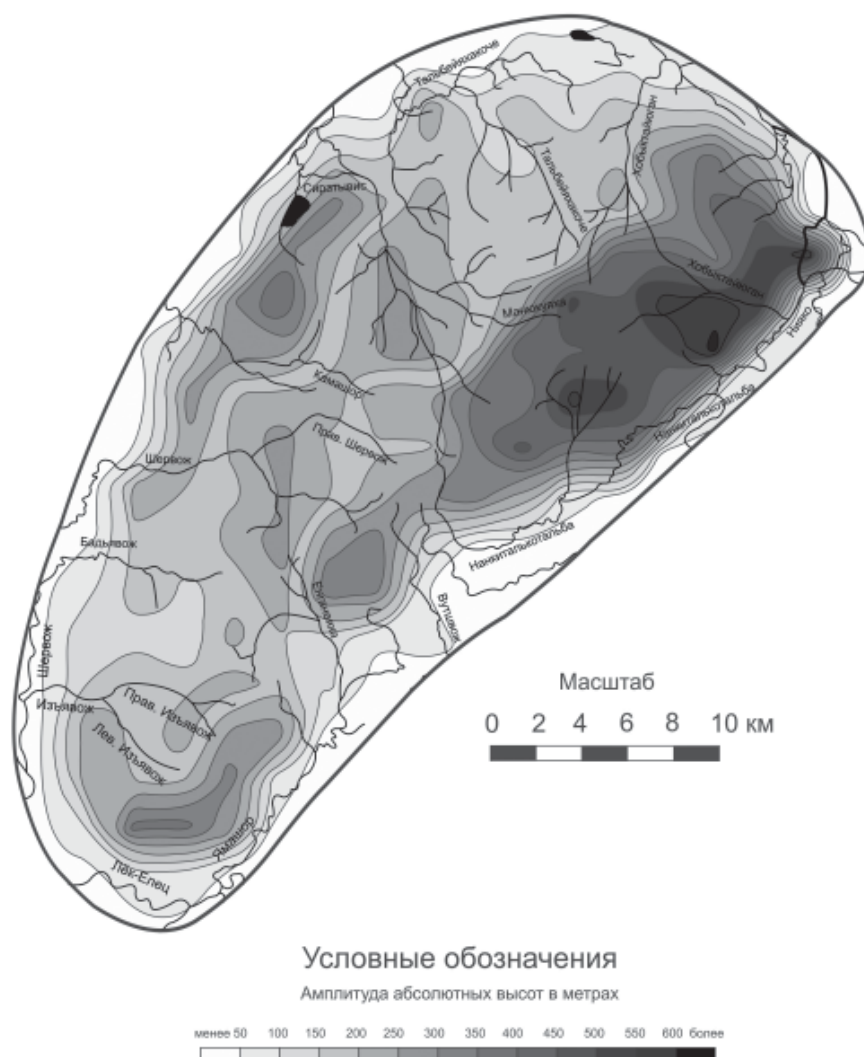
Максимальные абсолютные отметки кряжей приурочены к их северным частям и почти равны: 1032.3 м (кряж Енганепэ) и 1038.6 м (кряж Манитанырд). Минимальные отметки также отличаются незначительно — 145 м (кряж Енганепэ) и 182 м (кряж Манитанырд).

Из морфометрических характеристик нами исследованы вертикальная расчлененность рельефа и спрямленные участки рек. В процессе работы использовались топографические карты масштаба 1:100 000. Для изучения вертикальной расчлененности рельефа территория кряжей была разделена на квадраты с длиной стороны 2 км. В каждом квадрате определялись значения максимальной и минимальной абсолютных высотных отметок, затем вычислялась их амплитуда. Значения амплитуд относились к центрам квадратов, между которыми проводились изолинии методом интерполяции. В результате проведенных работ

были составлены карты вертикальной расчлененности рельефа (рис. 1 и 2).

Анализ карт показал, что значения амплитуд абсолютных высот рельефа в пределах кряжа Енганепэ изменяются в более широких пределах (от 78 до 623 м), чем в пределах кряжа Манитанырд (от 123 до 579 м). На территории кряжа Енганепэ минимальные значения амплитуд встречены на левобережье среднего течения р. Сиратывис (78–96 м). Максимальные значения приурочены к северо-восточной части кряжа, к верховью ручья Хобыктайюган, а также к участку, расположенному к северу, северо-западу и западу от места впадения ручья Нияшор в реку Нияю (522–563 м). От верховья ручья Хобыктайюган территория с большими значениями амплитуд абсолютных высот протягивается на запад к верховью р. Манюкуяха, где они достигают значений 520 м. Значительными амплитудами высот характеризуется участок в бассейне ручья Хребтовый (до 555 м), территория к югу (до 396 м) и к западу (до 320 м) от озера Щучье, участки в районе г. Последняя (до 341 м) и г. Южная (до 367 м), а также участок к северу от горы Барьерная. Незначительные амплитуды высот характерны для междуречья нижних течений Правого и Левого Шервожа (81–93 м) и участка в верховье р. Енганеяха. Прилегающие к кряжу равнинные пространства имеют наименьшие амплитуды — в пределах 20–60 метров.

В пределах кряжа Манитанырд минимальные значения амплитуд абсолютных высот наблюдаются в восточной части кряжа, на правобережной части бассейна р. Тоннельный (123 м), а также в центральной части — в междуречье р. Нияю и нижнего течения р. Ниявож (Ягодная) (163–166 м). Максимальные значения приурочены к юго-западной части кряжа и встречены в



районе ущелья Диоритовое (510—579 м). Значительными амплитудами высот характеризуется также участок в междуречье р. Нияю и верхнего течения р. Нияшор (562 м), участок в верховье ручья Извилистый (505 м), территория в верховьях ручьев Кварцитовидный и Хрустальный (502 м), бассейн верхнего течения р. Маниташор (500—511 м), территория в верховье р. Косвож (430 м) и др. Небольшие амплитуды высот во внутренних частях кряжа Манитанырда характерны для верховья ручья Бурный (203 м) и бассейна нижнего течения ручья Рогатый (Голубой) (166—215 м). Прилегающая к кряжу равнинная территория имеет наименьшие амплитуды — в пределах 24—90 м.

Так как решающее значение на величину расчлененности рельефа оказывают неотектонические движения [2, 4], то можно сделать вывод, что, в целом, кряжи Енганэпэ и Манитанырд испытали относительно интенсивные неотектонические движения. Для обеих кряжей характерна значительная их дифференцированность. Отличие состоит в несколько большей дифференци-

рованности новейших движений в пределах кряжа Енганепэ, на что указывает изменение амплитуд высот на территории кряжа в более широких пределах. В целом, максимальная амплитуда неотектонических движений характерна для окраин кряжей, в то время как центральные, осевые части испытали более слабые вертикальные движения. Особенно четко данная закономерность прослеживается на территории кряжа Енганепэ. Следует также отметить, что в пределах кряжа Манитанырды территория со значительными амплитудами занимает большую площадь по сравнению с кряжем Енганепэ, то есть на неотектоническом этапе количество интенсивно поднимающихся блоков земной коры кряжа Манитанырды превышает количество аналогичных блоков кряжа Енганепэ.

Так как карту вертикальной расчлененности рельефа можно рассматривать как своеобразную карту относительных новейших движений [2], то ее можно использовать при поисках россыпных полезных ископаемых, в частности золота. Экспериментальные работы исследователей в

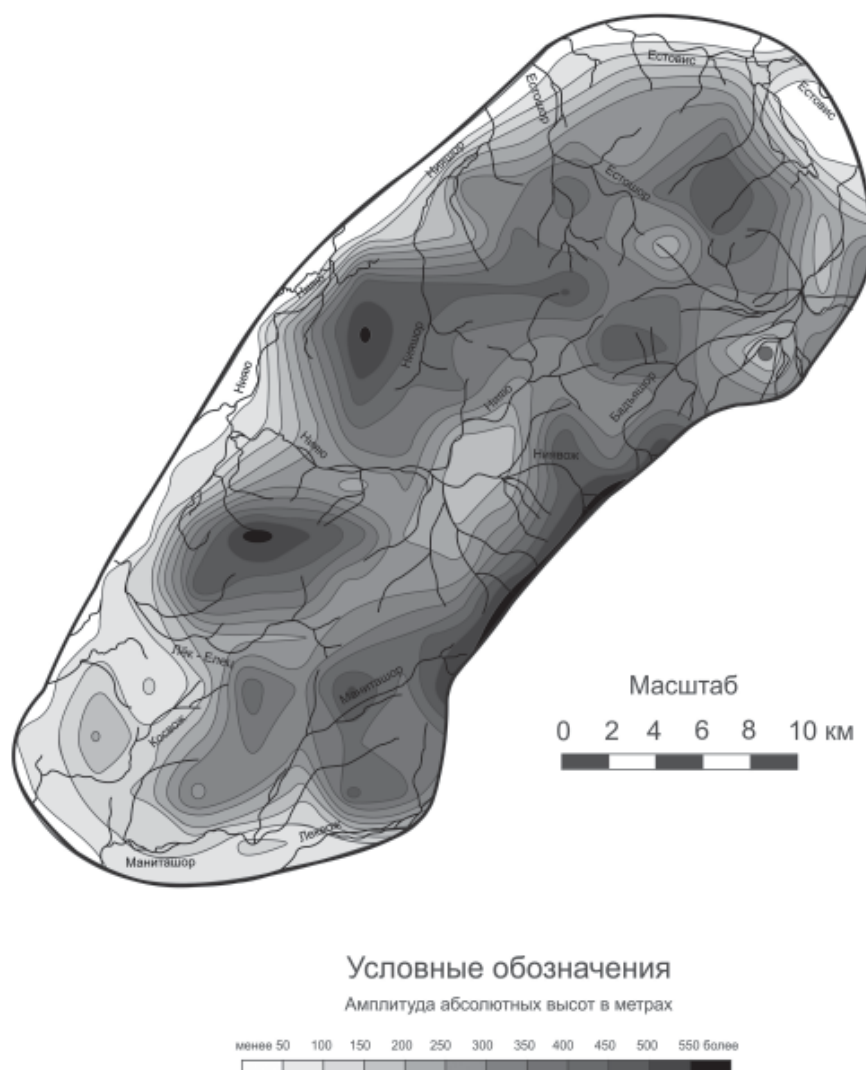


Рис. 2. Карта вертикальной расчлененности рельефа кряжа Манитанырд

других регионах показали, что новейшие движения оказывают прямое воздействие на распределение по долине аллювиальных россыпей. Участки, благоприятные для накопления долинных россыпей, располагаются в пределах блоков переменных движений, а русловых — в пределах блоков преимущественных опусканий на границе с поднимающимися блоками [1].

Проведенные нами исследования подтверждают данные выводы. Имеющиеся россыпи кряжа Енганепэ приурочены к его осевой части, испытавшей переменные движения или относительные опускания, что подтверждается незначительной вертикальной расчлененностью рельефа. В пределах же кряжа Манитанырд, в настоящее время, обнаружены только коренные россыпи.

При изучении спрямленных участков рек использовались участки длиной не менее 500 м, также учитывались направления течения рек. В результате их анализа построены розы-диаграммы встречаемости спрямленных участков в десятиградусных интервалах (круговая шкала), на

радиальной шкале указано количество замеров (рис. 3 и 4).

Графический анализ роз-диаграмм позволил установить основные направления спрямленных участков рек кряжей Енганепэ и Манитанырд. В целом, преобладает диагональная система ориентировок спрямленных участков водотоков. В пределах обоих кряжей наибольшее количество замеров имеют азимуты от 290 до 340° (северо-западная составляющая диагональной системы). Ортогональная система выражена менее четко, кроме ее северной составляющей, на которую приходится максимальное количество спрямленных участков (у кряжа Енганепэ это азимуты 350–360°, а у кряжа Манитанырд 0–10°). У спрямленных участков рек кряжа Манитанырд больше выражена запад-юго-западная составляющая диагональной системы, а юго-восточная практически не выражена, в то время, как для спрямленных участков рек кряжа Енганепэ выделяется, хотя и незначительно, и юго-восточная составляющая. Наименьшим количеством заме-

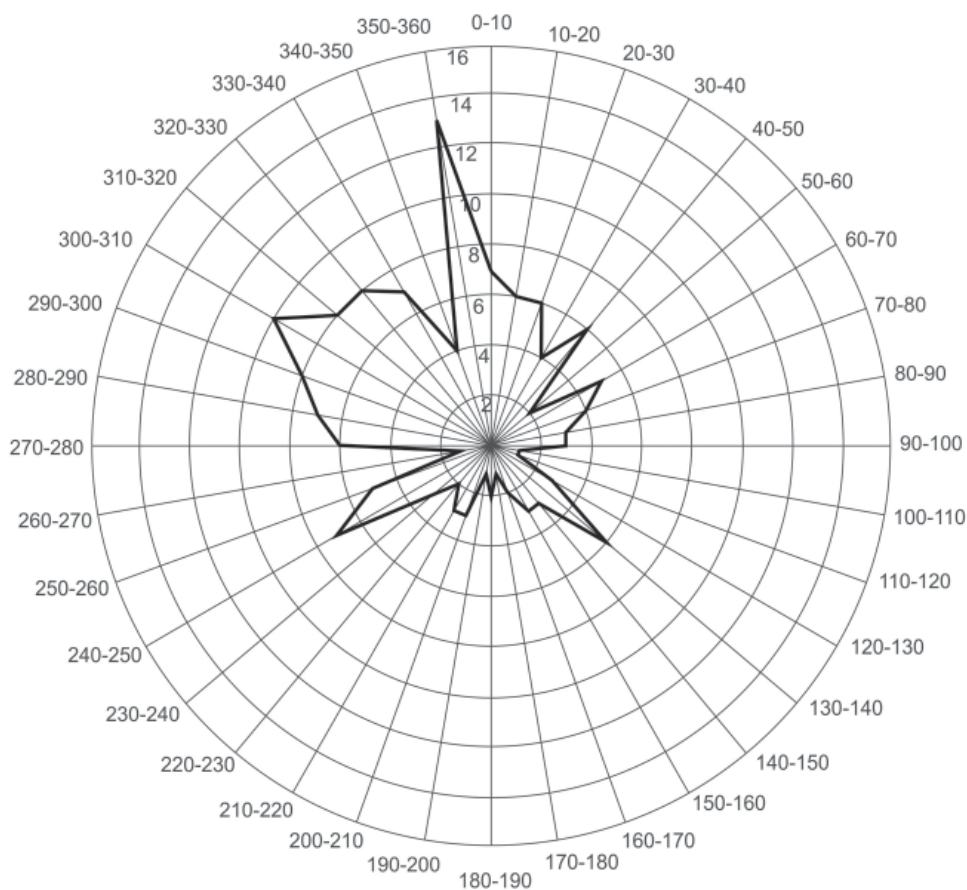


Рис. 3. Роза-диаграмма направлений спрямленных участков рек кряжа Енганепэ

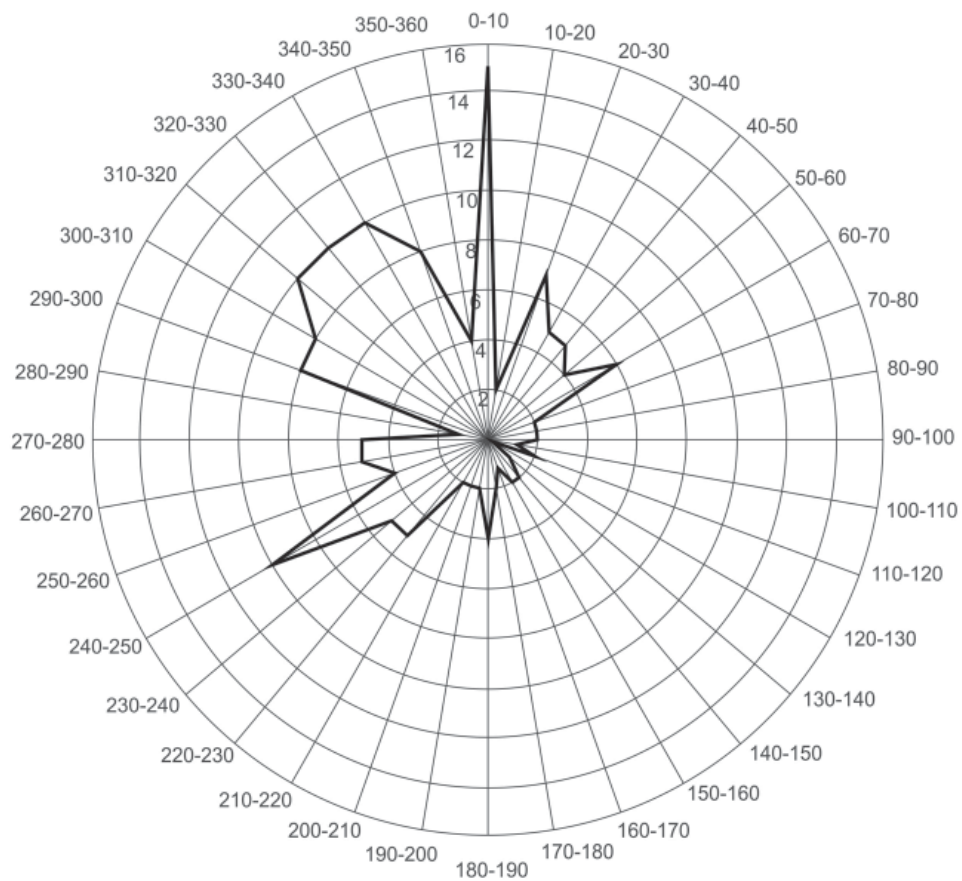


Рис. 4. Роза-диаграмма направлений спрямленных участков рек кряжа Манитаньрд

ров для кряжа Енганепэ характеризуются интервалы 10—20°, 70—180°, 190—220° и 280—290°, а для кряжа Манитанырд— 50—60°, 100—120°, 160—200° и 260—270° (1—2 замера).

Результаты проведенных исследований спрямленных участков рек могут помочь определить преобладающее направление горизонтального давления на тектонические блоки кряжей.

Литература

1. Васютина Л. Г. Влияние неотектонических движений на формирование аллювиальных россыпей в центральной части Станового хребта // Геоморфология. 1975. № 1. С. 62—67.

2. Голодовкин В. Д. Опыт применения карты расчлененности рельефа для прогноза тектонического строения южной части Куйбышевской области // Геоморфологические методы при нефтегазопроисловых работах. М.: Наука, 1966. С. 126—128.

3. Ефанова Л. И. и др. Прогнозно-поисковые работы на золото в пределах хребтов Манитанырд и Енганепэ. (Республика Коми): Отчет. 2009.

4. Философов В. П. Методика вычисления и геолого-геоморфологическая интерпретация коэффициента расчлененности рельефа // Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967. Т. 1. С. 112 — 146.

Возраст Земли: ретроспектива и современные представления

С. Х. Магидов

Институт геологии Дагестанского НЦ РАН, Россия

В настоящее время предполагаемый возраст Земли равняется 4.5—4.6 млрд лет. Эта величина является уже более полувека общепризнанной и не подвергается, за редким исключением, сомнению, хотя предложенный возраст и не является твёрдо установленным, а только предположительным. Основная критика звучит со стороны креационистов, которые, придерживаясь библейских представлений, оценивают возраст Земли в несколько тысяч лет. Современные геологические данные позволяют уверенно утверждать, что возраст Земли значительно древнее, чем указанный в священном писании. С другой стороны, и декларируемый в настоящее время научным сообществом абсолютный возраст Земли вызывает ряд вопросов и должен быть подвергнут научному анализу.

Прежде всего, необходимо рассмотреть историю вопроса. В античное время, когда Человек спорил с Богами, в Европе бурно развивались ремёсла, науки и искусства, зародились представления о практически бесконечном времени (Аристотелева бесконечность). Идею о несотворённости мира, наряду с Аристотелем, разделяли многие известные греческие философы. С начала Новой эры (рождество Христово) до Средних веков Европе доминировали библейские представления, согласно которым Мир был сотворён несколько тысяч лет назад.

В XVIII веке всё чаще ниспровергаются многие, освящённые религией представления, это касается и времени сотворения Мира. Так, по оценке Бюффона возраст Земли составлял 75 тысяч лет. Необходимо отметить, что в данном

случае это была не простая декларация, а попытка оценки возраста на основе научных расчётов, хотя в качестве утверждений и были использованы некоторые не доказанные положения.

Но уже в конце XVIII века опять стали возрождаться представления о неограниченности времени. Один из основоположников геологии Джеймс Геттон писал, что в геологии мы не видим ни начала, ни конца. Таким представлениям способствовал и выход в первой половине XIX века знаменитой книги Чарльза Лайеля о принципах геологии. Но под давлением научных фактов и теорий во второй половине XIX века в представлениях учёных, например, лорда Кельвина возраст Земли постепенно стал снижаться. Если в 1863 г. он допускал возраст Земли в 400 млн лет, то к концу века он сократил его до 24 млн лет [1]. Аналогичная трансформация взглядов происходит и у других учёных. Так, Лайель сократил возраст Земли во много раз, а Рид более чем 5 раз. Некоторые данные по эволюции представлений учёных приведены в таблице 1.

В XIX веке предпринимаются активные попытки оценки возраста Земли с использованием расчётов и научных данных. В основном они сводятся к расчётам, связанным с остыванием первоначально расплавленной Земли, а также по скорости денудации. По расчётам Чарльза Дарвина, основанных на данных по скорости денудации в районе Вельда юго-восточной Англии был получен возраст 300 млн лет. Этот результат вызвал возражения, как со стороны геологов, так и физиков. Профессор геологии Оксфордского университета Джон Филипс по

Таблица 1

Эволюция представлений о возрасте Земли

год	автор	Возраст Земли, лет.	год	автор	Возраст Земли, лет.
1650	Ашер	5650	1952	Щербаков Д.И.	2.1 млрд
1770	Бюффон	75 тыс.	1952	Вассоевич Н.Б.	3-4 млрд
1830	Лайель	>1 млрд.	1954	Козин Я.Б.	2.1 млрд
1859	Дарвин	300 млн	1957	Баранов В.И.	4.5 млрд
1860	Филиппс	96 млн.	1958	Коннор Р.Д.	3-4 млрд
1862	Кельвин	<100 млн	1959	Мал. Сов. Энцикл.	> 3 млрд
1865	Хоттон	2,3 млрд	1962	Старик И.Е.	4-5 млрд
1868	Кролл	100 млн	1964	Комисс. АН СССР по абс возрасту	4650± 50 млн
1868	Лайель	240 млн	1972	Больш. Сов. Энцикл	4.5 млрд
1876	Тэйт	10 млн	1973	Дж. Тилтон	4.66 млрд
1878	Рид	526 млн	1975	Загзузина И.А.	4.5 млрд
1878	Хоттон	153 млн	1977	Васильев Ю.М. и др	4.5 млрд
1879	Рид	600 млн	1984	Аллисон А.	4.6 млрд
1893	Рид	95 млн	1986	Мороз В.И.	4.6 млрд
1893	Кинг	23 млн	1986	Трубицын В.П.	4.6 млрд
1897	Кельвин	24 млн	1989	Мархинин Е..	4.5 млрд
1900	Джоли	100 млн	1990	Баранов В.И. Виноградов А.П.	4.5- 4.6 млрд
1929	Чернов А.	141 млн	1990	Тугаринов А. Войткевич Г.В.	4550±100 млн
1931	Холмс А.	<3млрд	2002	Батырмурзаев А.С.	4.5-4.6 млрд
1938	Вернадский В.И	3 млрд	2004	Ив Готье	4.5 млрд
1949	Марбли Ж.П.	3.25 млрд	2008	Больш. Росс.Энцикл.	4.5 млрд
1950	Марбли Ж.П.	2.1 млрд	2013	Магидов С.Х.	100 млн

Большинство данных за XIX век заимствованы из работы [1].

суммарной мощности слоёв и средней скорости осадконакопления на основе более детальных расчётов определил возраст земной коры в 96 млн лет. По скорости остывания Земли с учётом теплопроводности, температурных градиентов и других показателей известным физиком Уильямом Томсоном (лорд Кельвин) был проведён ряд расчётов для определения возраста Земли. С накоплением геологических и иных данных, а также совершенствованием методов расчёта в представлениях ведущих учёных 19 века наблюдается определённый сдвиг в сторону меньшего возраста Земли, о чём свидетельствует и таблица 1. Но уже с начала XX века, всё большая часть учёных склоняется к мнению о большей древности Земли по сравнению с преобладавшим мнением, сложившимся к концу XIX века. Этому также способствовало открытие явления радиоактивности, которое оказалось возможным использовать в качестве метода для определения возраста геологических образцов.

Необходимо отметить, что в первые три десятилетия прошлого века ещё не установился повсеместно общепризнанный в настоящее время возраст Земли даже по порядку величины, о чём свидетельствует и таблица 2.

Да и сам возраст Земли в то время определялся в очень широких пределах от 100 млн до 2 млрд лет. [4]. Из таблицы видно, что за четыре с половиной десятилетия и возраст отдельных периодов и сам возраст Земли увеличился более чем на порядок.

Со второй половины XX века устанавливается предполагаемый возраст Земли – примерно 4.5 млрд. лет, и с тех пор фактически не меняется, хотя ещё в начале 50-х годов XX века многие учёные, в том числе и академик Щербаков придерживались значительно меньшего возраста [5–8]. Сейчас имеется достаточно научных данных, которые могли бы способствовать формированию более адекватных представлений о возрасте Земли. Даже простейшие подсчёты показывают, что, вероятно, реальный возраст Земли может оказаться меньше декларируемого в настоящее время на порядок (таблица 3) [8, 9].

Декларируемый в настоящее время возраст Земли недостаточно научно обоснован. Он почти целиком основан на ядерной геохронометрии, которая и сама может быть поставлена под сомнение.

Приведённые данные позволяют усомниться в декларируемом в настоящее время возрасте Зем-

Таблица 2

Геохронологическая шкала (1929—1975 г.) [2, 3]

	Чернов А. 1929	Загрузина И.А. 1975	Примечания
Четвертичный	0.5	0.7(1.8)	Антропоген. СССР(Европа)
Третичный	2	66	Неоген+ палеоген
Меловой	2.5	66	
Юрский	2.5	53	
Триасовый	2.5	50	
Пермский	7.5	45	
Каменноугольный (карбон)	11.25	65	
Девонский	15	55	
Силурийский	15	35	
ордовик		65	
Кембрийский	7.5	80	
Эозойский (протерозой)	35	2050	докембрий
Азойский	75	2450 архей	докембрий
всего	141	4500	докембрий

Таблица 3

Необходимое время заполнения Мирового океана твердым стоком
и достижения современной минерализации

	Метод	Годовой, млрд. т	Необходимое количество	Период, млн. лет
Твёрдый сток (Львович)	седиментационный	22.4	$1.37 \cdot 10^{18} \text{ м}^3$	153
Ионный сток (Львович)	солевой	2.48	$4.79 \cdot 10^{16} \text{ т}$	19.3
Ионный сток (расчёт по данным стока в СССР)	солевой	13.9	$4.79 \cdot 10^{16} \text{ т}$	3.4
Группа соврем. авторов	солевой		$4.79 \cdot 10^{16} \text{ т}$	97

ли и требуют пересмотра. По-видимому, можно считать, что реальный возраст Земли, с учётом последних данных, лежит в пределах 40–400 миллионов лет, и величина в 100 миллионов лет, вероятно, более соответствует реальности, чем, декларируемый в настоящее время возраст в миллиарды лет.

Литература

1. Хэллем Э. Великие геологические споры. М.: Мир, 1984. С. 154—178.
2. Малая советская энциклопедия. М.: Советская энциклопедия, 1929, Т. 2. С. 431—432.
3. Горная энциклопедия. М.: Советская энциклопедия, 1986. Т. 2. С. 22—23, 371.

4. Малая советская энциклопедия. М.: Советская энциклопедия, 1929. Т. 3. С. 298—299.

5. Marble J. P. Report of the Committee on the measurement of geologic time. Nation Research Council, Washington, 1950.

6. Щербаков Д. И. Шкала геологического времени // Природа, 1952. № 7. С. 90—91.

7. Козин Я. Д. Геологическое прошлое Крыма. М., Издат. АН СССР, 1954. С. 17—20.

8. Магидов С. Х. Эволюция представлений о возрасте Земли // История наук о Земле: исследования, этапы развития, проблемы. М., 2008. С. 157—158.

9. Магидов С. Х. Социальные аспекты естественнонаучного мировоззрения и эволюция представлений о возрасте Земли // Геология и полезные ископаемые Кольского региона. Апатиты, 2013. С. 30—33.

Основные результаты региональных сейсморазведочных работ по профилю 30-РС

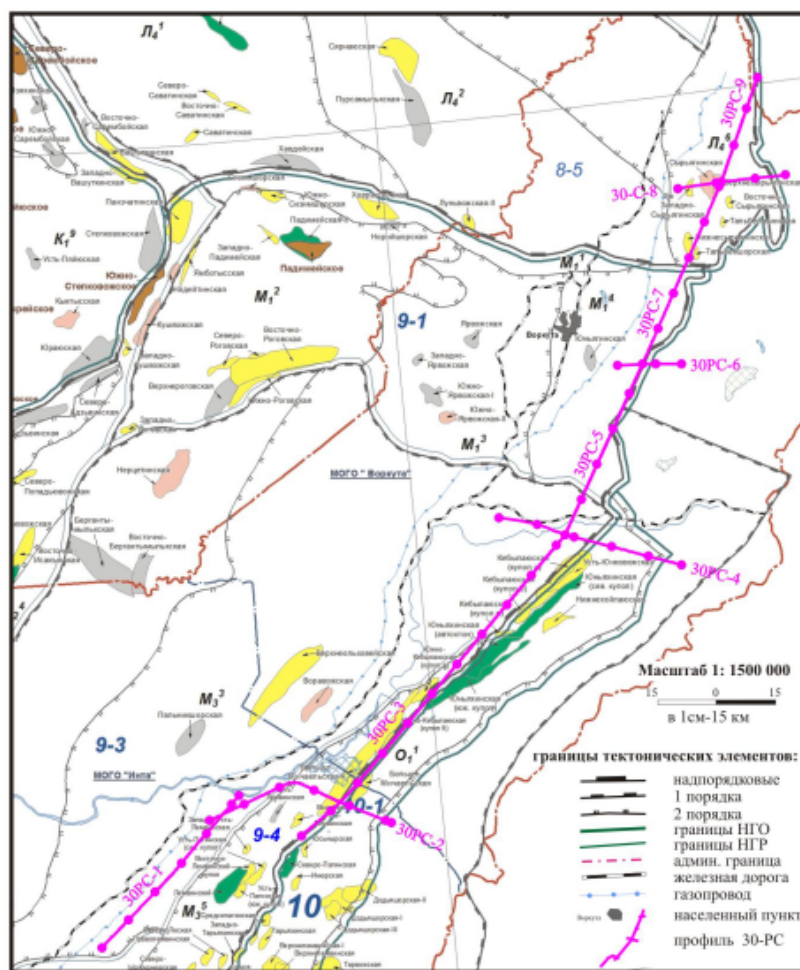
С. М. Никитина, А. И. Канева

ОАО «Севергеофизика», Ухта

Региональные сейсморазведочные работы по сейсмопрофилю 30-РС в малоизученном районе северной части Северо-Предуральской НГО выполнены ОАО «Севергеофизика» в 2012-2013 годах в соответствии с Государственным контрактом, заключенным с Управлением по недропользованию по Республике Коми.

Региональный профиль 30-РС протяженностью 430 пог.км в составе 9 профилей, включая 4 широтные рассечки, отработан по линии: Косью-Роговская впадина, Воркутское поперечное поднятие, Коротаихинская впадина (рис. 1).

Полевые работы МОГТ 2Д проведены с применением невзрывных источников возбужде-



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ :

- структуры:**
- выявленные
 - в бурении
 - подготовленные в бурении
 - выведенные с отрицательным результатом
- месторождения:**
- нефтяные
- нефтегазоносные области, районы:**
- 8 Притайхо-Приознономоземельская НГО
 - 8-5 - Коротаихинский НГР
 - 9 Северо-Предуральская НГО
 - 9-1 - Воркутский НГР
 - 9-3 - Кочмесский НГР
 - 9-4 - Интинско-Лемвинский НГР
 - 10 Западно-Уральская НГО
 - 10-1 - Восточно-Лемвинский НГР

- тектонические элементы:**
- L_2 - Коротаихинская впадина
 - L_2^1 - Лабогская моноклиналь
 - L_2^2 - Верхневоркутская зона дислокаций
 - L_2^3 - Сырьятинская складчатая зона
 - M_1 - Воркутское поперечное поднятие
 - M_1^1 - Горст Чернова
 - M_1^2 - Падимейская структурная зона
 - M_1^3 - Ярвожский купол
 - M_1^4 - Юньягинская антиклинальная зона
 - M_2 - Косью-Роговская впадина
 - M_2^1 - Абейская депрессия
 - M_2^2 - Прилемвинская складчато-покровная зона
 - O_1 - Западно-Уральская мегазона линейных складчато-надвиговых дислокаций
 - O_1^1 - Восточно-Лемвинская складчато-покровная зона

Рис. 1. Выкопировка из карты нефтегазогеологического и тектонического районирования ТПП (ГУП РК НИЦ и ВНИГРИ, 2012 г.)

ния упругих колебаний. Обработка материалов выполнена в системе PROMAX. В результате оптимизации параметров обработки получены составляющие профиль информативные временные разрезы, увязанные между собой и обеспечивающие решение поставленных геологических задач (рис.2). Комплексная интерпретация сейсморазведочных материалов проводилась в интерпретационной системе GeoFrame.

В результате проведенных исследований изучена и уточнена сложная структурно-тектоническая, литолого-фациальная модель строения осадочного чехла в аллохтоне и автохтоне внутренней части Предуральского краевого прогиба, в юго-восточной части Коротаихинской впадины и Западно-Уральской складчато-надвиговой зоны.

Наиболее сложное строение имеет Прилемвинская складчато-покровная зона, выделенная в составе внутренней зоны Косью-Роговской впадины. Морфология её осадочного чехла представлена тремя уровнями. К нижнему структурному уровню отнесён автохтон, включающий ордовикско-верхнедевонские отложения. Средний структурный этаж занимают структуры параавтохтона, образованные последовательно перекрывающимися друг друга в северо-западном направлении тектоническими пластинами. Структуры параавтохтона перекрываются верхним структурным уровнем, к которому относятся пластины Лемвинского аллохтона, представляющего собой надвинутый с востока на запад крупный тектонический покров.

Исследования, проведённые по широтным расщелкам, позволили наметить положение Фронтального надвига, который является современной границей Западной структурной зоны Урала и Косью-Роговской впадины Предуральского прогиба. В пределах параавтохтона выявлены высокоамплитудные антиклинальные перегибы с предполагаемой глубиной залегания кровли карбона на уровне 4000 — 3000 м. Таким образом, подтверждается расширение области нефтегазоперспективных территорий, которая на современной стадии изучения определяется по распространению под Лемвинским аллохтоном шельфовых и орогенных комплексов Косью-Роговской впадины.

В пределах Воркутского поперечного поднятия Предуральского краевого прогиба выделены аномалии сейсмической записи, предположительно обусловленные карбонатными постройками верхне — нижнедевонского и силурийского возраста, возможно входящими в зону барьерного рифа, изученного в обнажениях на реках Полярного и Приполярного Урала. В связи с отсутствием на этом участке сейсморазведочных исследований необходимо продолжить его изучение каркасной сетью региональных профилей.

Крайним северным тектоническим элементом, пересекаемым региональным профилем 30-РС является Сырьягинская складчатая зона Коротаихинской впадины. Наиболее высокое положение занимает центральный блок, к кото-

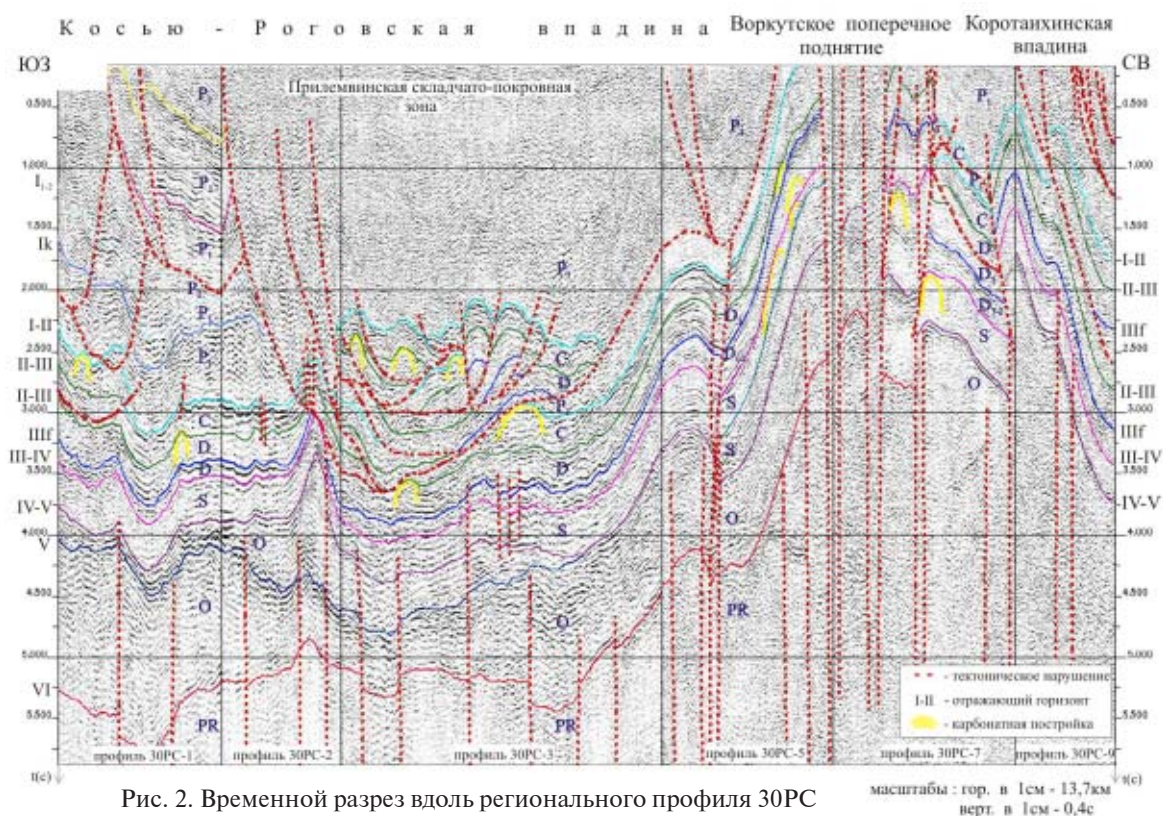


Рис. 2. Временной разрез вдоль регионального профиля 30РС

рому приурочена Сырьягинская структура, сложенная ордовикско-пермскими породами и осложненная структуроформирующим взбросо-надвигом. Согласно сейсмофациальному анализу, в пределах Сырьягинской структуры выделена серия предполагаемых карбонатных построек верхнедевонского и силурийско-раннедевонского возраста. Полученные результаты подтверждают перспективность Сырьягинской структу-

ры и необходимость бурения в ее пределах параметрической скважины.

Представленная структурно-тектоническая и литолого-фациальная модель строения по региональному профилю 30-РС позволяет обосновать направления для проведения дальнейших геологоразведочных работ по геологическому изучению этого малоизученного района северо-восточной части ТПП и предложения по лицензированию нераспределенного фонда недр.

Геодинамическое развитие Тимано-Печорской провинции

Н. С. Окнова

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург
ins@vnigri.ru

Согласно теории новой глобальной тектоники, литосферные плиты — это обширные жесткие блоки, составляющие литосферу Земли и находящиеся в постоянном движении, перемещаясь по слою астеносферы, от зон растяжения к зонам сжатия, где плиты сталкиваются между собой и возникают складчатые сооружения. Согласно теории тектоники плит, геосинклинали — это океаны прошлого, складчатые сооружения — рубцы замкнувшихся океанов. Океаны переживают в своем развитии несколько стадий: заложение (рифтогенез), раскрытие (спрединг), столкновение плит (коллизия) [1, 5].

Процессы нефтегазообразования тесно связаны с литогенезом. Одним из постулатов процесса нефтегазообразования — «нефтеобразование органически связано с литогенезом, с осадочным процессом или, другими словами, нефть — детище литогенеза» [3].

Существует мнение, что основной нефтегазоматеринской толщей в Тимано-Печорской провинции, как же как и в Волго-Уральской области, был доманиковский горизонт, который генерировал около 80 % всей нефти и очаг генерации располагался на востоке провинции. Проведенные плитотектонические реконструкции показали, что очагов генерации было несколько и что каждому геодинамическому циклу соответствовал свой очаг генерации и свои генерирующие толщи.

Тимано-Печорский бассейн — это объект на котором можно проследить все четыре цикла геодинамического плитотектонического развития: байкальский, каледонский, герцинский и незавершенный альпийский. Однако восстановлены они могут быть с разной степенью детальности.

О байкальском цикле сведений меньше всего. В докембрии Восточно-Европейская плита омывалась водами Тимано-Уральского палеоокеана. В конце докембрия океан замкнулся и к Восточно-Европейской плите прицелился малый континент Баренция [1], в южной части которого расположен современный Тимано-Печорский бассейн. В результате коллизии возникло Тиманское складчатое сооружение.

Каледонский цикл связан с существованием и развитием Палеоатлантического океана Япетус, на дальней периферии которого располагался современный Тимано-Печорский бассейн. Закрытие палеоокеана Япетус и формирование каледонид на северо-западе Скандинавии и архипелаге Шпицберген произошло в раннем девоне. Восточно-Европейская плита сомкнулась с Северо-Американской и возник единый материк Евразия. Территория Восточно-Европейской плиты подверглась максимальному осушению, которое коснулось и Тимано-Печорского бассейна: Большеземельский свод полностью вышел на поверхность, в северо-западной части Печоро-Колвинского авлакогена происходило терригенное осадконакопление. Морской бассейн с карбонатным осадконакоплением и значительными глубинами сохранился только на северо-востоке, в Варандей-Адзвинской зоне и Коротайхинской впадине. Детальное изучение карбонатных отложений нижнего девона показало на постепенный переход от известняков в нижней части разреза к доломитам и ангидритам в верхней части, что свидетельствует о регрессии морского бассейна к востоку и смене нормально морских условий лагуны с водами повышенной солености.

Герцинский цикл изучен наиболее подробно, поскольку с его отложениями связаны основ-

ные нефтегазные комплексы. Эти комплексы связаны со временем раскрытия Уральского палеоокеана и существования континентальных окраин на территории Тимано-Печорского бассейна. Заложение палеоокеана (Красноморская стадия) произошла в конце ордовика. В среднефранское время сформировалась уже зрелая континентальная окраина (Атлантическая стадия). По данным геодинамических реконструкций Уральский палеоокеан имел в это время ширину около 2500 км [1]. Региональная закономерность изменения среднедевонских отложений состоит в увеличении мощностей и содержания морских карбонатных и глинистых отложений к востоку, в сторону Уральского палеоокеана. В западном направлении мощности отложений уменьшаются вплоть до полного выклинивания с образованием заливообразной линии выклинивания, соответствующей береговой линии бассейна. Основным источником сноса было Тиманское поднятие, с которого сносился мономинеральный кварцевый материал. В юго-западной части бассейна реконструирована палеodelта веерообразной формы, характерной для пассивных континентальных окраин.

В семилукско-турнейское время происходит постепенное сокращение палеоокеана: установленные здесь разновозрастные краевые рифовые системы расположены по мере их омоложения все восточнее, что связано с регрессией бассейна седиментации.

В ниже-средневизейское время происходит сокращение бассейна (Средиземноморская стадия). Снос терригенного материала происходит с Тимана, но на востоке наблюдался дополнительный источник сноса, очевидно, основное поднятие, с которого поступал полимиктовый материал.

Позднепермское время — коллизийная стадия развития Тимано-Печорского бассейна, когда Восточно-Европейская плита сомкнулась с Сибирской плитой и возникло Уральское складчатое сооружение, с которого поступало огромное количество обломочного материала, сносимого реками и временными потоками. Состав обломочного материала резко изменился. Если в девоне и карбоне отложения имели кварцевый мономинеральный состав, то в поздней перми поступал полимиктовый материал с большим количеством обломков пород различного состава и неустойчивых минералов в тяжелой фракции. Такой состав обусловлен размывом офиолитов — продуктов разрушения океанической коры. Резко изменился региональный наклон бассейна. Если в девоне и карбоне он имел юго-восточное направление, то в верхней перми, после заложения Урала — северо-западное, в сторону Баренцева моря.

В альпийский цикл Тимано-Печорский бассейн входит в систему Арктических нефтегазоносных бассейнов. На севере его реконструирована палеоречная система, которая брала начало на юге Лембю-Ираельской зоны. На севере она имеет дельту и авандельту с двумя основными рукавами [2]. С дельтовыми отложениями связаны ловушки углеводородов в верхнепермских и нижнетриасовых отложениях. Морской бассейн регрессирует все дальше на северо-запад, дельтовые фации мигрирует вместе с береговой линией. Фрагмент дельтовой системы реконструирован на острове Колгуев в нижнетриасовых отложениях. Судя по вещественному составу нижнетриасовых отложений, содержащих большое количество вулканогенного материала, и представленных туфопесчаниками, туфоалевритами, тефроидами, а также по системе разломов, окраина континента в триасе была активной. В юрское время происходит трансгрессия морского бассейна с севера, которая достигла максимума в поздней юре, во время формирования «черных сланцев» — аналогов баженновской свиты Западной Сибири. Баженины откладывались на огромной территории более 1 млн. км², в том числе в пределах Тимано-Печорского бассейна, где с ними связаны месторождения горючих сланцев. Баженины служили основной нефтегазоматеринской толщей в альпийском цикле, хотя и более древние толщи, начиная с триасовых, могли также генерировать углеводороды.

Как показало геодинамическое моделирование, на территории бассейна широко развиты окраины континентов. По мнению В. Е. Хаина и Б. А. Соколова, они являются главными нефтегазоносными зонами Земли [4]. В палеозое — это окраина Уральского палеоокеана, на который формировались девонские и каменноугольные нефтегазоносные комплексы. В мезозое — окраина Печоро-Баренцевоморского бассейна, на которой формировались триасовый и юрский нефтегазоносные комплексы.

Таким образом, каждому геодинамическому циклу отвечает своя основная нефтегазоматеринская толща и свой очаг генерации. Анализ геодинамического развития позволяет найти эти очаги генерации, установить направления миграции флюидов и дать раздельный прогноз углеводородов, поскольку с областями наибольшего погружения связаны газовые месторождения, а с менее погруженными частями — нефтяные. Следовательно, совместное рассмотрение литогенеза и плитотектонического развития необходимо при проведении нефтепоисковых работ в нефтегазоносных бассейнах. Анализ процессов седиментогенеза позволяет выявить коллекторские толщи, резервуары и ловушки, а геодинамичес-

кие построения помогают определить очаги генерации, направление миграции и возможность заполнения выявленных резервуаров нефтяными и газовыми углеводородами.

Литература

1. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., 1990, кн. 1. 327 с., кн. 2. 333 с.
2. Окнова Н. С. Фациальные модели формирования неантиклинальных ловушек (на примере Тима-

но-Печорской провинции) // Доклады сов. геологов XXVIII Межд. геол. конгрессу. М., 1989. С. 92—98.

3. Соколов Б. А. Эволюционно-генетические критерии оценки нефтегазоносности недр М., 1985. 168 с.

4. Хаин В. Е., Соколов Б. А. Окраины континентов — главные нефтегазоносные зоны Земли // Сов. геология. 1984. №7. С. 49—60.

5. Храмов А. Н., Окнова Н. С. Палеомагнетизм, миграция углеводородов и природные катастрофы // Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии. СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 185—194.

Довендская тектоника Тимана

Б. В. Петров

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

На основе изучения карт аномального гравитационного и магнитного полей масштаба 1:1 000 000, их трансформаций, а также переобработки сейсмических профилей ГСЗ (Агат-1, Агат-2, Кварц, Рубин) и профилей МОГТ (III-РС и IX Сторожевская-Зеленец) была составлена тектоническая схема масштаба 1:2 500 000, охватывающая весь Тиманский кряж от п-ова Канин до Полюдова кряжа (рисунок). Вывелся ряд структурных зон северо-западного простирания, характеризующих область сочленения эпикарельской Русской платформы и эпибайкальской Тиманской складчатой области.

Древняя Русская платформа сочленяется с Тиманом через Мезенско-Вычегорский прогиб, в котором рифей с угловым несогласием перекрывается отложениями венда. Последний начинается разрез платформенного чехла. Западно-Тиманский разлом срезает вендские отложения, которые отсутствуют в других структурно-формационных зонах Тимана, где осадочный чехол начинается с девона.

Далее к северо-востоку идет зона Предтиманского перикратона, она хорошо трассируется областью развития карбостромовой формации, которая представляет собой зону Центрально-Тиманского разлома. В нем развита кливажная складчатость, в узких вытянутых в северо-западном направлении полосах отмечается чередование зон серицит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфации. За Центрально-Тиманским разломом, в районе Вымской гряды п-ова Канин, Северном Тимане метаморфизм может повышаться до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций [1].

Рифейские метаморфизованные породы имеют повышенную плотность, что находит отражение в гравитационном поле. На сейсмических

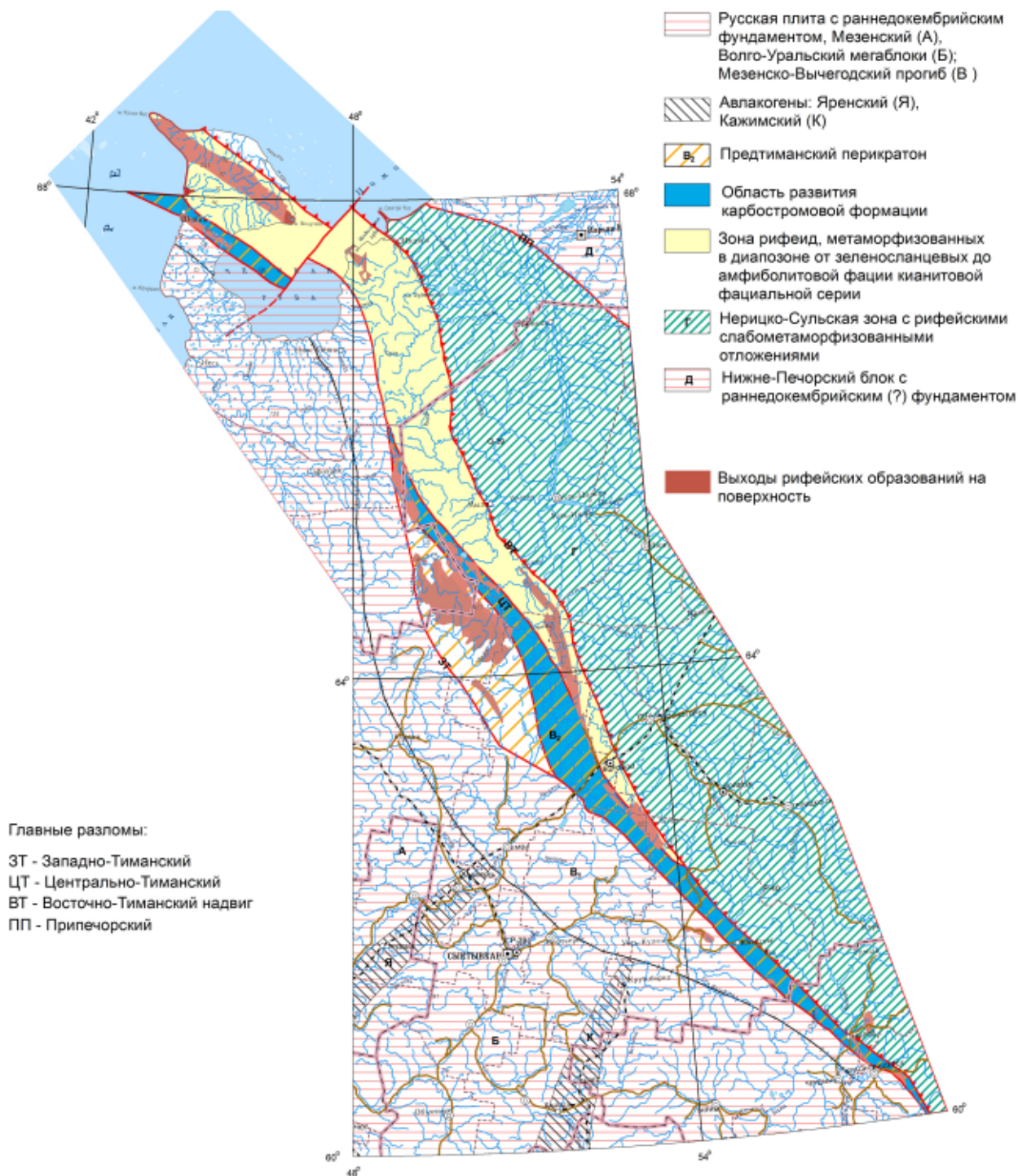
профилях в верхней части «гранитного» слоя скорости продольных волн (V_p) нередко меньше 6 км/сек. Обычно же верхняя кора на границе с осадочным чехлом характеризуется $V_p > 6,1$ км/сек.

Центрально-Тиманский надвиг имеет четкое отражение на сейсмических профилях МОГТ. Он постепенно выполаживается с глубиной, вдоль плоскости надвига формируется интенсивная складчатость волочения, осложненная более мелкими срывами. На современную поверхность оказываются выдвинутыми узкие линейные гряды рифея с повышенной степенью метаморфизма.

Между Центрально-Тиманским и Припечорским разломами располагается Нерицко-Сульская структурно-формационная зона. Она вскрыта рядом буровых скважин. Рифейские отложения метаморфизованы не выше зеленосланцевой фации и прорваны байкальскими плагио-микроклиновыми гранитами, широко развитыми только в этой зоне.

Припечорский разлом отделяет Нерицко-Сульскую зону от Нижнепечорского блока с более «тяжелым», вероятно, раннедокембрийским фундаментом.

Образование Тиманской складчатой области представляется следующим. Между Русской платформой и Нижнепечорским раннедокембрийским блоком формировался осадочный бассейн более глубоководный на северо-востоке и мелководный на северо-западе. В общем разрез носит миогеосинклинальный характер. В конце рифейского времени произошло сжатие бассейна за счет перемещения Нижнепечорского блока на северо-запад. Максимальное напряжение происходило в подошве Восточно-Тиманского надвига, где проявился повышенный метаморфизм кианитовой фациальной серии. Время метамор-



Тектоническая схема довендских образований

физма фиксируется по постороженным плагио-микроклиновым гранитам и составляет не менее 600 млн лет.

Литература

Гецен В. Г. Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 170 с.

Тектоника зоны сочленения Печорской и Западно-Сибирской плит на Ямале

В. Ф. Подурушин

ГазпромВНИИГАЗ, Москва

Обычно считается, что на северо-востоке Печорская плита (ПП) заканчивается Уральским складчато-надвиговым поясом и на территорию п-ова Ямал не распространяется. Южный Ямал относят к Припайхойской моноклизе Внешнего пояса Западно-Сибирской плиты (ЗСП), остальную часть полуострова — к ее Внутренней области [7]. Однако европейская часть моноклизы включена в состав ПП [8], а данные сейсморазведки свидетельствуют, что это заключение следует распространить и на южный Ямал. О целостности Припайхойской моноклизы на всем протяжении говорят выдержанное северо-западное простирание и спокойное северо-восточное погружение отражающего горизонта А (ОГ А), формирующегося на поверхности фундамента. В фундаменте южного Ямала скважинами вскрыты зеленые сланцы [6], сходные с породами позднедевонской яровейской серии Полярного Урала.

Фундамент Ямала разделен нами на Южный, Восточный, Центральный, Северо-Восточный и Северо-Западный структурные районы [5].

Южный структурный район, соответствующий Припайхойской моноклизе, ограничен Харасавэйско-Каменным и Шараповско-Юньяхинским сбросами, северные крылья которых опущены на 1.5–2 км (рис. 1 А, Б). По данным КМПВ и гравиметрических съемок район обладает корой континентального типа мощностью 35–40 км [4]. Разрывные нарушения представлены немногочисленными крупными дизъюнктивными широтного и северо-западного простирания. Вдоль северо-восточной границы в пределы района внедряются окончания разрывов северо-восточной ориентировки, быстрозатухающие в массиве континентальной коры. В составе Южного района выделены две структуры I порядка: Юрибейская моноклинали и Южно-Ямальская кольцевая структура.

Поверхность фундамента Юрибейской моноклинали спокойно наклонена на северо-восток. Вдоль границы с Центральным районом край моноклинали осложнен Нурминским мегаподнятием — краевым блоком, опущенным по листрическому сбросу с антитетическим вращением, в результате которого у него в тылу возник Нерутояхинский мегапрогиб (рис. 1 Б).

Южно-Ямальская структура, ограниченная кольцевым разломом диаметром около 200 км, лежит возле пересечения дизъюнктивов широт-

ного и северо-западного простирания (рис. 1). Наиболее отчетливо структура читается по ОГ Т₁ — поверхности батских отложений (рис. 2). Она также дешифрируется на космических снимках, юго-восточный сегмент подчеркнут изгибом Обской губы.

Форма граничного разлома свидетельствует о вертикальном залегании и жестком глубинном наполнении структуры, которую естественно связать с магматическим очагом. На Ямале только в ее пределах скважинами 1 и 3 Верхнеченским и вскрыты гранитоиды, имеющие позднепермский возраст [2].

Южно-Ямальская структура пересечена широтными Северо- и Южно-Щучьинским разломами, вдоль которых по ОГ А развиты эрозивно-тектонические депрессии глубиной до 1.5 км. Прямолинейная форма нарушений свидетельствует о крутом падении. Фундамент между ними имеет блоковое строение: на западе расположен Щучьинский выступ, под чехлом ЗСП — Верхнеченский горст. В разных блоках кинематика субширотных нарушений меняется со сбросовой на взбросовую.

Дизъюнктивная система северо-западного простирания включает две ветви Байдарацкого разлома [1] (рис. 1 Б). В нижней части Байдарацкий разлом представлен крутопадающим сдвигом, смещающим восточный блок Верхнеченского горста вправо на 7–10 км. У поверхности фундамента сдвиг сменяется надвигом с извилистой линией выхода на ОГ А, перекрывшим глубинный сдвиг и затронувшим породы чехла до неокма включительно. Видимо, по Байдарацкой зоне во время уральской коллизии имел место надвиг висячего крыла к северо-востоку, а в неокме, судя по асимметрии складок осадочного чехла, — подвиг лежащего крыла в обратную сторону [5].

Восточный, Северо-Западный и Северо-Восточный структурные районы относятся к Внутренней области ЗСП. Здесь фундамент залегает на глубине 4.5–9 км и скважинами не вскрыт. ОГ А имеет мозаично-блоковое строение и разбит многочисленными разноориентированными разрывными нарушениями.

Центральный структурный район является переходным, сочетая признаки Северо-Восточного и Южного районов. Его границы образованы крупными сбросами амплитудой до 1.8 км, в строении преобладают элементы широтного и северо-

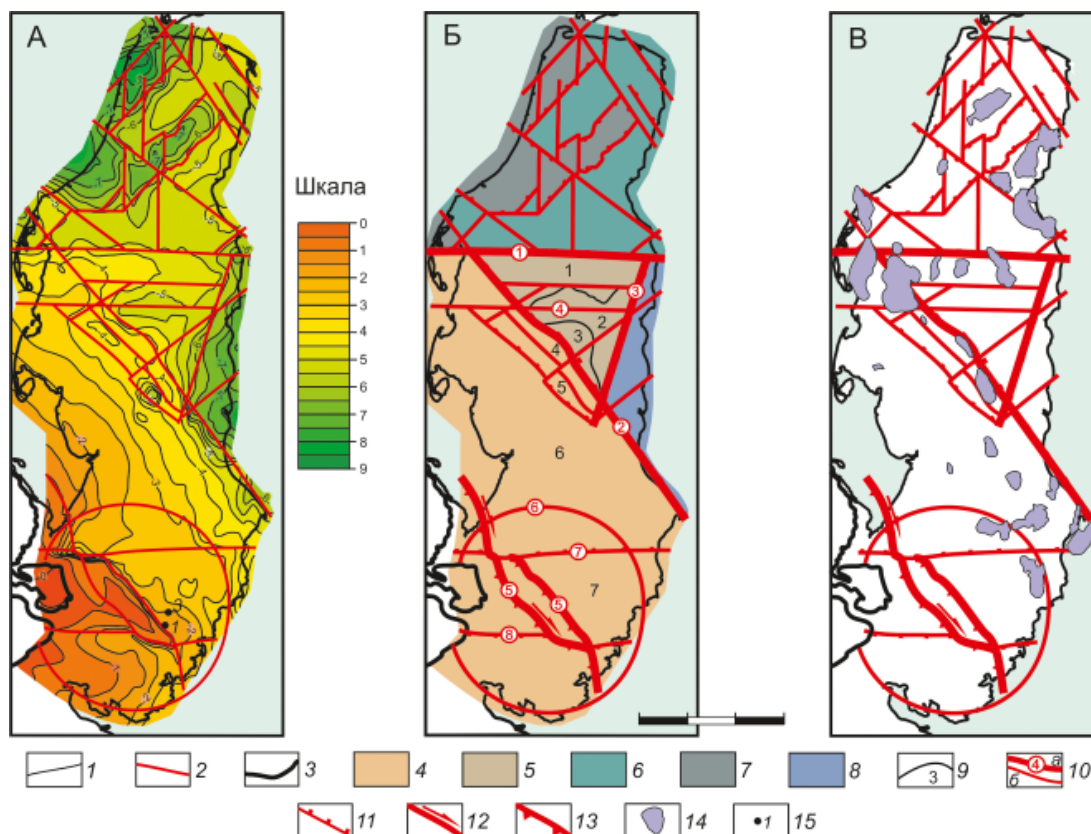


Рис. 1. Карты кровли фундамента Ямала: А — структурная; Б — тектоническая; В — нефтегазоносности [5]
 1 — изогипсы ОГ А; 2 — линеаменты; 3 — граница чехла ЗСП; 4–8 — структурные районы: 4 — Южный, 5 — Центральный, 6 — Северо-Восточный, 7 — Северо-Западный, 8 — Восточный; 9 — границы структур, их номера; 10–13 — разломы: 10,а — наиболее крупные, их номера, 10,б — прочие, 11 — сбросы, 12 — сдвиги, 13 — надвиги; 14 — месторождения нефти и газа; 15 — скважины Верхореченской площади, их номера.

Цифровые обозначения: **Элементы блоковой структуры:** 1 — Северо-Сеяхинское блоковое мегаподняние, 2 — Большешетамботинский мегапрогиб, 3 — Южно-Сеяхинское блоковое мегаподняние, 4 — Нурминское блоковое мегаподняние, 5 — Нерутояхинский мегапрогиб, 6 — Юрибейская моноклираль, 7 — Южно-Ямальская кольцевая структура. **Разломы:** 1 — Шараповско-Юньяхинский, 2 — Харасавэйско-Каменный, 3 — Хойско-Хорамахаяхинский, 4 — Мордыхаско-Турмаяхинский, 5 — Байдарацкий, 6 — кольцевой, 7 — Северо-Щучинский, 8 — Южно-Щучинский

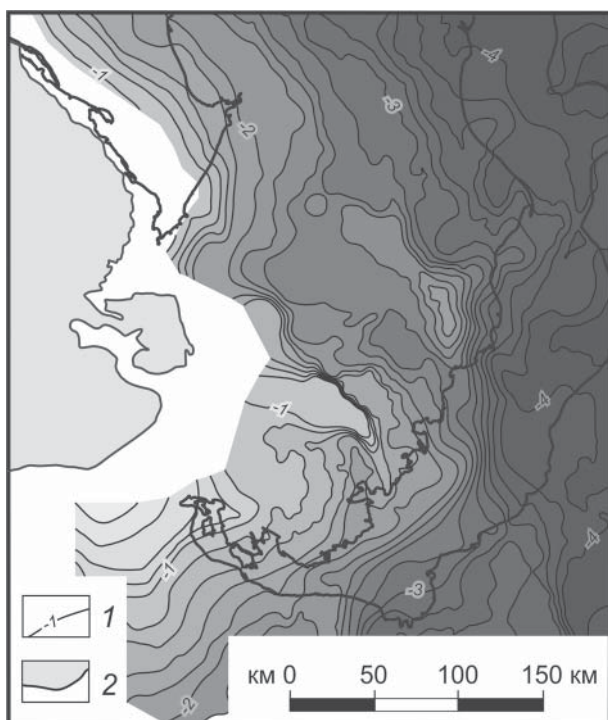


Рис. 2. Отражение Южно-Ямальской кольцевой структуры в рельефе ОГ T_1 (кровля отложений батского яруса) [5]. 1 — изогипсы ОГ T_1 ; 2 — граница распространения чехла Западно-Сибирской плиты

восточного простираия (рис. 1 А, Б). Центральный район лежит в широтном створе с Куренцовской ступенью Баренцева моря, где наблюдается похожее “растворение” структур континентальной коры Печорской плиты при переходе в рифтогенную Южно-Баренцевскую впадину [3, 8].

Харасавэйско-Каменный, Шараповско-Юньяхинский сбросы и северо-восточный сегмент Южно-Ямальной кольцевой структуры входят в число важнейших структур, контролирующих газонефтеносность Ямала (рис. 1В).

Литература

1. Брехунцов А. М. и др. Региональные поперечные и инверсионные структуры Западно-Сибирского бассейна // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1999. Т. I. С. 103—106.
2. Иванов К. С. и др. Изотопное U-Pb-датирование гранитоидов из фундамента Ямала // Горные ведомости. 2012. № 11. С. 26—34.
3. Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части европейской России масштаба 1:2 500 000. М.: ИЛРАН. 1996. 96с.
4. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М 1:2 500 000. М.: ИЛРАН. 1998. 127 с.
5. Подурушин В. Ф. Тектоника фундамента и ее влияние на формирование газового потенциала полуострова Ямал // Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г.: сб. науч. статей. М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2011. С. 65—72.
6. Скоробогатов В. А. и др. Геологическое строение и газонефтеносность Ямала. М.: Недра-Бизнесцентр, 2003. 352 с.
7. Тектоническая карта юрского структурного яруса Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М1:2 500 000 / Ред. А. Э. Конторович. Новосибирск: ИГНГ СО РАН, 2004.
8. Тимонин Н. И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.

Волноводы земной коры Тимано-Североуральского региона

Т. А. Пономарева, В. А. Лютое

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Определение глубин возможных очагов землетрясений на территории Тимано-Североуральского региона, как и принято, проводилось поэтапно. Первоочередной задачей в этом процессе стало обнаружение волноводов в разрезе земной коры, для решения которой подробно были рассмотрены скоростные и плотностные характеристики разрезов земной коры по данным ГСЗ [1] и выявлены особенности изменения этих параметров с глубиной. Следующая задача заключалась в определении оценочных критериев, установленных на основе расчета прочностных и упругих параметров в пределах геолого-тектонических структур высшего и первого порядков на территории исследований, указывающих на возможность формирования очагов землетрясений [3].

Для выделения коровых волноводов использовались общепринятые критерии, согласно которым низкие значения скоростей сейсмических волн и плотностей рассматриваются как результат особого флюидного режима в процессе формирования каждого конкретного слоя. Путем анализа кинематических и пространственных характеристик глубинных разрезов земной коры, пересекающих надпорядковые структуры и структуры первого порядка Тимано-Североуральско-

го региона, были выделены сейсмоструктурные этажи (ССЭ). Сейсмоструктурные этажи выполнены структурно-вещественными комплексами, характеризующими вертикальную расслоенность континентальной части литосферы [2]: первый этаж (I) соответствует сланцевому комплексу пород, второй (II) — гнейсогранулитовому, состоящему из гранито- и диоритогнейсового подкомплексов (II' и II'') пород, и третий (III) — гранулитометабазитовому комплексу пород.

В разрезе земной коры Канино-Северотиманского мегавала Тиманской гряды во II' ССЭ на глубине 15—21 км присутствуют волноводы со скоростями поперечных волн V_s в интервале 3.90—3.92 км/с. В структурах Печорской синеклизы наблюдаются волноводы с таким же V_s , находящиеся в пределах Печоро-Колвинского прогиба во II' ССЭ на глубине 16.0—25.0 км. В северо-восточном направлении от него отмечается опускание волноводов с несколько повышенными скоростями поперечных волн (3.95—4.01 км/с) до глубины 28.2 км. В разрезе Большеземельского свода во II'' ССЭ на глубине 23—30 км обнаружены волноводы со значениями V_s , равными 3.79—3.85 км/с. По краевым частям Печорской синеклизы нами выявлены области земной коры, в разрезе которых присутствуют два уровня волново-

дов с разными V_s . Так, в разрезе Припайхойского прогиба первый уровень волноводов со скоростями V_s от 3.65 до 3.75 км/с располагается на глубине 8–14 км и относится к I ССЭ, второй (V_s 4.05–4.75 км/с) находится на глубинах 23–29 км и принадлежит к II ССЭ. В строении Пайхойского аллохтона первый уровень волноводов (V_s 3.65–3.71 км/с), обнаруженный на глубине 8–13 км, относится к I ССЭ; второй (V_s 3.65–3.71 км/с), достигающий глубины 19–38 км, относится ко II ССЭ. В разрезе земной коры в Косью-Роговском прогибе в породах диорито-гнейсового подкомплекса пород также выявлено два уровня волноводов — на глубинах 20 и 34 км. На севере Урала волноводы установлены в разрезах Восточно-Уральской зоны в самых низах земной коры, т.е. в III ССЭ. Области волноводов с V_s в пределах 3.70–3.75 км/с, имеющие мощность 4–8 км, расположены на глубинах 33–40 км на Полярном и на глубине 35–43 км на Приполярном Урале. Уральская область отличается от сопредельных территорий не только северо-северо-восточной ориентировкой структур, но и глубинным расположением волноводов и пониженным тепловым потоком [4].

Так, в разрезах земной коры на европейском северо-востоке России волноводы, соотносимые со структурами Печорской синеклизы, формируются в верхней части коры, где повсеместно присутствует гранитогнейсовый подкомплекс пород, отмечаются высокие тепловые потоки и повышенные содержания радона и продуктов его распада [4]. Волноводы Урала расположены в гранулит-метабазитовом комплексе в нижней части коры с характерным для него пониженным тепловым потоком. В разрезах коры «переходной» области (в Предуральском, Припайхойском, Косью-Роговском прогибах) отмечаются два уровня волноводов: «печорских», имеющих тенденцию «перемещаться» вверх по разрезу, и глубинных — «уральских». В геологических структурах Волго-Уральской антеклизы волноводы нами не обнаружены

Для определения динамических и статических прочностных и упругих параметров горных пород были использованы номограммы В. Н. Никитина и формулы В. И. Бондарева [5]. Для каждого ССЭ выбранной геологической структуры были рассчитаны следующие модули упругости: $E_d \rightarrow E_c$ — модули Юнга, ν_d — коэффициент Пуассона, G — модуль сдвига, $E_{деф}$ — модуль общей деформации, $\sigma_{сж}$ — предел прочности сжатия. Далее с помощью математической операции, известной как пересечение множеств, из ранее полученных прочностных параметров горных пород в пределах одного ССЭ составлялась его единая индивидуальная характери-

ка. Эта характеристика, одновременно принадлежащая каждому из множеств параметров (сдвиговой, сжимающей и общей прочности), получила название — параметр упругой емкости (Ω — омега). Чем больше этот параметр, тем выше способность накопления упругой энергии в ССЭ, и наоборот. Таким образом, мы исключаем анализ каждого параметра отдельно и рассматриваем только их общую эффективную составляющую — Ω , позволяющую избежать предвзятость характеристик ССЭ, составленных на основе только одного параметра при наличии еще и других, возможно даже противоречивых показателей, которые используются при определении возможных глубин очагов землетрясений. Для закрепления наших выводов воспользуемся авторитетными мнениями ведущих сейсмологов — М. А. Садовского и В. Ф. Писаренко, которые утверждают, что формирование очага землетрясения в блоковой среде земной коры происходит вследствие накопления упругих деформаций в объеме самого блока [6]. Скорость этого накопления зависит от диссипативных особенностей блока: в условиях быстрой его диссипации происходит выброс сейсмической энергии. В большинстве таких случаев этот процесс происходит по границам блоков, имеющим повышенную сеть трещиноватости. Результаты расчетов по параметру Ω позволили обнаружить достаточно хорошо дифференцированную картину изменения упругих свойств горных пород в ССЭ геологических структур. В определении возможной глубины формирования очага землетрясений следует исходить из анализа оценочных критериев, представленных в виде следующих неравенств:

- 1) при $\Omega_{III} >> \Omega_{II} < \Omega_I$ — в кровле III и в подошве I ССЭ;
- 2) при $\Omega_{III} \approx \Omega_{II} > \Omega_I$ — в кровле II ССЭ;
- 3) при $\Omega_{III} < \Omega_{II} > \Omega_I$ — в кровле II ССЭ;
- 4) при $\Omega_{III} << \Omega_{II} >> \Omega_I$ — в подошве и в кровле II ССЭ;
- 5) при $\Omega_{IV} >> \Omega_{III} < \Omega_{II} \approx \Omega_I$ — в кровле III ССЭ;
- 6) при $\Omega_{III} >> \Omega_{II} >> \Omega_I$ — в кровле III и II ССЭ;
- 7) при $\Omega_{III} >> \Omega_{II} > \Omega_I$ — в кровле III и маловероятно во II ССЭ.

В других случаях, по нашему мнению, формирование очагов землетрясений маловероятно.

На основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных были выделены четыре типа сейсмогенерирующих зон [4]. Каждая из этих зон с учетом сейсмологических, геологических и геофизических данных была охарактеризована предельно возможными параметрами: магнитудой (M), протяженностью (L), глубиной очага (H), шириной плейстосейстовых зон с учетом приращенной балльности.

К первому типу (I–1) отнесены зоны, в которых были инструментально зарегистрированы землетрясения интенсивностью от 6 до 7 баллов или по которым имеются исторические сведения. Ко второму типу (I–2) принадлежат зоны, подобные зонам I–1 по сейсмогеологическому строению, но с отсутствием землетрясений. Третий тип (II–1) включает зоны с землетрясениями в пределах 5–6 баллов с имеющейся сейсмологической информацией, четвертый тип зон (II–2) подобен третьему по сейсмогеологическому строению, но сведения о сейсмических событиях отсутствуют.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований РАН №12-И-5-2022.

Литература

1. Булин Н. К., Егоркин А. В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.
2. Запорожцева И. В., Пыстин А. М. Строение дофанерозойской литосферы Европейского Северо-Востока России. СПб.: Наука, 1994. 112 с.
3. Лютюев В. А., Пономарева Т. А. Геолого-геофизическая основа сейсмического районирования Европейского Северо-Востока России // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 12. С. 7–12.
4. Пономарева Т. А., Шуктомова И. И. Взаимосвязи теплового потока и естественных радионуклидов с глубинным строением Тимано-Североуральского региона // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2012. №3 (11). С. 68–75.
5. Савич А. И., Яценко З. Г. Исследования упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами. М.: Недра, 1979. 214 с.
6. Садовский М. А., Писаренко В. Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

Петрофизические образы полиметаморфических комплексов разного типа (на примере Приполярного и Полярного Урала)

Т. А. Пономарева, А. М. Пыстин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В 90-х годах прошлого столетия основной особенностью развития геологических знаний Тимано-Североуральского региона стал принципиально новый подход к оценке роли глубинных факторов в формировании земной коры. Особое внимание при разработке новых геодинамических моделей литосферы уделялось геологической интерпретации геофизических данных, которая проводилась совместно с изучением поверхностных и приповерхностных дофанерозойских образований, выходящих, главным образом, на Приполярном и Полярном Урале [1, 2]. Петрофизические и геологические характеристики разновозрастных пород рассматривались как “память” о геодинамических обстановках геологического прошлого и использовались для понимания эволюции земной коры начиная с раннего докембрия. В связи с этим, актуальными задачами в петрофизических исследованиях стали: изучение, распределение физических свойств в разрезе и анализ их взаимосвязей с геологическими образованиями.

Полиметаморфические комплексы Урала и северной половины Урала, в частности, различаются по вещественному составу, структурам и особенностям метаморфизма пород. Все они относятся к образованиям нижнедокембрийского структурного этажа и интерпретируются как тек-

тонически перемещенные фрагменты древнего кристаллического основания приуральской части Восточно-Европейского кратона, вовлеченные в структуру уралоид [3, 4].

Гнейсо-мигматитовые комплексы. На Приполярном Урале к таким образованиям относится *няртинский комплекс*, слагающий ядро Хобеинской антиклинали в северной части Ляпинского антиклинория, в пределах Кожимского поперечного поднятия.

Плотность пород нижней амфиболито-гнейсовой толщи имеет следующие значения: 2.68–3.26 г/см³ при $\sigma_{\text{ср}}$ равной 2.92 г/см³ у амфиболитов; 2.64–3.15 г/см³ при $\sigma_{\text{ср}}$ равной 2.87 г/см³ у гнейсовидных амфиболитов; 2.67–2.90 г/см³ при $\sigma_{\text{ср}}$ равной 2.82 г/см³ у амфибол-слюдистых кристаллических сланцев. Плотность пород верхней плагиогнейсово-сланцевой толщи: 2.62–2.68 г/см³ при $\sigma_{\text{ср}}$ равной 2.64 г/см³ у двуслюдяных гнейсов; 2.62–2.81 г/см³ при $\sigma_{\text{ср}}$ равной 2.69 г/см³ у гранатосодержащих биотитовых гнейсов; 2.61–2.79 г/см³ у кварцитов и слюдисто-кварцевых сланцев при средней плотности 2.7 г/см³.

Породы нижней толщи няртинского комплекса характеризуется более высокими значениями плотности 2.82–2.92 г/см³ по сравнению с верхней, где этот показатель варьирует в пределах 2.64–2.79 г/см³. Магнитная восприимчивость

в однотипных породах в целом не меняется по разрезу. Но, учитывая, что высокомагнитные существенно кварцевые породы приурочены к верхней части наблюдаемого разреза, среднее значение $\sigma_{\text{ср}}$ выше в породах верхней толщи.

На Полярном Урале в пределах Собского поперечного поднятия выделяется *харбейский гнейсо-мigmatитовый комплекс*. Он расположен в южной части Харбейского антиклинория и слагает одноименный тектонический блок.

Средние плотности по разрезу харбейского комплекса в нижней его части (лаптаюганская свита) составляют 2.97 г/см^3 , а верхней (ханмейхойская свита) — 2.83 г/см^3 . Общему понижению плотности верхней части разреза способствует присутствие в разрезе тел гранитогнейсов со $\sigma_{\text{ср}}$ равной 2.61 г/см^3 .

Магнитные свойства пород харбейского комплекса увеличиваются вверх по разрезу с $24 \cdot 10^{-6}$ СГС в нижней его части, до $140 \cdot 10^{-6}$ СГС в верхней. Повышенные значения магнитной восприимчивости имеют амфиболиты, отобранные из зон расщеливания и диафтореза.

Эклогитсодержащие комплексы. На севере Урала известно два эклогитсодержащих комплекса: неркаюский эклогит-сланцевый и марункеуский эклогит-гнейсовый.

Неркаюский эклогит-сланцевый комплекс, расположен на восточном склоне Приполярного Урала в междуречье Хальмерью и Балбанью.

Породы комплекса характеризуются самыми высокими значениями плотности: 3.32 г/см^3 у эклогитов, 2.99 г/см^3 у эпидот-гранатовых амфиболитов, 2.94 г/см^3 у амфиболовых, эпидот-глаукофановых и альбит-эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев; 2.73 г/см^3 у мезократовых и лейкократовых кристаллических сланцев; 2.72 г/см^3 у хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев.

Породы неркаюского комплексов имеют очень широкий спектр магнитной восприимчивости. У эклогитов, амфиболитов и гранат-глаукофановых сланцев магнитная восприимчивость варьирует в пределах от 107 до $450 \cdot 10^{-6}$ СГС. У кристаллических сланцев магнитная восприимчивость равна $107 \cdot 10^{-6}$ СГС. Высокими магнитными свойствами отличаются диафориты основного и кислого составов. У актинолит-хлорит-альбит-эпидотовых сланцев по амфиболитам и эклогитам $\chi_{\text{ср}}$ равна $796 \cdot 10^{-6}$ СГС, а у хлорит-мусковит-альбитовых сланцев по гнейсам — $320 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Марункеуский комплекс расположен к северу от харбейского комплекса и отделен от него Лонготьюганской зоной разломов. В разрезе нижняя часть марункеуского комплекса характеризуется преимущественным распространением в ее составе эклогитов и, в значительно меньшей сте-

пени, амфиболитов, гнейсов и мигматитов. Верхняя часть разреза представлена перемежающимися пачками равномернозернистых очковых амфиболитов, иногда с гранатом, биотитом и плагиогнейсов биотитовых, роговообманково-биотитовых, редко двуслюдяных гранатсодержащих. Отмечаются тела эклогитов. По латерали этот комплекс также неоднороден. Северо-западный его блок является более “амфиболитовым”, а юго-восточный — “эклогитовым” [5]. Петрофизические характеристики пород комплекса следующие: $\sigma_{\text{ср}}$ — 3.14 г/см^3 и $\chi_{\text{ср}}$ — $2476 \cdot 10^{-6}$ СГС у эклогитов; $\sigma_{\text{ср}}$ — 3.03 г/см^3 и $\chi_{\text{ср}}$ — $43 \cdot 10^{-6}$ СГС у амфиболитов; $\sigma_{\text{ср}}$ — 2.79 г/см^3 у гнейсов; $\sigma_{\text{ср}}$ — 2.65 г/см^3 у амфиболитовых гнейсов и $\chi_{\text{ср}}$ — $3 \cdot 10^{-6}$ СГС; $\sigma_{\text{ср}}$ — 2.85 г/см^3 и $\chi_{\text{ср}}$ — $5 \cdot 10^{-6}$ СГС у мигматитов; $\sigma_{\text{ср}}$ — 2.7 г/см^3 и $\chi_{\text{ср}}$ — $16 \cdot 10^{-6}$ СГС у кварцитов.

Гранулит-метабазитовые комплексы. В хордьюский комплекс одним из авторов этой публикации [3] объединены выходы высокотемпературных метабазитов, слагающих два соединенных между собой массива: на хр. Хордьюс (Северохордьюский массив) и в истоках р. Хулга (Южнохордьюский массив).

Средние плотности комплекса в более крупном Южнохордьюском массиве варьируют в пределах от 2.99 г/см^3 у амфиболитов до 2.87 г/см^3 у сланцевых пород. Породы характеризуются небольшими вариациями значений магнитной восприимчивости. Среднее значение этого параметра у пироксеновых кристаллофанов $50 \cdot 10^{-6}$ СГС. Более низкое значение магнитной восприимчивости ($26\text{--}31 \cdot 10^{-6}$ СГС) имеют продукты диафтореза высокотемпературных пород.

Малыкский комплекс, расположен на восточном склоне Полярного Урала в бассейне р. Щучья. По описанию А.П. Казака [6] этот комплекс представлен гнейсо-габбро-амфиболитами, являющимися продуктами метаморфических преобразований габбро-норитов или габбро-гнейсов, которые в свою очередь являются ультравысокотемпературными метаморфическими породами (гранулитами основного состава). Пользуясь терминологией метаморфических пород (которыми и являются описываемые образования) малыкский комплекс сложен в основном двупироксеновыми кристаллосланцами и их амфиболизованными разностями. Породы малыкского комплекса характеризуются высокими значениями плотности от 3.12 г/см^3 у амфиболизованных метакристаллитов до 2.97 г/см^3 у двупироксеновых кристаллических сланцев. Магнитная восприимчивость у двупироксеновых кристаллосланцев в малыкском комплексе существенно выше, чем в хордьюском и варьирует в пределах $2535 \cdot 10^{-6}\text{--}3825 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Выводы

На основании анализа степени дифференциации физических свойств пород в полиметаморфических комплексах выделяется три различных петрофизических типа разрезов: сильно-, средне- и слабодифференцированных.

Сильнодифференцированный петрофизический разрез, характерен для высокobarических метаморфических комплексов (марункеуского на Полярном Урале и неркаюского на Приполярном Урале). Значения плотности и магнитной восприимчивости пород имеют прямую пропорциональную зависимость. Плотность и магнитная восприимчивость в этих комплексах снижаются вверх по разрезу, что связано с увеличением доли кислых пород.

Среднедифференцированный петрофизический разрез образуют гнейсо-мigmatитовые комплексы (няртинский на Приполярном Урале и харбейский на Полярном Урале). Значения плотности и магнитной восприимчивости пород обнаруживают слабую обратно пропорциональную зависимость, что связано, в основном, с уменьшением плотности метабазитов (при одновременном увеличении их магнитной восприимчивости) при низкотемпературном диафорезе.

Слабодифференцированный петрофизический разрез свойственен гранулит-метабазитовым комплексам (хордьюскому и малыкскому на Полярном Урале). Средние значения плотности пород — 2.94–3.12 г/см³. Отсутствие плотностной дифференциации по латерали и по разрезу позво-

ляет при интерпретации гравитационных полей рассматривать малыкский и хордьюский гранулит-метабазитовые комплексы как монолитные блоки. Магнитная восприимчивость пород в этих комплексах не зависит от плотности. Она может варьировать в широких пределах, что связано с разным (иногда высоким, до 7.0 об. %) содержанием титаномагнетита.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-У-5-1011 и №12-И-5-2022.

Литература

1. Запорожцева И. В., Пыстин А. М. Строение дофанерозойской литосферы Европейского Северо-Востока России. СПб.: Наука, 1994. 112 с.
2. Льюрова (Пономарева) Т. А. Глубинное строение Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 1997. 16с.
3. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 112 с.
4. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
5. Ленных В. И. Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы: Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск, 1984. С. 21–42.
6. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдованцев, А. П. Казак и др. М.: Наука, 1977. 218 с.

Структура марункеуского и неркаюского высокobarических метаморфических комплексов севера Урала

И. Л. Потапов, А. М. Пыстин, А. В. Панфилов

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

На севере Урала известно два высокobarических метаморфических комплекса: марункеуский эклогит-гнейсовый на Полярном Урале и некаюский эклогит-сланцевый на Приполярном Урале.

В марункеуском комплексе эклогит-гнейсовые породные ассоциации наиболее хорошо сохранились в его южной части, особенно в районе, так называемой, Слюдяной горки. Здесь эклогиты и продукты их последующей амфиболитизации (амфиболитизированные эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты) залегают в виде пластообразных и линзовидных тел, ориентированных согласно с простиранием вмещающих их гнейсов. Они слагают пониженные участки между высотами Коническая, Перидотитовая и Рыжая. Породы характеризуются

полосчатой, гнейсовидной, сланцеватой текстурой и наряду с омфацитом и гранатом содержат в своем составе кианит, роговую обманку, цоизит, слюды. Высота Коническая и ее склоны сложены преимущественно массивными апогаббровыми эклогитами. В них отмечаются реликты офитовой структуры, а также реликты исходных габброидов.

В ходе проведенных нами работ в породах южной части марункеуского комплекса выявлено несколько генераций складок [2]. Установлено преимущественно северо-западное простирание плоскостных элементов, отражающих неоднородность пород (контакты пород, полосчатость). Линейные элементы, главным образом, шарниры складок, в основном залегают полого (10–30°) и

погружаются как на северо-запад, так и на юго-восток, однако встречаются и крутопадающие шарниры с углами падения $75-90^\circ$. Сланцеватость также имеет северо-западное простирание, но отличается более крутым и чаще всего субвертикальным падением ($80-85^\circ$).

Складки первой генерации распространены в метаперидотитах и эклогитах, слагающих высоты Перидотитовая и Рыжая, а также в береговых обнажениях верховья руч. Няхарнеяшор, и представлены контактами пород различного состава. В ориентировке плоскостных элементов преобладают восточно-северо-восточные простирания (близкие к субширотным) с погружением на юго-юго-восток. Преобладающая ориентировка шарниров юго-восточная с углами погружения $50-80^\circ$.

Асимметричные закрытые складки второй генерации имеют пологие шарниры, крылья складок простираются на север и северо-запад. Осевые поверхности имеют северо-северо-западное простирание с субвертикальным падением, проявляются в виде сланцеватости-кливажа осевой поверхности. Складчатость хорошо видна в эклогитах, амфиболитах и гнейсах в обнажениях по бортам руч. Няхарнеяшор и руч. Нярошор.

Крылья изометричных складок третьей генерации, проявленных как в эклогитах, так и в гнейсах на Слюдяной горке, также имеют северо-западное простирание, и более пологие, чем для второй генерации осевые плоскости (аз. прост. $325-335^\circ$ угол пад. $30-40^\circ$ на юго-восток). В гнейсах вдоль осевых плоскостей складок данной генерации наблюдаются кварцевые жилы и линзы. Преобладающая ориентировка шарниров северо-западная и юго-восточная ($130-180^\circ$ и $280-320^\circ$) с пологими углами погружения ($5-30^\circ$). Шарниры в основном погружаются полого на северо-запад и юго-восток, однако можно выделить часть, которая отличается крутыми углами погружения $75-85^\circ$ с азимутом погружения $290-315^\circ$ и, скорее всего, относится к более позднему этапу деформаций.

Сжатые складки четвертой генерации имеют простирание крыльев по аз. $280-340^\circ$, углы падения $45-65^\circ$ на северо-восток и восток, погружение шарниров крутое до субвертикальных. Эти складки встречаются в гнейсах и эклогитах марункеуского комплекса.

Неркаюский комплекс выделен в процессе проведения геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 [1]. Он находится на восточном склоне Приполярного Урала, на северо-восточной периферии Кожимского поперечного поднятия. Неркаюский комплекс составляют глубокометаморфизованные породы (гранат-слюдяные кристаллические сланцы, амфиболиты, эклогиты и др.), ранее включавшиеся в разрез нижнего палеозоя. Комплекс слагает одноименный тектонический

блок, имеющий в плане серповидную форму и прослеживающийся в северо-восточном направлении на 80 км. Он граничит на востоке и юго-востоке по Главному Уральскому глубинному разлому с габбро и гипербазиитами Олыся-Мусюрского массива, а на западе по Эрепшорскому разлому глубокого заложения — со слабометаморфизованными средне-верхнерифейскими вулканогенно-осадочными отложениями. Фрагменты наиболее ранних структурных элементов устанавливаются при полевых наблюдениях только в средней и северной частях комплекса в удалении от его тектонических контактов и представлены линейными складками преимущественно субширотного и северо-западного простирания.

В целом же в породах неркаюского комплекса преобладает северо-восточное простирание плоскостных элементов с падением на юго-восток под углами $5-50^\circ$. Такая ориентировка плоскостных структур связана с поздними этапами деформаций пород. В участках, удаленных от тектонических контактов Неркаюского блока, наложенная сланцеватость северо-восточной ориентировки выражена слабее и здесь плоскостные элементы (контакты пород, полосчатость) ориентированы в субширотном или северо-западном направлении.

Одним из участков, где хорошо сохранились ранние структуры, является район г. Максимка-Нюр на правом берегу р. Неркаю в ее нижнем течении. Контактные поверхности здесь имеют преимущественно субширотную ориентировку. Полосчатость наиболее выражена в амфиболизированных эклогитах. Выделяется две генерации полосчатости. Одна из них ориентирована параллельно контактам тел. Другая имеет северо-западное простирание и развивается, по-видимому, вдоль осевых поверхностей складок, осложняющих крылья более ранних субширотных складок. Падение плоскостей полосчатости преимущественно северо-восточное. Углы падения $30-50^\circ$.

Сланцеватость в этом районе доминирует в кристаллических сланцах. При этом, выделяется две системы сланцеватости. Менее выражена сланцеватость с ориентировкой плоскостей по азимуту $320-350^\circ$ и углами падения от 20 до 60° на северо-восток. Судя по тому, что она совпадает с ориентировкой полосчатости в амфиболизированных эклогитах, эта сланцеватость является унаследованной от полосчатости. Более четко выражена сланцеватость с азимутом простирания $10-70^\circ$ и углами падения $10-50^\circ$ на юго-восток и $320-350^\circ$ с углами падения от 20 до 60° на северо-восток.

Шарниры складок в основном залегают полого ($10-50^\circ$) и погружаются на восток и юго-восток. Пики для шарниров примерно соответствуют азимуту погружения 140° с углом 40° и азимуту погружения 75° с углом 30° .

По результатам массовых замеров структурных элементов можно выделить три складчатые системы. Ранние складки первой генерации распространены в амфиболитах и кристаллических сланцах неркаюского комплекса, в основном запрокинутые и лежащие, сильно сжаты (изометричные). Азимут простираения крыльев складок $310\text{--}350^\circ$ с падением на северо-восток и $10\text{--}75^\circ$ с падением на восток и юго-восток, углы падения $5\text{--}40^\circ$. Осевая плоскость имеет северо-западное простираение с падением на северо-восток, маркируется тонким сланцеватостью-кливажом осевой поверхности с азимутом простираения от 300 до 330° с углами падения от 20 до 35° на северо-восток. Шарниры складок погружаются на восток, с усредненным азимутом погружения 100° , угол погружения 25° .

Складки второй генерации встречаются в амфиболитах и кристаллических сланцах в обнажениях р. Неркаю. Они представлены открытыми симметричными складками, крылья которых простираются по азимуту $20\text{--}30^\circ$ и $70\text{--}75^\circ$, углы падения $30\text{--}35^\circ$ на юго-восток. В эклогитах данная генерация складок определяется по ориентировке плоскостей полосчатости с линейно-ориентированными скоплениями зерен граната, амфибола и омфациита, имеет простираение крыльев по азимуту $300\text{--}350^\circ$ и $40\text{--}115^\circ$, с углами падения $25\text{--}60^\circ$. Осевые плоскости практически вертикальные, северо-западного простираения. Шарниры имеют более пологие углы погружения, усредненный азимут погружения 135° , угол погружения 30° .

Третья генерация складок распространена в бассейне р. Неркаю выше устья левого притока (р. Осео) в диафторированных амфиболитах и кристаллических сланцах. Складки острые, симметричные, имеют крутые углы падения крыльев ($60\text{--}80^\circ$) с северо-восточным и юго-западным простираением. Осевые плоскости имеют северо-восточное простираение, усредненный азимут погружения системы шарниров составляет 85° , угол погружения 65° . Судя по наблюдениям в обнажениях, ориентировка плоскостей более ранних первичных неоднородностей совпадает с ориентировкой зеркал поздних складок.

Сопоставление структуры марункеуского неркаюского комплексов показывает следующее.

Породы марункеуского комплекса по сравнению с неркаюским комплексом внешне имеют более сложную структурную картину. Однако, на наш взгляд, это не является отражением разной степени деформации пород и разным характером структурной эволюции сравниваемых комплексов. Причина, скорее всего, в слабой обнаженности неркаюского комплекса и, соответственно, в существенно меньшем количестве доступных для наблюдения представительных объектов для структурных исследований.

Имеется много общего в структурных особенностях марункеуского и неркаюского комплексов. И в том и другом комплексе ранние структуры резко дискордантны простираению уральских структур. Преобладают северо-западные ориентировки ранних складок. При этом тела эклогитов в обоих комплексах контролируются именно структурами северо-западного (иногда субширотного) простираения.

Совпадает также ориентировка шарниров складок второй генерации в породах марункеуского и неркаюского комплексов. Такое совпадение говорит о том, что вероятнее всего на породы этих комплексов оказывали влияние тектонические силы имеющие общее происхождение.

Исходя из приведенных в предыдущих главах характеристик складок ранних генераций, можно сделать вывод о том, что региональная ось сжатия на ранних этапах структурной эволюции имела северо-восточную ориентировку.

Также в обоих комплексах проявляется влияние «уральских» деформаций (четвертая генерация складок для пород марункеуского комплекса и третья генерация для пород неркаюского комплекса), с характерными северо-восточными ориентировками плоскостных элементов и шарниров с крутым (иногда субвертикальным) падением на север и северо-восток.

В породах неркаюского комплекса в результате геометрического анализа структур не удалось в явной форме выявить структурные элементы, аналогичные третьей генерации складок в породах марункеуского комплекса. Вполне очевидно, что это также связано с недостатком объектов для изучения структурных особенностей пород (другими словами, с недостаточной обнаженностью) в неркаюском комплексе. В отдельных обнажениях на вершине г. Максимка-Нюр в амфиболизированных эклогитах была зафиксирована полосчатость северо-западного простираения, развивающаяся, по-видимому, вдоль осевых поверхностей складок, осложняющих крылья более ранних субширотных складок. Эти структурные элементы, скорее всего, соотносятся со складками, аналогичными третьей генерации складок в породах на Слюдяной горке.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-У-5-1011.

Литература

1. Пыстин А. М., Казак А. П., Чернышев Ю. А. Эклогиты неркаюского комплекса на Приполярном Урале // Записки ВМО. Ч. 112, вып. 3, 1983. С. 346–353.
2. Пыстин А. М., Махлаев Л. В., Антошкина А. И. и др. Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика, минералогия. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 234 с.

Тектоническое и структурное положение азамской и абдрезяковской свит в комплексе пород Уфимского амфитеатра (Южный Урал)

И. А. Прудников, Ар. В. Тевелев

Московский государственный университет, Москва

Стратиграфия и тектоника. Азамская и абдрезяковская свиты расположены в южной части Уфимского амфитеатра в пределах Юрюзано-Айской впадины Предуралья краевого прогиба. Перекрывающие отложения азамской и абдрезяковской свит достоверно не известны. Тем не менее, ряд авторов считают (М. А. Камалетдинов [5], В. Д. Наливкин [7] и др.), что перекрывающими образованиями являются флишевые породы васелгинской свиты верхнего карбона. Однако, собственные исследования, проведённые в районе Трусакальских высот не подтверждают данные высказывания.

Подстилающими отложениями в различных районах являются флишеидные образования ураимской свиты верхнебашкирского подъяруса, флишевые отложения верейской свиты нижнемосковского подъяруса и карбонатные и терригенно-карбонатные образования нижнего карбона. По поводу отношения с подстилающими породами существуют две точки зрения: первая — согласно которой азамская и абдрезяковская свиты согласно налегают на флишевые образования ураимской — верейской свит (М. А. Камалетдинов [5], И. М. Засядчук [6] и др.); согласно второй — образования свит представляют собой аллохтон надвинутый на флишеидные тощи среднего карбона (Б. И. Чувазов [1], Ш. А. Мустафин [3], С. Н. Краузе [4] и др.). Возраст свиты так же спорен и разными авторами высказывается как раннедевонский, средне-позднекаменноугольный и раннепермский. Наиболее убедительно выглядят доказательства средне-позднекаменноугольного возраста азамской свиты основанные А. А. Мансуровым [6] на обнаруженных в толще известняковых валунах органических остатков визейского и башкирского возраста. Собственные определения возраста по ряду собранных образцов в различных частях исследуемых свит дали московский возраст для азамской и верхнемосковский для абдрезяковской свиты.

Отложения азамской и абдрезяковской свит в структурно-тектоническом плане представляют собой ряд моноклиналей и достаточно пологих складок. Среди наиболее крупных подобных структур выделяется Сакастинская антиклиналь с соответствующими моноклиналями Трусакальской (хр. Трусакал) и Сарьякской (хр. Сарьяк), Зотовская синклиналь (хр. Зотова), Азамская моноклираль (Азамский хребет) и ряд

более мелких структур. Большинство моноклиналей, за исключением Трусакальской обладают падением в восточных румбах под углами 10—35°. Пониманию внутренней структуры свиты мешают первично-наклонные образования отдельных толщ, формировавшиеся в условиях дельты гилбертового типа (см. ниже). Азамская моноклираль представляет собой, по-видимому, аллохтон образованный вместе с более мелкими аллохтонами в фронте крупного Ургалинского надвига. Детachment азамского аллохтона скорее всего находится в основании свиты, представленной флишеидными образованиями. Амплитуда перемещения не велика, так как в северной части в районе пос. Ункурда породы азамской свиты стратиграфически налегают на подстилающие их образования верейской свиты. В районе Сакастинской антиклинали так же предполагается согласное залегание с подстилающей верейской свитой. Столь сложное тектоническое строение свит обусловлено неоднородностью фундамента на котором накапливались отложения описываемых свит, выраженной в образовании надвигов и сопутствующей складчатости.

Фашиальный и литологический состав представлен достаточно однообразно. В основном это обломки зёрен кварца, разнообразных силицитов (кремней, опала, халцедона, кварцитов и яшмоидов) с редкими обломками и валунами средних и основных вулканитов и различных известняков. Тем не менее, при более детальном рассмотрении выделяются следующие литофации: 1) флишеидных переслаивающихся гравелитов, песчаников и алевролитов с рассеянными валунами кварцитовидных песчаников, распространённых у подножья г. Азам и в окрестностях д. Деево; 2) силицитовых песчаников параллельно слоистых, распространённых в районе гг. Аккашки, Азам, сев. ур. Матвеевка и пос. Злоказово и др. 3) мусорных дресвяников слагающих г. Кулакова, хр. Зотова, хребет назап. от пос. Ургала и подножье гг. Аккашка и Соколиная; 4) песчано-конгломератовые образования, циклически построенные с валунами кварцитовидных песчаников и крайне редкими обломками известняков, распространены по вершинам главных хребтов Азам, Сарьяк, гг. Аккашка, Кашкатау, Соколиная; 5) известняки фораминиферовые песчаные с отдельными валунами кварцитовидных песчаников и известняков более древних пород (д. Юлдашево, д. Кадырово); 6) кон-

гломератовая, состоящая преимущественно из валунов кварцитовидных песчаников с небольшим количеством матрикса, распространённая на вершине г. Аккашка с абс. выс. более 750 м. В расположении литофаций отмечается высотная зональность в отмеченном выше порядке, то есть каждой высотной отметке соответствует определённая литофация. Снизу вверх нарастает количество, размер и окатанность обломков.

Палеогеография и седиментационная модель.

Для определения надлежащего места аязмской и абдрезяковской свит в стратиграфических и палеогеографических схемах необходимо выработать седиментационную модель её накопления в определённой палеогеографической обстановке, наиболее полно отражающую все специфические особенности её состава и структуры. Г. А. Мизенсом [1,2] была с осторожностью предпринята попытка рассмотреть данные отложения в рамках модели глубоководного конуса выноса. Столь грубые отложения конгломератов и печаников им помещались в проксимальную часть конуса выноса, точнее в фации глубоководного каньона и верхов проксимальной части расположенные у подножья склона Предуральского краевого прогиба перед фронтом наступающего орогена. Однако, как замечает и сам автор в подобной интерпретации рассматриваемых отложений есть и существенные слабости. Например, труднообъяснить с такой точки зрения мощные практически не стратифицированные толщи дресвяников, отсутствие каналов потоков в пачках конгломератов и площадное параллельнослоистое распространение конгломератов верхних частей аязмской свиты (литофация 4) отмечающихся на одних и тех же гипсометрических уровнях. Исходя из перечисленных и других трудностей, нами была предложена модель формирования толщ аязмской свиты в условиях речной дельты на предгорном шельфе Уральского орогена, так как; 1) в толщах отсутствует карбонатный материал в виде цемента крайне не равномерно распространённый только в нижних частях свиты (литофация 1 и редко 2) в отличие от остальных пород выполняющих прогиб, для которых характерна повсеместная карбонатность, свидетельствующая о накоплении осадков в условиях моря; 2) объясняется красноцветность пород которая скорее всего является первичной; 3) мощные толщи дресвянистого материала могли образоваться за счёт сноса коллювиального и делювиального материала с подножья растущих гор; 4) на западе в области распространения абдрезяковской свиты (Трусакальская гряда), которая сопоставима фациально с аязмской [6 и собств. наблюдения] отмечаются фации мелководного моря и предположительно лопастей дельты. Идея наличия предгорного шельфа в пределах растущего Уральского оро-

гена бала высказана Г. А. Мизенсом [1, 2] в отношении сергинской свиты расположенной северной части Уфимского амфитеатра. Как известно из трудов более ранних авторов [5, 7] сергинская свита, представленная преимущественно известняками, является фациальным аналогом аязмской и абдрезяковской свит, что позволяет нам относить последние на основе литологии и внутренней структуры так же к шельфовым образованиям.

Источниками сноса, скорее всего, для валунов кварцитовидных песчаников являлись толщи зильмердакской свиты рифейского возраста, представленные кварцитовидными, кварцевыми и аркозовыми песчаниками, конгломератами и гравелитами с подчиненными прослоями аргиллитов и сланцев. Данный вывод основывается на текстурно-структурных сходствах песчаников обеих свит, а так же степени метаморфизма. Не маловажным доказательством на наш взгляд является и совпадение ореолов рассеяния валунов кварцитовидных песчаников аязмской свиты с площадью распространения выходов зильмердакской свиты на поверхность. Не исключено, что свой вклад в поставку материала вносили, так же столь похожие, а в некоторых случаях и аналогичные по текстурно-структурным характеристикам песчаники и конгломераты айской свиты раннего рифея и такатинские песчаники раннего девона. Источниками сноса для многочисленных кремнистых обломков по видимому являлись отложения кремнистых толщ ордовика, силура и раннего девона маяктауско-нязепетровской системы аллохтонов.

Литература

1. Мизенс Г. А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 231 с.
2. Мизенс Г. А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне-ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 191 с.
3. Мустафин Ш. А. Аязмская морфоструктура Уфимского амфитеатра // Геология: Известия отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2010. № 15. С. 140—147.
4. Краузе С. Н. История геологического развития южной части Уфимского амфитеатра в палеозое // Вопр. геол. восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1971. Вып. 14. С. 14—28.
5. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М: Наука, 1974. 231 с.
6. Засядчук И. М., Камалетдинов М. А. и др. О возрасте аязмской свиты Среднего Урала // Вопр. геол. восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1963. Вып. 8. С. 79—82.
7. Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1949.

Доверхнекембрийская литосфера Тимано–Североуральского региона: структура, вещество, изотопная геохронология, геодинамика

А. М. Пыстин, В. Л. Андреичев, Н. В. Конанова, Ю. И. Пыстина,
В. В. Удоратин, Н. С. Уляшева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

pystin@geo.komisc.ru

Вопрос о масштабах распространения, о возрастном интервале разреза, да и о самом наличии нижнедокембрийских комплексов в обнаженной части Тимано–Североуральского региона является предметом дискуссий. Большинство исследователей относят к нижнему докембрию глубокометаморфизованные породы, обнажающиеся в ряде тектонических блоков на Приполярном и Полярном Урале (Няртинском, Неркаюском, Харбейском и др.). В пределах северо-восточной части Русской плиты нижнедокембрийский фундамент наиболее близко к поверхности (до 1.7–2.0 км) подходит на погребенных Сысольском и Коми–Пермяцком сводах. В фундаменте Печорской плиты, несомненно, присутствуют нижнедокембрийские образования, однако их истинный объем, не говоря уже об особенностях вещественного состава, из-за глубокого залегания этих пород (свыше 4 км) и относительно слабой изученности остаются невыясненными.

Верхнепротерозойский (или верхнепротерозойско-кембрийский) фундамент хорошо обнажен на западном склоне Урала и в ряде поднятий в пределах Канино–Тиманской гряды. Выходы пород верхнего протерозоя известны также в северо-западной части Пай-Хоя. В Печорской синеклизе они вскрыты более чем двумя сотнями скважин. Тем не менее, несмотря на достаточно хорошую обнаженность и изученность скважинами на глубину, в геологии позднего протерозоя также остается много вопросов. Нижняя возрастная граница пород, слагающих верхний структурный этаж, остается неясной (ранний, средний или верхний рифей), также как точно не известен и его верхний возрастной рубеж. Разными исследователями он принимается в интервале поздний венд–средний кембрий. Достоверно не установлен и возраст базальных отложений. Предполагается, что в их составе наиболее древние отложения относятся к верхнему кембрию.

В последние годы получены новые данные, касающиеся глубинного строения региона, структурно-вещественной эволюции магматических и метаморфических комплексов, датировки основных возрастных рубежей в тектонической истории развития территории. Они положены в основу авторской интерпретации геологического строения и геодинамической эволюции Тимано–

Североуральского сегмента литосферы в докембрии и на рубеже докембрия и палеозоя.

Проблемы геологии нижнего докембрия Тимано–Североуральского региона нельзя рассматривать в отрыве от южных районов Урала, где достоверно установлены архейские (вплоть до 3.5 млрд лет) и нижнепротерозойские образования. Они представлены глубокометаморфизованными и сложнодислацированными полиметаморфическими комплексами: тараташским, александровским, селянкинским и др. В пределах Тимано–Североуральского региона также известны подобные комплексы и для части из них обоснован дорифейский возраст протолитов и ранних этапов метаморфизма пород. Прежде всего, это относится к полиметаморфическим комплексам, находящимся в пределах палеоконтинентальной области Урала. Есть достаточно веские основания для интерпретации этих комплексов как тектонически перемещенных фрагментов кристаллического фундамента, прилегающей с запада платформенной области. На это, например, указывают геофизические данные, свидетельствующие, что платформенный фундамент прослеживается под Уралом, по крайней мере, до Главного Уральского глубинного разлома.

По вещественным признакам и особенностям метаморфизма пород мы выделяем следующие полиметаморфические комплексы: гнейсо-гранулитовые, гнейсо-мigmatитовые, кристалло-сланцевые, гранулит-метабазитовые, эклогит-гнейсовые и эклогит-сланцевые [7]. В собственно гранулитовых комплексах (*гнейсо-гранулитовых и гранулит-метабазитовых*) нижняя возрастная граница процессов метаморфизма по данным А. А. Краснобаева, Ю. Л. Ронкина, В. А. Душина и других исследователей датируется интервалом 2.8–2.7 млрд. лет назад. Динамические режимы этого этапа метаморфизма различались от умеренных (гнейсо-гранулитовые комплексы) до относительно высоких (более 10 кбар, гранулит-метабазитовые комплексы). Учитывая различный вещественный состав разнobarических гранулитов, можно предполагать, что они формировались в рамках цикла Вильсона. *Гнейсо-мigmatитовые комплексы* сформировались при последовательном проявлении гранулитового метаморфизма, сменившегося метаморфизмом амфиболитовой

фации умеренных давлений и сопутствующей гранитизацией. Нижний возрастной рубеж этого этапа метаморфизма, около 2.1 млрд лет назад. *Эклогит-гнейсовые и эклогит-сланцевых комплексы*, очевидно, также относятся к образованиям нижнепротерозойского разреза. Образование эклогитов по времени может быть синхронным с гранулитовым метаморфизмом, проявившимся на рубеже около 2.1 млрд лет назад. Таким образом, есть основания считать, что в раннем протерозое метаморфические процессы развивались в резко различающихся динамических условиях, типичных для субдукционно-коллизийных систем.

В истории геодинамического развития Тимано-Североуральского сегмента литосферы в позднем докембрии и в предуральское время ключевыми моментами являются возрастные рубежи начала заложения Печорского океана с формированием пассивной окраины на северо-востоке Балтики и времени его закрытия.

В отличие от южных районов Урала, где рифей полно представлен всеми тремя подразделениями (нижним, средним и верхним), в пределах Тимано-Североуральского региона наличие нижнего и даже среднего рифея нельзя считать строго доказанным. В официально принятых стратиграфических схемах к нижнему докембрию относятся микулкинская серия на п-ве Канин, а также маньхобеинская и щокурьинская свиты на Приполярном Урале. На основе результатов структурно-петрографических и минералогических исследований было показано, что эти стратиграфические подразделения обнаруживают сходство с нижнедокембрийскими комплексами. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен в докладе Ю. И. Пыстиной с соавторами. Отметим также, что по метаморфогенным цирконам из кристаллических сланцев микулкинской серии была получена конкордантная U-Pb датировка на SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, 1948 ± 15 млн лет [5].

К среднему рифею в пределах Канино-Тиманского кряжа относятся отложения тархановской, барминской и четласской серий, на Приполярном Урале — пуйвинской свиты. В целом, возраст этих пород обоснован слабо. Имеются ссылки на находки строматолитов из доломитов в породах пуйвинской свиты, отнесенных М. Е. Раабен к роду *Tungussia*, известному в средне-верхнерифейском разрезе Сибири, а также на комплекс микрофоссилий среднерифейского уровня (определения Л. Н. Ильченко по материалам В. В. Терешко). Надежные геохронологические данные по породам пуйвинской свиты отсутствуют. Отложения барминской серии Северного Тимана прорываются долеритами с изотопным возрастом 1100 ± 39 млн лет, Rb-Sr метод и 1040 ± 180 млн лет, Nd-Sm метод [1]), которые позволяют сделать

заключение о том, что возраст пород, вмещающих интрузии базитов, не моложе позднего рифея. U-Pb провенанс-датирование обломочных цирконов пород этой свиты [2] дает минимальные возрасты около 1 млрд лет (поздний рифей), которые можно рассматривать как нижний возрастной предел формирования осадков. Казалось бы, результаты геохронологических данных по тиманскому верхнему докембрию можно считать непротиворечивыми. Тем не менее рассматривать рубеж около 1 млрд лет, как возраст заложения тиманской пассивной окраины пока преждевременно. Необходимо получение дополнительных статистически представительных U-Pb данных по обломочным цирконам из нижних частей верхнедокембрийского разреза рассматриваемого региона (тархановская серия п-ва Канин, обдырская и четласская серии Среднего Тимана, визингская свита Южного Тимана, пуйвинская свита Приполярного Урала, няровейская серия Полярного Урала). Требуется дополнительные данные для получения непротиворечивой картины хронологии магматизма фундамента Печорской синеклизы и Приполярного Урала. Особенно это актуально в связи с имеющейся Rb-Sr датировкой диоритов из скв. 21-Палью 1370 ± 20 млн лет [1], которая может быть свидетельством проявления вулcano-плутонических событий в машакское время. Есть геологические и пока еще немногочисленные геохронологические предпосылки наличия среднерифейских вулcano-плутонических комплексов на Приполярном Урале [8].

Таким образом, на основании имеющихся на сегодняшний день данных, возраст базальных отложений верхнего докембрия, определяющих время заложения тиманской окраины, находится в интервале 1.4–1.0 млрд лет назад.

Оценка времени закрытия Печорского океана и проявления тиманской коллизии является предметом острых дискуссий. На основании U-Pb провенанс-датирования обломочных цирконов из верхнедокембрийских толщ различных районов северо-восточной и восточной окраины Восточно-Европейской платформы начало становления коллизийного орогена тиманид определяется интервалом 540–510 млн лет [3]. Эти цифры не согласуются с тем, что молассы во всех тиманидах имеют поздневендский возраст, возможно с выходом только в самые низы кембрия [4]. Остаются вопросы в оценке возраста гранитоидов и интерпретации их геодинамической природы. Время проявления тиманской коллизии, по-видимому, наиболее точно отражают поздневендские Rb-Sr датировки, полученные по гранитоидам фундамента Печорской плиты [1], согласующиеся с U-Pb возрастом (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) цирконов из гранитов Сальнеро-Мань-

хамбовского комплекса Приполярного Урала [5]. Более молодые возрасты цирконов в гранитоидах могут быть связаны, с одной стороны, с «омолаживающим» влиянием относительно поздних процессов метаморфизма и, с другой, с проявлением эпиконтинентального рифтогенного магматизма, предшествовавшего раскрытию Палеоуральского океана.

Для изучения закрытых районов, занимающих значительную площадь Тимано-Североуральского региона, большое значение имеют геофизические данные. Мы не будем касаться достижений в области сейсмических исследований, поскольку они довольно полно отражены во многих докладах, представленных на совещании, в том числе, и в нашем докладе, представленном на пленарном заседании. Обратим ваше внимание на результаты интерпретации гравиметрических материалов. Они в комплексировании с данными, полученными другими методами, могут внести существенный вклад в познании глубинного строения территории. В институте в последние годы составлена серия объемных моделей гравиметрического поля Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий, которые характеризуют особенности глубинного строения исследуемой территории на разных срезах (10, 20, 50 км). Подробно характеристика этих моделей будет дана в отдельном докладе Н. В. Конановой. Ниже они приводятся в кратком изложении. *Объемная плотностная модель для глубины 10 км* отражает влияние геологических объектов, расположенных преимущественно в нижней части осадочного чехла. Выделенные зоны плотностных неоднородностей достаточно четко коррелируются с основными геологическими структурами, установленными в результате картирования открытых участков и бурения закрытых площадей. *Объемная плотностная модель для глубины 20 км* отражает особенности строения верхней части консолидированной коры. На ней отчетливо фиксируется две системы структур: северо-западных (тиманских) и северо-восточных (уральских). Плотностные неоднородности, связанные с уральскими структурами, секут на этих глубинах Пайхойско-Новоземельскую зону плоскостных неоднородностей. Это может указывать на унаследованный (от доуральских структур) характер пайхоид. Полярный и Приполярный Урал на данных глубинах имеют разрыв в поле развития плотностных неоднородностей северо-восточнее Кожимского поперечного поднятия. *Объемная плотностная модель для глубины 50 км* иллюстри-

рует дифференциацию по плотностным параметрам низов консолидированной земной коры и верхов верхней мантии. В целом степень дифференциации на этих глубинах заметно снижается, но корреляция крупных структур с зонами плотностных неоднородностей, по-прежнему, проявляется достаточно уверенно. Так с Тиманской грядой и Восточно-Уральской структурно-формационной зоной связаны глубинные блоки с повышенными значениями плотности. Корни Уральских гор на глубине 50 км оказываются смещенными на восток, что подтверждает тезис о восточном падении Уральской сутуры.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-И-5-2022, № 12-У-5-1013.

Литература

1. *Андреичев В. Л.* Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным: Автореф. дис. ... доктора геол.-минер. наук. Екатеринбург, 2010.
2. *Андреичев В. Л., Соболева А. А., Дж. Герелс* U-Pb-возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских терригенных отложений Северного Тимана // Докл. РАН. Т. 450, № 5. 2013. С. 562–567.
3. *Кузнецов Н. Б., Романюк Т. В.* Уточнение времени формирования коллизионного орогена проторурид-тиманид: 540–510 млн лет // Материалы XLVI Тектонического совещания. М: ГЕОС. Т.1. С. 219–224.
4. *Пучков В. Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
5. *Пыстин А. М., Пыстина Ю. И.* Структура, метаморфизм и возраст докембрийских образований полуострова Канин и Северного Тимана // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 176–195.
6. *Пыстин А. М., Пыстина Ю. И.* Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 6. С. 25–38.
7. *Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Конанова Н. В., Потапов И. Л.* Типизация нижнего докембрия Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2009. 36 с.
8. *Пыстин А. М., Пыстина Ю. И.* Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации // Известия КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, 2011, вып.4(8) С. 14–19.

Позднепалеозойский фундамент Западной Сибири в районе Янгиюганской параметрической скважины

Д. Н. Ремизов¹, В. А. Крупеник¹, К. Ю. Свешникова¹, С. Т. Ремизова²

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,

²Российский государственный педагогический университет, Санкт-Петербург

Янгиюганская параметрическая скважина (ЯПС) была пробурена в 2010—2012 гг. вблизи восточного окончания Полярно-Уральского комплексного геофизического профиля [1, 2]. На глубине 1135 м скважина вскрыла фундамент Западно-Сибирской плиты (ЗСП). Сверху вниз он представлен толщей метapelитов в переслаивании с известняками, согласно перекрывающей на глубине 1498 м метавулканогенный разрез, продолжавшийся вплоть до забоя на глубине 4094 м. Весь разрез интенсивно расщеплен и степень динамометаморфизма постепенно нарастает с глубиной. Несмотря на небольшой выход керна, проведение комплексных петролого-геохимических исследований позволило, на наш взгляд, интерпретировать происхождение и геодинамическую обстановку формирования вскрытого разреза. Наиболее важными для такого рода интерпретаций являются определение возраста и вещественных параметров генетически единых комплексов горных пород.

Определения микропалеонтологических остатков в шлифах, не смотря на плохую сохранность, позволили достаточно определенно судить о возрасте верхней сланцево-карбонатной части разреза ЯПС (гл. 1355 м). Фораминиферы представлены двумя экземплярами (косые сечения): *Pseudoendothyra* sp., и *Eostaffella*(?) sp.; известковые водоросли: *Nanopora* cf. *fragilissima* (Maslov), *Fourstonella* aff. *fusiformis* (Brady), *Fourstonella* sp., *Stacheia* sp., *Tubisalebra* sp.; и водоросли неясного систематического положения *Fasciella* sp. По встреченному в шлифах комплексу известковых водорослей можно сделать вывод о формировании осадочной толщи во временном интервале от раннего (визейский век) до среднего карбона (башкирский век) (C_{1v}—C_{2b}). Встреченные фораминиферы не противоречат данному заключению.

Метавулканогенный разрез, вскрытый ЯПС, на основании анализа структурных и вещественных параметров горных пород подразделяется на три крупных литодинамических комплекса:

1) верхняя риолит-базальтовая часть разреза в интервале 1498—3278 м общей видимой мощностью 1780 м; 2) зона тектонического меланжа в интервале 3278—3405.5 м общей видимой мощностью 127.5 м; 3) толща максимального метамор-

физма горных пород (амфиболитов и плагиогранитогнейсов?), предположительно первично вулканогенного происхождения в интервале 3558—4094 м общей мощностью 536 м.

Общая характеристика петрогеохимических параметров горных пород верхней (надмеланжевой) части базальтоидного разреза ЯПС позволяет сделать следующие выводы: а) геохимические параметры пород не нарушены процессом динамометаморфизма; б) породы представляют собой генетически единую контрастную базальт-риолитовую серию, сформированную в ходе по крайней мере трех магматических эпизодов, каждый из которых проявляет антидромную последовательность (если современное залегание толщи соответствует первичному); в) базальтоиды относятся к высокоглиноземистым, относительно высокотитанистым, железистым нефелин-нормативным магматическим сериям и по характеру распределения редких и рассеянных элементов отвечают внутриплитному магматизму; г) дацит-риолитовые части разреза также высокоглиноземистые, и определенно являются дифференциатами базальтового расплава; д) признаки участия вещества континентальной коры в формировании данного комплекса горных пород отсутствуют. Комплекс информации приводит к выводу о формировании данной части магматического разреза фундамента ЗСП в условиях, близких современным океаническим плато, в частности, плато Кергелен. Изотопное датирование по цирконам (SHRIMP-2, ЦИИ ВСЕГЕИ) надмеланжевой толщи по всей ее мощности однозначно свидетельствует о раннекаменноугольном возрасте (турне-визе) в интервале 337—352 млн л. (три конкордантные датировки).

Принципиально резко меняется геохимический облик горных пород в зоне меланжа. Исходя из предположения о первично-магматическом происхождении, это постепеннодифференцированная базальт-андезит-риолитовая серия отчетливо островодужного происхождения. Меланж прорывается жилой плагиогранитов, сформированных расплавом, возникшим, вероятно, при частичном плавлении амфиболитов. Плагиограниты характеризуются резкой истощенностью РЗЭ, крупной аномалией Eu+ и аналогичны анатектическим плагиогранитам собского плаги-

омигматитового комплекса Полярного Урала. Последние образовались при метаморфизме габброидов фундамента Войкарской островной дуги (кэршорский комплекс) в ходе коллизии в позднем девоне [3, 4], что, однако, не позволяет судить о возрасте гранитоидов ЯПС.

Верхняя часть толщи ниже зоны меланжа (интервал 3405.5—3558 м) сложена преимущественно кислыми кристаллосланцами (предположительно по плагиориолитам), которые переслаиваются с апобазитовыми амфиболитами, объем которых нарастает вниз по разрезу. Для надмеланжевых риолитов характерно отчетливое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми и в целом более высокий уровень некогерентных элементов. Подмеланжевые плагиогранитоиды характеризуются обратной тенденцией в распределении РЗЭ и более высоким уровнем ванадия, никеля и хрома. Но особенно отчетливо различие базальтоидных членов серий. Амфиболиты подмеланжевой толщи резко истощены ВЗЭ, имеют низкие концентрации Та и Nb и U-образный спектр РЗЭ, характерный для бонинитов [5]. Нужно отметить, что геохимические параметры большинства пород практически точно соответствует параметрам габброидов кэршорского комплекса на Полярном Урале, для которого нами установлена кумулятивная природа, островодужное надсубдукционное происхождение и возраст 450 млн. лет [6, 7]. Таким образом, в подмеланжевой части разреза присутствуют надсубдукционные магматиты, а, учитывая их бонинитовый характер и контрастность химических составов горных пород, среди которых, тем не менее, присутствуют андезиты, можно заключить, что это формации внутриокеанической островной дуги. В нижней части зоны меланжа (там где был отобран керн) тектонизированы главным образом породы подмеланжевой толщи.

Определения абсолютного возраста по цирконам из горных пород подмеланжевого комплекса дают ряд меток, в том числе и позднедевонский возраст. Однако цирконы метамиктные, неясной внутренней структуры, в связи с чем, мы полагаем, что данные датировки не отражают возраст кристаллизации пород (первичномагматический или метаморфический) или возраст каких-либо реальных эндогенных событий, а определяются нарушением изотопной системы при метаморфизме. В любом случае, формирование данного комплекса горных пород связано с плавлением деплетированной мантии в надсубдукционной обстановке.

Таким образом, в разрезе фундамента ЗСП, вскрытом Янгйюганской скважиной, выделяются два геодинамических комплекса горных пород,

тектонически совмещенных по пологонаклонному глубинному надвику (зоне меланжа).

Верхний комплекс представлял собой вулканическую постройку типа океанического плато, сформированную на коре океанического типа в раннем карбоне. В визейское время горячая точка сместилась в другую область (прекратила свою активность) и на погружающейся денудированной поверхности плато формировались карбонатные и углеродистосланцевые отложения. В разрезе скважины мы наблюдаем только самую верхнюю (раннекаменноугольную) часть разреза океанического плато, срезанную по зоне меланжа и интенсивно тектонизированную в ходе пермской коллизии. Динамометаморфизм достигал достаточно высокой степени, вплоть до появления граната в бластомилонитах, а в зоне меланжа вполне вероятно присутствие глаукофановых сланцев, к сожалению пропущенных в связи с короткими интервалами и малым отбором керна.

Нижний комплекс сложен магматитами энсиматической островной дуги. Поскольку с вышележащим раннекаменноугольным комплексом он совмещен тектонически (зона меланжа), вопрос о наличии или отсутствии более ранних формаций и о геодинамических обстановках, существовавших этот отрезок времени, остается открытым. Цирконы, по которым выполнено изотопное датирование кристаллосланцев нижней части разреза определенно претерпели значительные преобразования, мы не исключаем возможности того, что оба комплекса имеют близкий возраст, во всяком случае, между ними отсутствует перерыв продолжительностью в два геологических периода. Признаки присутствия раннедокембрийской континентальной коры в данном регионе не обнаружены.

Литература

1. Крупеник В. А., Свешникова К. Ю., Ремизов Д. Н. и др. Детальное изучение разреза янгйюганской параметрической скважины и комплексная обработка и интерпретация материалов наземных и скважинных геолого-геофизических работ: Отчет о результатах работ по объекту. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013.
2. Рыбалка А. В., Петров Г. А., Кашубина Т. В. и др. Глубинное строение Урала по данным Полярно-Уральского трансекта // Региональная геология и металлогения. 2011. № 48. С. 25—36.
3. Ремизов Д. Н., Ремизова С. Т., Григорьев С. И. Войкарская островная дуга (Полярный Урал) // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. № 51. С. 25—31.
4. Ремизов Д. Р., Куликова К. В., Сычев С. Н. и др. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитов лагортаюского дайкового комплекса на Полярном Урале // Доклады РАН, 2012. Т. 447, № 5. С. 538—541.

5. Ремизов Д. Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург, 2004. 222 с.

6. Ремизов Д. Н., Григорьев С. И., Петров С. Ю. и др. Новые данные о возрасте горных пород кэршорского комплекса на Полярном Урале // Доклады РАН, 2010. Т. 434, № 2. С. 238–242.

7. Ремизов Д. Н., Шишкин М. А., Григорьев С. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVII (р. Танью). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, (в издании).

Определение кинематических характеристик пород южной части Полярного Урала на основе данных об анизотропии магнитной восприимчивости

С. Н. Сычев¹, Р. В. Веселовский^{2,3}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,

²Московский государственный университет, ³Институт физики Земли РАН, Москва

Анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ) является информативной петромагнитной характеристикой горных пород. Среди различных причин образования АМВ важная роль отведена одноосным давлениям при высокой температуре, сопровождающим кристаллизацию и перекристаллизацию горных пород [1, 2]. Связь магнитной анизотропии пород с их текстурными особенностями, в частности, зависимость АМВ от распределения длинных и коротких осей магнитных минералов, позволяет использовать результаты измерений АМВ для изучения структурных элементов деформированных пород [1–3]. Многочисленные исследования на качественном уровне подтвердили положительную корреляцию между различными параметрами АМВ и деформацией горных пород (например, [4, 2]), но количественные отношения между ними остаются дискуссионными (например, [5]). Так как форма эллипсоида АМВ напрямую зависит от действующих напряжений, то наиболее важным для наших исследований представляется совпадение ориентировок главных осей эллипсоида АМВ и эллипсоида деформации. С применением критерия Андерсона [6] этот факт позволяет использовать метод для расшифровки этапности деформационного процесса.

АМВ определяется симметричным тензором второго ранга. Величины трех главных осей эллипсоида АМВ обозначаются: K_1 – максимальная, K_2 – промежуточная, K_3 – минимальная магнитные восприимчивости. Для характеристики АМВ используют следующие параметры: 1) среднее значение восприимчивости – K_m (СИ $\cdot 10^{-6}$); 2) магнитная линейность – L ; 3) магнитная полосчатость – F ; 4) степень (интенсивность) АМВ – P_j ; 5) параметр формы – T , изменяющий-

ся от -1 (удлиненный эллипсоид) до +1 (сплюснутый эллипсоид).

Для определения АМВ на опорных участках (массива Рай-Из (рис. 1А), реки Средний Кечпель (рис. 1Б), массива Хордьюс (рис. 1В), реки Лагортаю (рис. 1Г), реки Мокрая Сыня и блока Дзеляю (рис. 1Д)), расположенных, в основном, в зоне Главного Уральского разлома (ГУР), были отобраны ориентированные образцы (штуфы), из которых были выпилены кубики с ребром 2 см от двух до четырех штук (иногда 6 шт) в зависимости от размера штуфа. Измерения АМВ проводились на приборе KLY-4S (AGICO) в петромагнитной лаборатории МГУ; обработка результатов измерений выполнялась с помощью программы Anisoft 4.2 (M.Chadima).

Анализируемые породы имеют видимое разбиение на группы по величине средней магнитной восприимчивости, выделяются амфиболовые кристаллосланцы зоны ГУР (район массива Рай-Из), породы няровейской серии, райизско-войкарского, собского и отчасти кэршорского комплексов (величины от $10480 \cdot 10^{-6}$ до $105790 \cdot 10^{-6}$ СИ). Значения K_m образцов из остальных изученных подразделений колеблются от $99 \cdot 10^{-6}$ до $991 \cdot 10^{-6}$ СИ. По величине P_j выделяется та же группа пород (величины от 1.2 до 2.9), а значения этой величины для образцов из остальных геологических единиц располагаются в пределах от 1 до 1.2. Форма эллипсоида АМВ подавляющего числа изученных образцов сплюснутая.

В районе массива Рай-Из ориентировка главных осей эллипсоида АМВ для зоны ГУР связана со сбросовыми деформациями (рис. 2 – 4, 5). Для пород райизско-войкарского комплекса, в северном обрамлении массива Рай-Из, расположение эллипсоида АМВ обнаруживает сдвиговую

кинематику (рис. 2 – 6), а в южном ограничении массива – взбросовую (рис. 2 – 1). В кэршорском комплексе и няровейской серии минимальные оси эллипсоида АМВ ориентированы субмеридионально, а максимальные оси – субширотно, погружаясь под малыми углами (рис. 2 – 7, 8). Такая ориентировка осей связывается нами со сдви-

говыми деформациями, однако этот вывод может рассматриваться как предварительный из-за малого количества отобранных образцов.

Ориентировка эллипсоида анизотропии в породах кечпельской свиты и хараматалоуской толщи, в районе реки Средний Кечпель, связана со сбросовыми смещениями (рис. 2 – 9, 10).

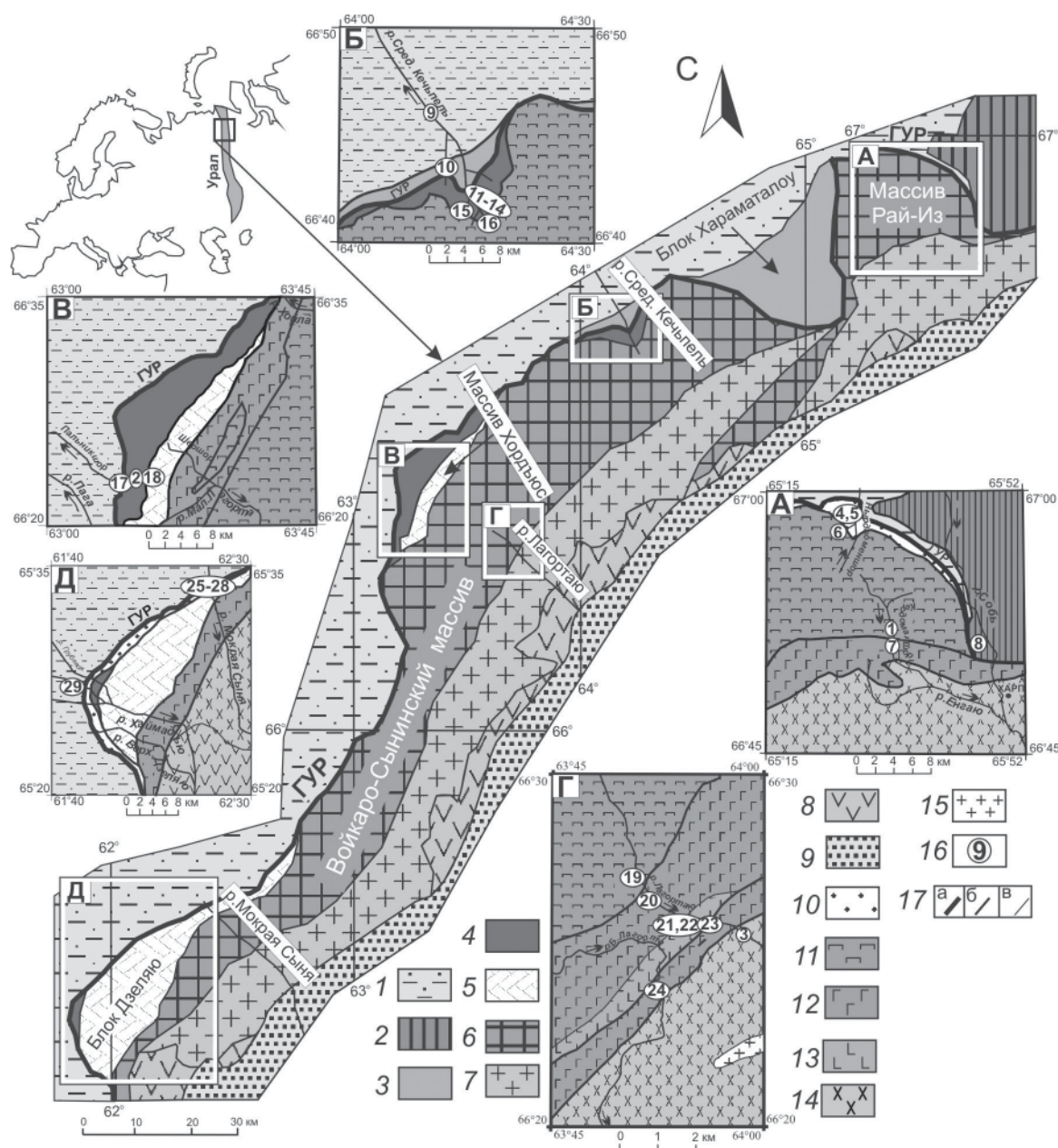


Рис. 1. Схема геологического строения южной части Полярного Урала и участков исследований по [7], с изменениями авторов:

1 – формации палеозойской пассивной окраины Восточно-Европейского континента; 2 – докембрийские метаморфические образования Харбейского блока; 3 – докембрийские метаморфические образования Хараматалоуского блока; 4 – метаморфиты зоны Главного Уральского разлома (пальникшорская толща); 5 – метаморфизованные ультраосновные и основные породы (дзеляуский комплекс ($V_1?$)); 6 – габбро-гипербазитовые офиолитовые массивы; 7 – девонские островодужные гранитоиды; 8 – островодужные вулканогенно-осадочные образования позднесилурийско-девонского возраста; 9 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 10 – серпентинитовый меланж зоны Главного Уральского разлома; 11 – райизско-войкарский комплекс ($V_1?$); 12 – кэршорский комплекс (O_3); 13 – лагортауский комплекс ($O_3-S_1?$); 14 – собский комплекс (D_{1-2}); 15 – янослорский комплекс (D_3); 16 – номера азимутальных проекций на рис. 2; 17 – разрывные нарушения и геологические границы: а – Главный Уральский разлом, б – прочие разломы, в – интрузивные контакты

Сбросо-сдвиг



Для пород пальникшорской толщи эллипсоиды АМВ располагаются неупорядоченно, фиксируя как сбросовые, так и сдвиговые нарушения (рис. 2 — 11—14), что объясняется ее сложным внутренним строением и разнообразием вещественного состава. Расположение эллипсоида АМВ в милонитах фиксирует сдвиговую кинематику разрывного нарушения (рис. 2 — 15). В райизско-войкарском комплексе субвертикальность минимальной оси связана, вероятно, со сбросовыми деформациями (рис. 2 — 16). Таким образом, ориентировки главных осей эллипсоидов АМВ, полученные по образцам из кечпельской свиты, хараматалоуской и пальникшорской (вблизи ГУР) толщ, а так же райизско-войкарского комплекса, определяется результатами сбросообразования; для остальных пород в составе пальникшорской толщи и милонитов — результатами сдвиговых деформаций.

В районе массива Хордьюс ориентировки эллипсоидов АМВ во фронтальной части пальникшорской толщи связаны со сбросообразованием (рис. 2 — 17), а в тыловой части — со взбросообразованием (рис. 2 — 2). В милонитах подошвы дзеляюского комплекса ориентировка эллипсоидов фиксирует сдвиговые деформации (рис. 2 — 18).

В райизско-войкарском комплексе, в районе реки Лагортаю, ориентировка осей эллипсоида АМВ связана со сдвигообразованием (рис. 2 — 19). Пространственная характеристика направлений главных осей эллипсоидов АМВ для образцов из лагортаюского комплекса не дает преимущественной ориентировки, что было показано ранее [8]: здесь присутствуют как сдвиговые, так и сбросовые деформации (рис. 2 — 21, 22). Ориентировки осей эллипсоида в породах кэршорского комплекса фиксируют сбросовые нарушения (рис. 2 — 20, 24). Расположение осей эллипсоида в зоне бластомилонитизации, разделяющей кэршорский и лагортаюский комплексы, связано со сдвиговыми смещениями (рис. 2 — 23). Для диоритов собского комплекса ориентировка осей эллипсоидов АМВ (рис. 2 — 3) связана с региональным надвигообразованием, последующим разворотом и выполаживанием (обр. № 8809) элементов залегания геологического тела при приближении к фронтальной части надвига, разграничивающего офиолитовые и палеоостроводужные комплексы.

В породах молдшорской свиты, в районах реки Мокрая Сыня и блока Дзеляю, наблюдаемая картина расположения осей эллипсоида АМВ (рис. 2 — 25—29) позволяет предполагать, в основном, сбросовые нарушения.

Таким образом, по результатам анализа кинематических характеристик пород по петромагнитным данным выявлены предпочтительные и

закономерно расположенные ориентировки главных осей эллипсоидов АМВ, которые мы соотносим со стадиями коллизионного процесса. На основании изучения мезоструктурных элементов мы выделяем 8 стадий [9]. Выявлены лишь единичные ориентировки (максимальные оси эллипсоидов АМВ в большинстве своем погружаются субвертикально, минимальные оси лежат в субгоризонтальной плоскости), связанные со стадией надвигообразования (взбросообразования) — основным этапом формирования структуры Урала. На более поздней коллизионной стадии максимальные оси эллипсоида АМВ располагаются субгоризонтально, либо ведут себя неупорядоченно, а минимальные оси — как субгоризонтально, так и субвертикально, что может интерпретироваться как свидетельство наличия сбросо-сдвиговых деформаций в условиях транстенсии, практически полно затухающей надвиговыми петроструктуры.

К сожалению, на данной стадии исследований мы не имеем возможности оценить количественные отношения между различными параметрами АМВ и конечной деформации, т. к. в породах изученной территории проведение стрейн-анализа затруднено из-за отсутствия стрейн-индикаторов.

Литература

1. Использование магнетизма горных пород при геологической съемке / Под ред. Л. Е. Шолпо. Л.: Недра, 1986. 224 с.
2. Tarling D. H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. New York: Chapman and Hall, 1993. 217 p.
3. Borradaile G. J., Henry B. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy // Earth Science Reviews, 1997, v. 42. P. 49—93.
4. Borradaile G. J. Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) // Pure & Applied Geophysics, 1991, v. 135. P. 15—29.
5. Burmeister K. C., Bannister R. A., Marshak S., Ferre E. C. Comparison of AMS and strain-analysis results; resolving shortening directions in low-strain rocks of a fold-thrust belt // Abstracts with Programs. Geological Society of America, 2004, V. 36. P. 434.
6. Anderson E. M. The dynamics of faulting // Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1905. V. 8. P. 387—402.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская, Лист Q-41 (Воркута). Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007.
8. Куренков С. А., Диденко А. Н., Симонов В. А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 490).
9. Сычев С. Н., Куликова К. В. Структурная эволюция зоны Главного Уральского разлома в западном обрамлении Войкаро-Сынинского офиолитового массива // Геотектоника, 2012. № 6. С. 46—54.

Деформационные обстановки формирования инъекционных мигматитов тараташского комплекса архея (Южный Урал)

Ал. В. Тевелев¹, И. А. Кошелева¹, В. М. Мосейчук², В. И. Петров³

¹Московский государственный университет, Москва;

²НТПП «ГЕОПОИСК», ³ОАО «Челябинскгеосъемка», Челябинск

Тараташский метаморфический комплекс складает выступ кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, расположенный на западном склоне Южного Урала, в северной части Башкирского антиклинория. Он сложен двупироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами по этим сланцам, гиперстеновыми плагиогнейсами с прослоями метаультрамафитов (оливин-бронзитовых и бронзит-паргаситовых метакоматитов [2] и магнетитовых кварцитов, а также мигматитами, биотитовыми гнейсами с гранатом, силлиманитом, кордиеритом и графитом с прослоями кварцитов, графитистых и магнетитовых кварцитов.

В целом, тараташский метаморфический комплекс изучен довольно хорошо с разных точек зрения: геологическое строение, петрография, минералогия, метаморфизм, изотопный возраст. Так, для пород тараташского комплекса установлена гранулитовая фация метаморфизма, а также несколько этапов диафореза [3]. Вместе с тем, проблема возраста протолита, метаморфизма и образования мигматитов еще далека от своего разрешения. U-Pb возраст протолита по цирконам оценивается как раннеархейский (около 3 500 млн. лет) [5; 1], а возраст гранулитового метаморфизма — как позднеархейский (примерно в 2 800 млн. лет) [1]. Единственная пока оценка возраста мигматизации — $2\,044 \pm 8$ млн. лет (цирконы из лейкосомы мигматитов [8, 6]). Этому же возрастному уровню соответствуют U-Pb возрасты цирконов из мигматизированных двупироксеновых плагиосланцев куватальской свиты тараташского комплекса — $2\,049 \pm 5.2$; $2\,059 \pm 7$ млн. лет (наши данные), а также монацитов из орто- и параметаморфитов — $2\,057 \pm 18$ и $2\,073 \pm 47$ млн. лет [8, 6].

Мигматиты тараташского комплекса пока изучены недостаточно. Собственно им посвящены всего несколько работ [7, 2, 4], в которых рассматриваются преимущественно петрологические вопросы формирования мигматитов. Вместе с тем, структурные аспекты мигматитообразования в этих работах практически не затронуты, а не исключено, что именно структурный подход может существенно дополнить и уточнить наши представления о процессе формирования мигматитов.

Мигматиты радашной толщи тараташского комплекса изучались нами в карьерах место-

рождения Радостного, причем для исследования выбирались только отчетливо инъекционные мигматиты, в которых лейкосома представлена массивными или слабо гнейсированными средне-крупнозернистыми лейкоплагиогранитами с незначительным количеством темноцветных минералов, а мезосома — гнейсами и амфиболитами.

Полевыми исследованиями были установлены мигматиты нескольких морфологических групп, но наиболее интересными для выяснения деформационных обстановок оказались «будиниты», которые представляют собой особый тип мигматитов, широко распространенный в тараташском комплексе. В них гранитная лейкосома заполняет межбужинные пространства (шейки) в будинированных прослоях амфиболитов и пироксен-плагиоклазовых гнейсов, залегающих среди лейкократовых гнейсов и кристаллических сланцев. Обычно межбужинные участки лейкосомы сопряжены с послойными участками, поэтому будиниты представляют собой некий сетчатый каркас из гранитов лейкосомы, в котором заключены блоки амфиболитов, имеющие форму параллелепипедов и разделенные пластинами небужинированных гнейсов. При этом в лейкократовых гнейсах обычно наблюдаются мелкие складки течения, замки которых обращены в сторону межбужинных шеек (рис. 1).

Микроскопическое изучение инъекционных мигматитов показало, что после формирования они подверглись катаклазу. Во многих случаях в лейкосомах обнаруживаются катакласти-

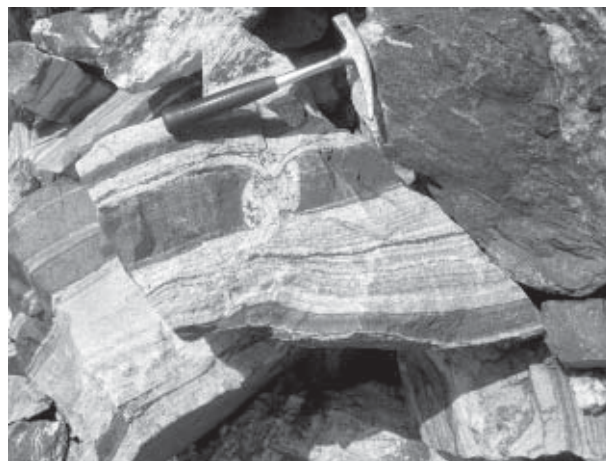


Рис. 1. Будинированный пласт амфиболитов среди гнейсов. В шейке — лейкограниты. В шейку затянуты складки пластов гнейсов

ческие структуры. Порода состоит из чередующихся мелкозернистых и крупнозернистых участков. Граница мелкозернистого компонента с его более крупнозернистыми и более лейкократовыми участками вполне четкая, но не резкая, без следов контактового воздействия или закалки.

Состав породы: преимущественно кварц мозаичной структуры, меньше — плагиоклаз, замещенный вдоль границ или же целиком агрегатом вторичных минералов. В крупнозернистых участках преобладают широкотаблитчатые выделения плагиоклаза размером до 1 мм. Кварц составляет изометричные, слегка вытянутые вдоль полосчатости зерна с зубчатыми ограничениями. Вдоль границ индивидов развиваются “пленки” мелкозернистых агрегатов кварца, серицита, цоизита, рудного минерала. Структура мелкозернистых участков гранобластовая, а в крупнозернистых участках приближается к гранитовой с метабластами микроклина и гранобластовыми участками кварца. Немногочисленные листочки биотита имеют общую ориентировку.

В качестве механизма будинажа всегда рассматривают растяжение, параллельное слою, которое приводит к разделению слоя на отдельные протяженные бруски (будины). Структура будинажа, как *структура растяжения*, формируется в результате интенсивного *сжатия*, при котором происходит расплющивание толщи, то есть ось главного напряжения сжатия ориентирована ортогонально слою, ось главного напряжения растяжения — вдоль слоя и ортогонально оси будины, а ось главного среднего напряжения — вдоль оси будины. При растаскивании будин пустота, возникающая между ними, обычно заполняется менее вязким материалом матрикса. Характер будинажа зависит от контраста вязкостей компетентных и некомпетентных слоев. При резком контрасте будины разделяются отрывами и имеют в разрезе форму, близкую к прямоугольной.

Анализ морфологических особенностей локализации лейкосомы в мезосоме будинитов показывает, что лейкосома инъецирует на расстояние не более нескольких метров, чаще — гораздо меньше и практически всегда приурочена к локальным участкам растяжения разнообразных мезоструктурных элементов. Степень и характер деформации мигматитов дают основание предполагать, что они формировались синкинематически. Не исключено, что именно растяжение в зонах отрывов и других подобных участках, которое непременно сопровождается резким локальным понижением давления, и приводило к минимальному частичному плавлению гнейсов.

При изучении мигматитов типа “будиниты” в стенках главного карьера Радостный,

было выяснено, что межбудинные шейки (трещины отрыва), инъецированные лейкогранитами, преимущественно полого (около 20°) погружаются на север (рис. 2), что указывает на субвертикальное южное падение вектора растяжения. Поверхности будин, сложенных амфиболитами, также круто падают на юг, что в свою очередь указывает на меридиональное (антиуральское) сжатие.

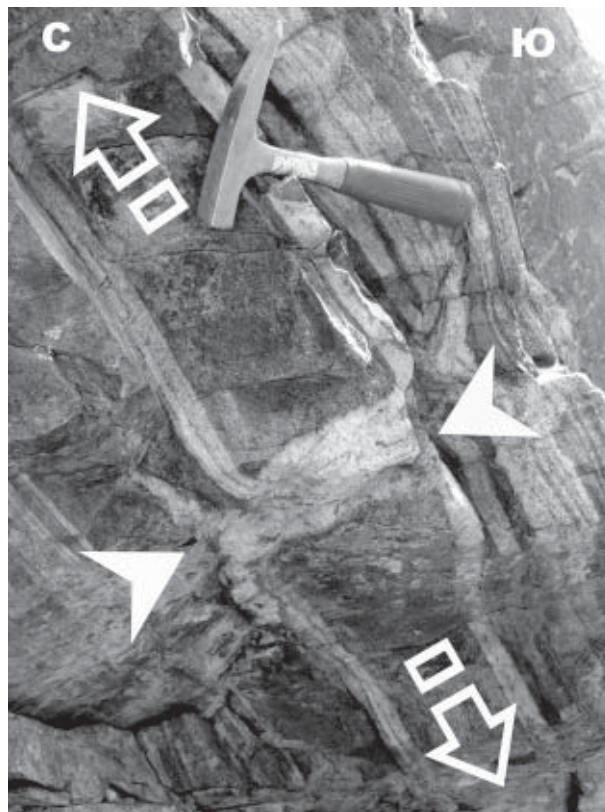


Рис. 2. Будиниты в северном борту карьера Радостный. Залитые стрелки — сжатие, контурные стрелки — растяжение

Таким образом, предполагается, что формирование инъекционных мигматитов тараташского комплекса происходило примерно 2.05 млрд. лет назад в условиях субмеридионального (в современных координатах) сжатия и вертикального растяжения. Исходя из этого, сомнительной выглядит предполагаемая [5] связь мигматитообразования с основной фазой развитием сдвиговых зон. Скорее всего, мигматиты образовывались в условиях горизонтального сжатия и быстрого подъема архейского блока в верхние части коры, который сопровождался привносом флюида и общей разгрузкой с уменьшением литостатического давления. Дополнительное понижение давления в локальных участках при формировании разнообразных структур растяжения, сопряженных со структурами сжатия, провоцировало частичное плавление наиболее лейкократовых слоев гнейсов.

Литература

1. Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н. и др. Цирконология железистых кварцитов тараташского комплекса на Южном Урале // ДАН, 2011. Т. 437, № 6. С. 803–807.

2. Ленных В. И., Панков Ю. Д., Петров В. И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН. 1978. С. 3–45.

3. Ленных В. И., Петров В. И. Гранулитовый метаморфизм и этапы диафтореза пород тараташского комплекса // Тезисы докладов Третьего Уральского петрографического совещания. Свердловск. 1974. Т. 1. С. 18–22.

4. Липчанская Л. Н. Мигматиты тараташского комплекса (Южный Урал) // Известия вузов. Геоло-

гия и разведка. 2010. № 1. С. 19–27.

5. Ронкин Ю. Л., Синдерн С., Маслов А. В. и др. Древнейшие (3.5 млрд лет) цирконы Урала: U–Pb (SHRIMP-II) и TDM-ограничения // Докл. РАН. 2007. Т. 415, № 5. С. 651–657.

6. Ронкин Ю. Л., Синдерн С., Лепихина О. П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.

7. Ферштатер Г. Б. Изохимическая мигматизация и генезис кварц-полевошпатовых пород тараташского метаморфического комплекса (Южный Урал) // Геохимия. 1977. № 3. С. 411–421.

8. Sindern S., Hetzel R., Schulte B. A. et al. Proterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Taratash complex, Central Urals, Russia // International Journal of Earth Sciences, 2005. V. 94. P. 319–335.

Особенности геотектонической позиции раннегерцинских вулканических комплексов архангельской кимберлит–пикритовой области

В. В. Третьяченко¹, А. В. Самсонов², А. А. Носова², Ю. Г. Грибань²

¹НИГПАК «АЛРОСА», Архангельск;

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

В составе Архангельской кимберлит-пикритовой области выделяется серия раннегерцинских вулканических комплексов (полей), которые объединяются в два резко различных, территориально обособленных минерагенических района [3] — Зимнебережный (кимберлитов-беспироксеновых щелочных пикритов) с известными месторождениями алмазов им. М.В. Ломоносова (Золотицкий комплекс) и им. В.П. Гриба (Черноозёрский комплекс) и Архангельский (фельдшпатоидных пикритов — оливиновых мелилититов). В восточной части ЮВБ развиты уже трубки взрыва толеитовых базальтов нормальной щёлочности Сояна-Пинежского района. Ниже кратко рассмотрены вопросы по выделению и особенностям основных структурных элементов кристаллического фундамента и платформенного чехла, определяющие закономерности геотектонической позиции алмазоносных кимберлитов и не алмазоносных вулканических комплексов.

1. Архей-палеопротерозойский фундамент. Здесь в качестве структур первого порядка выделяются (рис. 1): неоархейский Онежский террейн Беломорского подвижного пояса (БПП), палеопротерозойские Северодвинский и Зимнебережный террейны Лапландско-Кольско-Двинского орогена и неоархейский Мезенский террейн, как

продолжение Мурманской провинции Балтийского щита (БЩ) [2, 6].

Неоархейский Онежский террейн представлен гранито-гнейсовыми, зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами, которые по химическому составу Sm–Nd модельным возрастам и условиям метаморфизма, хорошо сопоставляются неоархейскими комплексами БПП Балтийского щита.

Палеопротерозойский Северодвинский террейн по результатам изучения кернa скв. 771, 16 и ксенолитов из базальтовой трубки 1026 (рис. 1) сложен высокоглинозёмистыми гнейсами, Sm–Nd возраст которых составил 1.8–2.0 млрд. лет. U–Pb датировки цирконов из пикритов трубки Весенняя Чидвинско-Ижмозёрского комплекса показали, что четверть их даёт архейские возраста и такое же количество приходится на интервал 1.8–2.0 млрд. лет. В целом данные парагнейсы сопоставимы с палеопротерозойскими кондалитами — Умбинского террейна Лапландско-Кольского орогена БЩ.

Палеопротерозойский Зимнебережный террейн по результатам изучения кернa скважин 101, 1200, 570, 773, 775 (рис. 1) — сложен различными тоналит-гранодиоритовыми ортогнейсами, которые являются метаморфизованными и тектонизированными известково-щелоч-

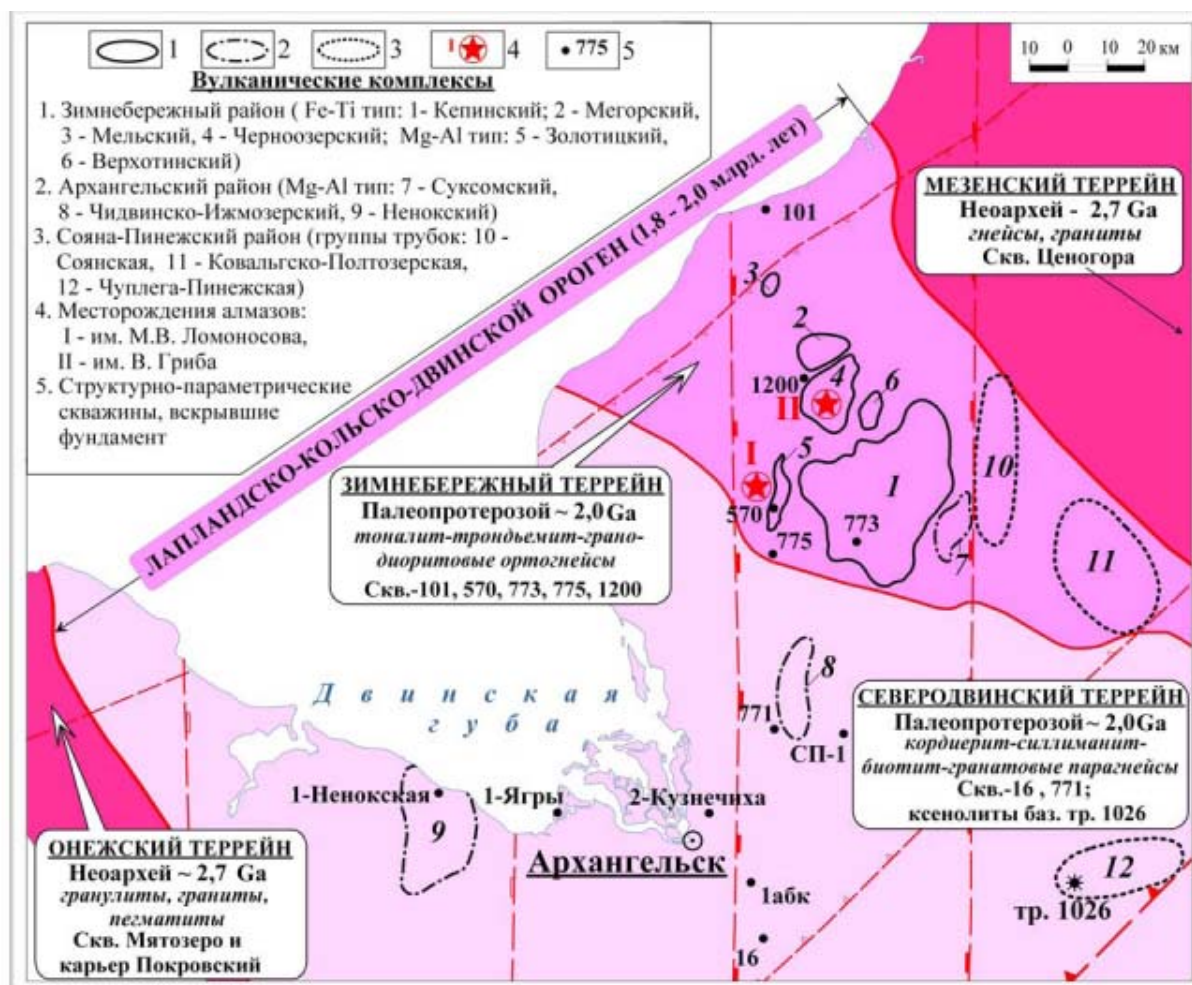


Рис. 1. Схема расположения раннегерцинских комплексов кимберлитов, конвергентных пород и базальтовых трубок взрыва Юго-Восточного Беломорья в структурах неоархей – палеопротерозойского фундамента

ными габброидами, кварцевыми диоритами, лампрофирами, гранодиоритами и гранитами. Sm–Nd модельные возрасты всех типов пород (1.9–2.2 млрд. лет и датирование цирконов из гранодиоритов скв. 570 и 773 (1.98 млрд. лет). Палеопротерозойские изотопные характеристики получены также для ксенолитов нижнекоровых гранулитов из трубок им. В.П. Гриба и тр. 688 Кепинского комплекса, которые соответствуют островодужным толеитовым и известково-щелочным базальтам и адакитам. Среднекоровые гранулиты из трубки им. В. П. Гриба показывают Sm–Nd изохронный возраст ~2.7 Ga.

По результатам изучения цирконов из кимберлитов трубок им. В. П. Гриба Черноозёрского комплекса [1] и Пионерской – Золотицкого, установлено, что цирконы с возрастaми 2.7–2.9 Ga составляют или очень незначительную часть (тр. В. Гриба), или отсутствуют (тр. Пионерская), но явно преобладают зёрна с возрастaми от 1.7 до 1.9 Ga, значимо представлена также возрастная группа 0.8–1.5 Ga, что может указывать на проявленные в коре термальные эпизоды гренвильского цикла тектогенеза [7].

В целом же полученные результаты изучения цирконов из тр. им. В. П. Гриба [1] указывают на то, что кора Зимнебережного террейна в позднем палеопротерозое имела значительную мощность, и ее наиболее глубокие части располагались на уровне гранулитовой фации, т.е. на глубине около 60 км. Эти данные являются независимым подтверждением тектонической модели, в которой кристаллический фундамент характеризуемой территории рассматривается как коллизионный ороген позднего палеопротерозоя. Причём эта увеличенная мощность коры палеопротерозойского орогена сохранилась на протяжении 1 млрд. лет, вплоть до позднедевонского времени, когда кимберлиты дренировали эту утолщенную кору и подстилающую литосферную мантию, захватывая и глубокие эоклоитовые цирконы, и другие высокобарические минералы, включая алмазы.

В целом, ортогнейсы Зимнебережного террейна, вероятнее всего представляющие собой коллаж тектонических пластин палеопротерозоя и архея, сопоставимы с ювенильными палеопротерозойскими гранитоидными

комплексами Терского и возможно? Стрельнинского террейнов Лапландско-Кольского орогена БЩ.

Неоархейский Мезенский террейн охарактеризован несколькими образцами гнейсов и гранитов скв. Ценогора, которые имеют архейские величины Sm—Nd модельных возрастов 2.9—3.1 млрд. лет и достаточно схожи с гранитоидами Мурманской провинции БЩ.

Рифей-ранневендский структурный этаж.

Имеющиеся данные по отложениям рифейского комплекса, позволили выделить в пределах рассматриваемого региона две резко различные структурно-фациальные области (зоны) [3, 4] (рис. 2).

Структурно-фациальная область (СФО) внешней зоны Притиманского перикратона по данным сейсморазведочных работ и глубокого бурения состоит из серии сложно построенных структур (рис. 2), главной из которых, применительно к тектоническому контролю алмазоносных кимберлитов, является Зимнебережно-Полтинская

зона краевых дислокаций (ЗКД) (рис. 2). При этом, рифейские отложения СФО в целом и ЗКД в частности, представлены, главным образом, карбонатно-тонкотерригенными фациями морского мелководья.

Кандалакшско-Двинская рифтогенная зона (рис. 2) представляет собой линейную систему структур, главными из которых являются две ветви грабенообразных прогибов: Кандалакшско-Онежский и Терскобережно-Керецко-Пинежский, которые в отличие от СФО внешней зоны Притиманского перикратона, выполнены, главным образом, существенно красцветными явно континентальными субграувакковыми, аркозовыми и субаркозовыми песчаниками. В Онежском прогибе описаны также вулканогенно-осадочные образования и покровы основных эффузивов с Sm—Nd возрастом 667 ± 31 млн. лет. Особо следует отметить наличие в глубоких частях только Онежского и Пинежского прогибов явно деформированных (в отличие от вышележащих) отложений сейсмостратиграфического комплек-

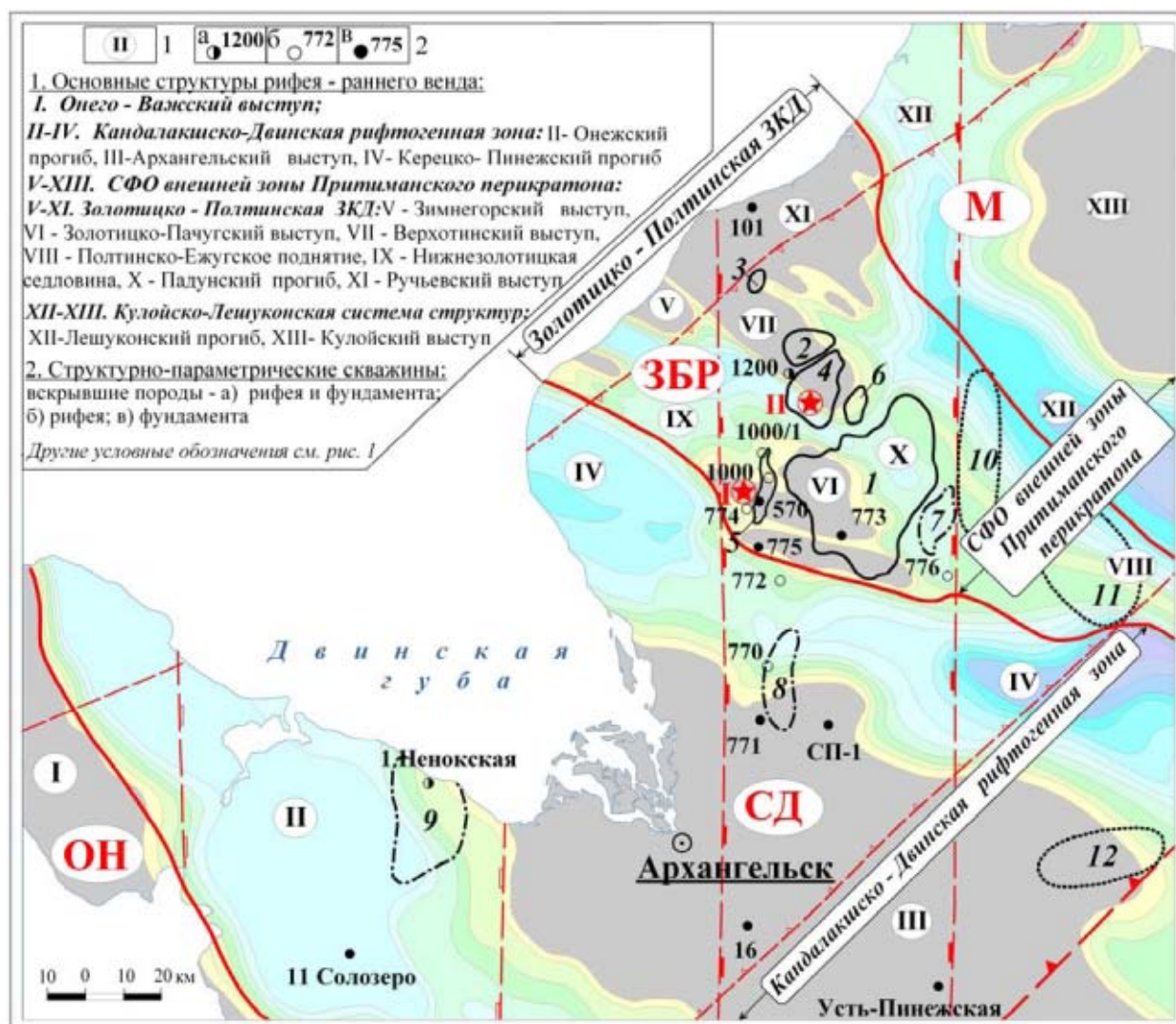


Рис. 2. Схема расположения раннегерцинских комплексов кимберлитов, конвергентных пород и базальтовых труб взрыва Юго-Восточного Беломорья в структурах рифея—раннего венда

са «I», который вероятно фиксирует собой начальный этап формирования Кандалакшско–Двинской рифтогенной зоны в конце раннего протерозоя — первой половине раннего рифея [5]. Подтверждением этого являются наши данные по наличию в нижних частях Керецкого прогиба целолитизированных аркозов и красных кварцитов, установленных в виде ксенолитов в трубках Чидвинско-Ижмозерского комплекса, которые сопоставляются с возрастными аналогами вепся Онежской мульды [3, 4].

Раннегерцинский этап фиксирует собой очередной подъём территории с преобладанием процессов денудации и связан с эпохой раннегерцинской тектоно-магматической активизации, которая чрезвычайно интенсивно проявилась в пределах всего северо-запада Восточно-Европейской платформы. Именно на этот период приходится коренная перестройка палеотектонического плана северо-западной части Мезенской синеклизы и формирование региональной структуры первого порядка — девонско — раннекаменноугольного инверсионного Кольско-Кулойско-Вычегодского валообразного поднятия (рис. 3), что, в конечном счёте, в условиях развития весьма зрелых кор выветривания, привело к полному размытию нижнепалеозойских толщ, а также верхней части вендского цоколя [3].

Выводы

1. Геотектоническая позиция раннегерцинских вулканических комплексов ЮВБ в структурах фундамента определяется их приуроченнос-

тью к зонам ТМА северо-восточного и субмеридионального направлений, а в их пределах к палеопротерозойскому Лапландско-Кольско-Двинскому орогену. При этом алмазоносный пикрит-кимберлитовый Зимнебережный район контролируется Зимнебережным террейном, который предположительно представляет собой коллаж тектонических пластин палеопротерозоя и архея, что является очевидным исключением из «правила Клиффорда», а вулканические комплексы не алмазоносного Архангельского района располагаются в пределах Северодвинского террейна, который является аналогом Умбинского террейна БШ. При этом увеличенная мощность коры палеопротерозойского орогена сохранялась на протяжении 1 млрд. лет вплоть до фамен-ранневизейского времени, когда алмазоносные кимберлиты дренировали эту утолщенную кору и подстилающую литосферную мантию.

2. В структурах рифей-ранневендского авлакогенного этапа, тектоническая позиция Зимнебережного алмазоносного района определяется его приуроченностью к Золотицко-Полтинской ЗКД внешней области Притиманского перикратона. В то время как Архангельский район контролируется Кандалакшско-Двинской рифтогенной зоной. Установленная в нашем случае закономерность является ещё одним доказательством того, что алмазоносные кимберлиты не могут располагаться в пределах рифтовых зон.

3. В структурах раннегерцинского этапа тектогенеза все вулканические комплексы ЮВБ контролируются валообразным Кольско-Кулойско-Вычегодским поднятием, при этом алмазоносные кимберлиты располагаются в осевой его зоне, которая унаследовала палеопротерозойский Зимнебережный террейн и Золотицко-Полтинскую ЗКД рифея — раннего венда; в то время как не алмазоносные тяготеют к юго-западному присклоновому флангу, что также является подтверждением того, что фанерозойские алмазоносные кимберлиты приурочены к валообразным и сводовым участкам земной коры, которые при всех прочих условиях на протяжении длительного периода развивались в режиме устойчивого поднятия.

Литература

1. Грибань Ю. Г., Самсонов А. В., Лепехина Е. Н. Ксенокритовые цирконы из кимберлитов трубки им. В. Гриба как источник информации о строении раннедокембрийского фундамента Архангельской алмазоносной провинции: Тезисы II научной молодежной школы-конференции «Новое в познании процессов рудообразования» М.: ИГЕМ РАН. 2012. С. 65—68.
2. Самсонов А. В., Носова А. А., Третьяченко В. В. и др. Коллизионные швы в раннедокембрийской коре



Рис. 3. Палеогеографическая схема северо-запада Русской плиты для раннегерцинского этапа развития: 1, 2 — области формирования мелководных морских осадков: 1 — установленные; 2 — предполагаемые. Другие условные обозначения см. рис. 1.

как фактор локализации алмазоносных кимберлитов (север Восточно-Европейского кратона). ДАН, 2009, Т. 424, № 6. С. 796—801.

3. Третьяченко В. В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья: Автореферат дис. к. г.-м. н., Москва, 2008. 28 с.

4. Третьяченко В. В. Тектоническая позиция раннегерцинских вулканических комплексов Юго-Восточного Беломорья в системе структур рифея—раннего венда // Материалы XV Геологического съезда Республики Коми, Сыктывкар, 2009. С. 328—332.

5. Хераскова Т. Н., Сапожников Р. Б. и др. Геодинамика и история развития севера Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии по данным

регионального сейсмического профилирования // Геотектоника, 2006, № 6. С. 33—51.

6. Samsonov A. V., Tretyachenko V. V., Nosova A. A. et al. Sutures in the Early Precambrian Crust as a Factor Responsible for Localization of Diamondiferous Kimberlites in the Northern East European Platform // Long Abstract for the 10th International Kimberlite Conference. Bangalore: India. 2012. (10IKC35)

7. Samsonov A. V., Griban J. G., Larionova Yu. O. et al. Evolution of deep crustal roots of the Arkhangelsk Diamondiferous Province: Evidences from crustal xenoliths and xenocrysts from Devonian kimberlite pipes // *Mineralogical Magazine*. 2013. 77(5). P. 2122.

Формационная типизация раннегерцинских вулканических комплексов архангельской кимберлит–пикритовой области

В. В. Третьяченко¹, А. А. Носова²

¹НИГПАК «АЛРОСА», Архангельск;

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Открытие на Зимнем берегу Белого моря первых в Европе месторождений алмазов им. М. В. Ломоносова и им. В.П. Гриба, предопределило этот регион в качестве источника алмазов мирового значения. Здесь в пределах Беломоро-Кулойского плато и Онежского полуострова открыто уже более сотни проявлений кимберлитов, конвергентных им пород и толеитовых базальтов.

Исходя из результатов анализа основных типоморфных особенностей раннегерцинских вулканитов, в качестве наиболее крупных региональных формационных таксонов здесь выделяют: щелочно-ультраосновная формация Юго-Восточного Беломорья в составе двух мегакомплексов — Зимнебережного — кимберлитов–беспироксеновых щелочных пикритов и Ненокско-Чидвинского — фельдшпатоидных пикритов–оливиновых мелилититов и самостоятельный Со-яна-Пинежский долерит-базальтовый комплекс [2, 5] (рис. 1).

1. Алмазоносные кимберлиты Зимнебережного мегакомплекса представлены магнезиально-глинозёмистым (Mg–Al) Золотицким и железотитанистым (Fe–Ti) Черноозёрским (тр. им. В.П. Гриба) комплексами. *Золотицкий комплекс* включает в себя 10 трубок (рис. 1), из которых 5 — Архангельская, Карпинского 1, Карпинского 2, Пионерская и Ломоносовская принадлежат месторождению алмазов им. М.В. Ломоносова. *Черноозёрский комплекс* впервые как самостоятельный формационно-минерагенический таксон выде-

лен В.В. Третьяченко [2008] и представлен только одной крупной трубкой — месторождением алмазов им. В. П. Гриба.

В петрохимическом плане алмазоносные кимберлиты характеризуются: высокой магнезиальностью, низкими концентрациями глинозёма, а также практически полным отсутствием силикатной извести и калий-натровым характером щёлочности. При этом, по содержаниям титана по [1, 5], кимберлиты Золотицкого комплекса относятся к I типу низкотитанистых, а тр. им. В.П. Гриба — к II типу умеренно-титанистых.

Основными минералогическими особенностями являются: явное доминирование фенокристов оливина I генерации и состав ассоциации высокобарофильных аксессуариев — хромдиопсид-пироп-хромитовая для Золотицких кимберлитов и существенно пироп-пикроильменитовая для тр. им. В.П. Гриба. Весьма важным индикационным признаком алмазоносных кимберлитов является типоморфизм оксидной минерализации связующей массы — хромитовой для Золотицких и пикроильменит-хромитовой для тр. им. В.П. Гриба.

Особо подчеркнём, что алмазоносные кимберлиты сформированы на протяжении самой поздней фаменско–ранневизейской эпохи, которая является весьма близким возрастным аналогом эпохи внедрения промышленно алмазоносных трубок Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского и Верхнемунского районов ЯАП [3—5].

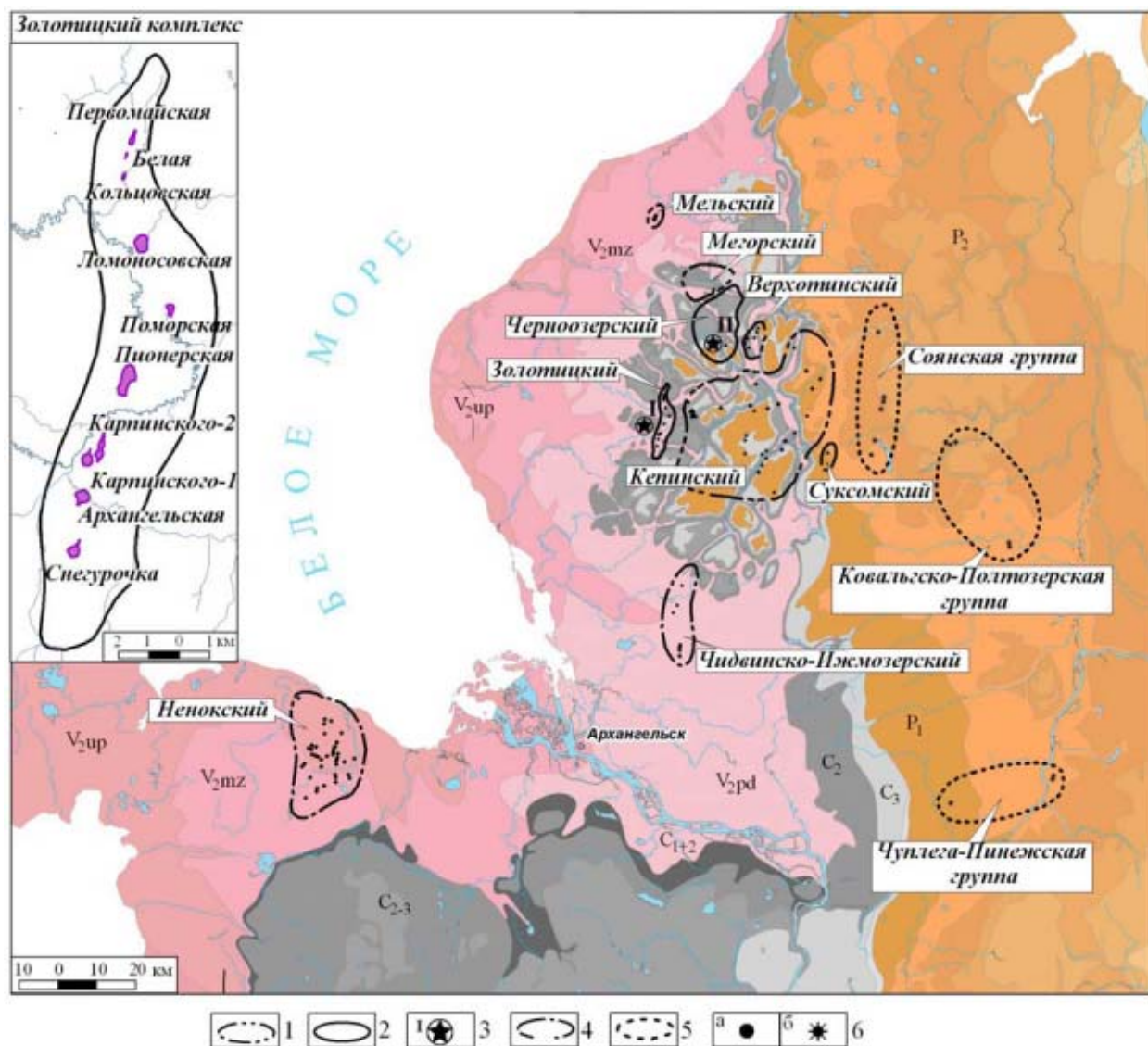


Рис. 1. Схема расположения раннегерцинских комплексов кимберлитов, конвергентных пород и базальтовых трубок взрыва Юго-Восточного Беломорья

1—4 — Кимберлитовые и мелилитит-пикритовые комплексы: 1—2 — Субформация кимберлитов-беспироксеновых щелочных пикритов — Зимнебережный мегакомплекс: 1 — Fe-Ti тип: Кепинский; Мегорский, Мельский; Черноозерский; 2 — Mg-Al тип: Золотицкий, Верхотинский; 3 — Месторождения алмазов: 1 — им. М.В. Ломоносова, им. В. Гриба; 4 — Субформация фельдшпатоидных пикритов-оливиновых мелилититов — Ненокско-Чидвинский мегакомплекс (Mg-Al тип): Ненокский, Чидвинско-Ижмозерский, Суксомский; 5 — Группы трубок Сояна-Пинежского базальтового комплекса: Соянская, Ковальско — Полтозерская, Чуплега-Пинежская; 6 — Трубки взрыва: а — кимберлитов, пикритов, оливиновых мелилититов, б — толеитовых базальтов

Отметим также, что по содержаниям ниобия, циркония и основным параметрам Sm—Nd и Rb—Sr изотопных систем [1, 5], алмазоносные кимберлиты и Золотицкого и Черноозёрского комплексов, достаточно существенно отличаются от не алмазоносных типов пород анализируемого региона (рис. 2). В целом, по основным минералогическим особенностям алмазоносные Золотицкие кимберлиты сопоставляются с алмазоносными Накынскими, а тр. им В.П. Гриба — с таковыми Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского районов ЯАП. При этом, по отношению к кимберлитам I и II групп Южной Африки, они занимают промежуточное положение

и могут быть выделены в самостоятельный Архангельский тип (рис. 2).

2. Не алмазоносные и убого алмазоносные Mg-Al (Верхотинский комплекс) и Fe-Ti кимберлиты и щелочные пикриты Зимнебережного мегакомплекса (Кепинский, Мегорский и Мельский комплексы) и Mg-Al фельдшпатоидные пикриты — оливиновые мелилититы Ненокско-Чидвинского мегакомплекса (Ненокский, Чидвинско-Ижмозерский и Суксомский комплексы).

В отличие от вышеописанных алмазоносных, магматическая составляющая вышеуказанных комплексов характеризуется, прежде всего, явным доминированием фенокритов оливина

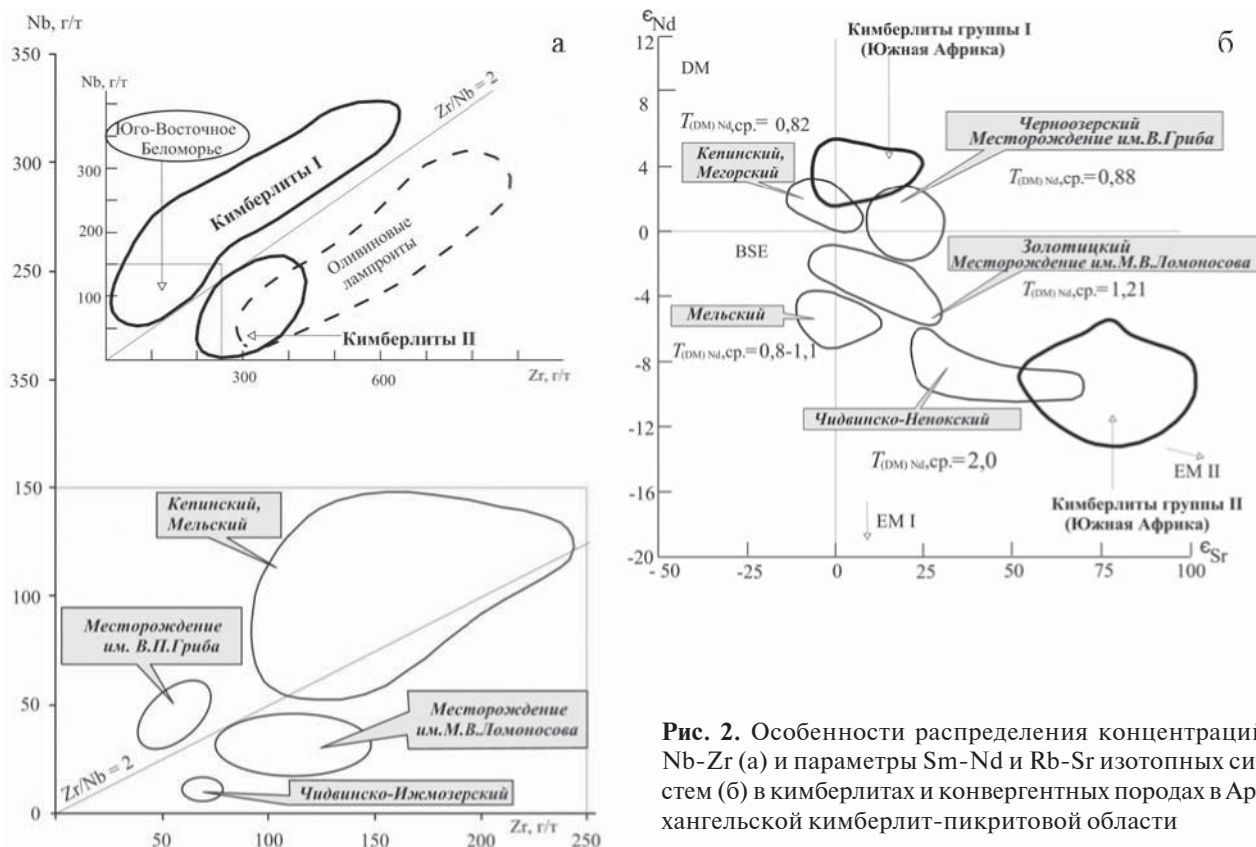


Рис. 2. Особенности распределения концентраций Nb-Zr (а) и параметры Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем (б) в кимберлитах и конвергентных породах в Архангельской кимберлит-пикритовой области

II генерации, а также наличием значимого переменного количества микролитов мелилита, нефелина и клинопироксена. В отдельных телах Чидвинско-Ижмозерского комплекса установлены монтчеллит и рихтерит. Кроме этого, для Ненокских трубок, отмечается ведущая роль уже вкрапленников клинопироксена двух генераций, а в некоторых телах и мелилита. Одним из основных типоморфных признаков пикритов Верхотины и силлов р. Мелы является широкое развитие вкрапленников флогопита.

Fe-Ti кимберлиты и пикриты Кепинского и Мегорского комплексов характеризуются явно повышенными и высокими концентрациями суммарного железа и титана (III тип высокотитанистых кимберлитов), при том, что серпентинизированным разностям силлов присущи достаточно высокие содержания магния. Для Mg-Al пикритов Верхотины установлены пониженные содержания магния (около 18 %), при повышенной глинозёмистости (5.7 %) и силикатной извести (до 6.5 %). Типохимизм фельдшпатоидных пикритов Ненокско-Чидвинского мегакомплекса выразился в резко повышенной роли глинозема (до 9.6 %), силикатной извести (11–18 %) и суммы щелочей (до 6.6 %) с устойчивым преобладанием натрия над калием, при низких содержаниях магния (13–17 %, редко до 23.3 %).

Существенные отличия наблюдаются в отношении барофильных аксессуаров, так в Кепинских кимберлитах концентрации пикроиль-

менитов на порядок и больше, выше, чем пиропов, а в пикритах этого же комплекса и в Ненокско-Чидвинских трубках доминирует хромит. Важным признаком не алмазонасных кимберлитов и пикритов является типоморфизм оксидной минерализации связующей массы — титаномагнетит-рутиловая для Fe-Ti типа пород и хромит — титаномагнетитовая для Mg-Al.

В целом, индикационные характеристики не алмазонасных Fe-Ti кимберлитов и беспироксеновых пикритов Зимнебережного мегакомплекса позволяют сопоставить их с кимберлитами группы I Южной Африки и кимберлитами и пикритами северных полей ЯАП (III тип высокотитанистых кимберлитов по [1, 5]). Что же касается фельдшпатоидных пикритов и оливиновых мелилититов Ненокско-Чидвинского мегакомплекса, то они наиболее близки альнеит-пикритами, а по параметрам Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем тяготеют к кимберлитами группы II Южной Африки (рис. 2).

3. Соян-Пинежский долерит-базальтовый комплекс объединяет три территориально-сближенные группы в восточной части ЮВБ: Соянскую, Ковальгско-Полтозерскую и Чуплега-Пинежскую (рис. 1). При этом, его петрологические особенности сопоставимы с толеитовыми базальтами внутриплитных континентальных обстановок, что позволяет рассматривать данный комплекс в составе раннегерцинской долерит-базальтовой формации Восточно-Европейской платформы [2–5].

Литература

1. Богатиков О. А., Кононова В. А., Носова А. А. и др. Кимберлиты и лампроиты Восточно-Европейской платформы: петрология, геохимия // Петрология, 2007. № 4, т. 15. С. 339—360.

2. Третьяченко В. В., Вержас В. В., Ротман А. Я. Геология и вещественный состав раннегерцинских базальтовых трубок Юго-Восточного Беломорья // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 2004. С. 141—143.

3. Третьяченко В. В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья. Автореферат дис. ... к. г.-м. н. М., МГУ, 2008. 28 с.

4. Третьяченко В. В., Раскатова М. Г., Орлова О. А. Эпохи раннегерцинского щёлочно-ультраосновного и базальтового вулканизма Юго-Восточного Беломорья // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 2009. С. 333—338.

5. Третьяченко В. В., Бовкун А. В., Гаранин К. В. Формационные особенности раннегерцинских щёлочно-ультраосновных и основных вулканических комплексов и критерии алмазности кимберлитов // Сборник публикаций по результатам ежегодных научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой / МГУ, Институт прикладной минералогии. М., 2010. С. 219—252.

Геодинамическая эволюция харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал)

Н. С. Уляшева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Харбейский метаморфический комплекс расположен на Полярном Урале в Центрально-Уральской мегазоне. Согласно стратиграфическим схемам Урала [4] в комплексе снизу вверх выделяют лаптаюганскую, ханмейхойскую и париквасьшорскую свиты раннепротерозойского возраста. В нижней лаптаюганской свите породы подвержены процессам гранитизации за счет развития здесь гранито-гнейсов Евьюганского комплекса. В верхней ханмейхойской свите процессы гранитизации в породах выражены в меньшей степени, поэтому они являются более информативными при реконструкциях состава протолитов и последующих метаморфических изменений. Кроме того в разрезе этой свиты, в отличие от вышележащей париквасьшорской свиты, существенная доля принадлежит метабазитам (амфиболитам и амфиболовым сланцам) — породам, состав которых наиболее четко отражает геодинамические условия их образования.

Нами рассмотрены особенности состава пород ханмейхойской свиты. Она сложена амфиболитами, амфиболовыми сланцами и плагиогнейсами. Породы обнажаются вдоль р. Б. Харбей и ее притоков — М. Харбей, Амфиболитовый, Скалистый и т. д. В нижнем течении реки в восточной части комплекса распространены массивные и слабосланцеватые равномернозернистые амфибол (зеленый паргасит-гастингсит) — олигоклазовые разновидности метабазитов, перемежающиеся с гранат-амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами. Изредка в них встречаются зерна клиноцоизита и хлорита. Вблизи гранитных жил

метаморфиты биотитизированы. В верховьях и в среднем течении р. Б. Харбей обнажаются хорошо рассланцованные амфиболиты с голубовато-зеленым паргасит-гастингситом и альбитом, а также с переменными содержаниями клиноцоизита, граната, биотита, хлорита и мусковита. Они чередуются с гранат-двуслюдянными, клиноцоизит-двуслюдянными плагиогнейсами. Местами амфиболиты хлоритизированы и альбитизированы. Хлорит и мусковит в них обнаруживают признаки поздней кристаллизации по отношению к гранату и амфиболу, развиваясь по краям минералов или полностью замещая их. Широкое распространение эти минералы получили вблизи границы харбейского комплекса с няровейской серией среднего-верхнего рифея или тектонических зон. На локальных участках (руч. Амфиболитовый) встречаются актинолит-клиноцоизит-хлоритовые сланцы.

Петрохимические исследования и анализ содержаний редких и редкоземельных элементов в амфиболитах позволили предположить, что протолиты этих пород, представленные толеитовыми и известково-щелочными базальтами и андезитобазальтами, сформировались на границе континентальной окраины в геодинамической обстановке задугового или окраинного моря [5]. Составы пород характеризуются континентальными, океаническими и островодужными метками, что очень характерно для таких обстановок. Плагиогнейсы, согласно переслаивающиеся с амфиболитами, по химическому составу обнаруживают признаки слабо выветрелых граувакковых и полимик-

товых песчаников [6]. Их формирование происходило как за счет пород континентального склона, так и по нижележащим вулканитам окраинного моря. Процессы рифтогенеза и заложения окраинно-морских впадин с характерными для них вулканогенно-осадочными образованиями имели место быть, возможно, в северо-восточной части континента Волго-Уралии в раннем протерозое.

Геолого-минералогические исследования амфиболитов показали, что метаморфизм имел полихронный характер и проявился в широком диапазоне температур в условиях умеренных и умеренно-высоких давлений [7]. Ранний этап метаморфического преобразования фиксируются в массивных и слабосланцеватых амфиболитах. Формирование парагенезиса зеленый амфибол (паргасит-гастингсит) — олигоклаз связано с совмещением различных окраинно-морских породных ассоциаций при коллизии. Условия метаморфизма соответствовали либо высоким ступеням амфиболитовой фации, либо пограничной с ней области гранулитовой фации (температура — 570—770°, давление 7—8 кбар). Метаморфические события по имеющимся датировкам цирконов из гнейсов происходили 1670—1760 млн лет назад и сопоставимы с временем сочленения континентов Волго-Сарматии и Фенноскандии.

По нашим образцам Rb-Sr методом по породе получены два возрастных значения 1000 ± 170 и 881 ± 66 млн. лет. Близкий возраст имеют цирконы так называемого «мигматитового» типа, отобранные из биотит-мусковитового плагиогнейса (951—852 млн лет, SIMS [3]). Эти возраста отражают проявление эндогенных событий, широко проявившихся в ряде гнейсовых комплексов Урала. В изученных нами метабазитах интервал 1000—850 млн лет назад, скорее всего, фиксирует время проявления дислокационного метаморфизма с образованием гранатсодержащих парагенезисов с голубовато-зеленым амфиболом. Условия этого этапа метаморфизма соответствуют низким ступеням амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренно-высоких давлений и характеризуются максимальными температурами около 600° и давлением 11—12 кбар.

По литературным данным [2] SHRIMP-датировки, полученные по цирконам из пород харьбейского комплекса, образуют компактный интервал 610—590 млн лет. В метабазитах харьбейского комплекса этим возрастным интервалом, вероятно, датируются процессы диафтореза эпидот-амфиболитовой фации, которые привели к образованию актинолит-хлорит-клиноцоизитовых парагенезисов. Они связаны с развитием протоуралид-тиманид.

Появление более низких возрастных значений (489, 434, 336 млн лет [1]) обусловлено с про-

явлением низкотемпературного диафтореза в условиях зеленосланцевой фации и формированием в метаморфитах хлорита и мусковита.

На основании данных, приведенных в настоящей работе, можно предложить следующий сценарий геодинамического развития изученной нами территории. В раннем протерозое на рубеже около 2.1 млрд лет назад в краевой части континента или микроконтинента начались процессы рифтогенеза или растяжения коры. Эти процессы сменились опусканием и утонением континентальной коры с образованием окраинного моря с характерными для него ассоциациями вулканогенно-осадочных пород. Начало коллизии, по-видимому, маркируется наиболее древней датировкой циркона, сформировавшегося в условиях амфиболитовой фации (1896 млн лет, SIMS [3]). Возможно в это же время произошло становление первых гранито-гнейсовых куполов. Таким образом, в раннем протерозое в результате растяжения континентальной коры и формирования окраинного моря, а затем коллизии образовался Харьбейский сегмент континентальной коры. Позднее на рубеже около 1.0 млрд лет назад повторные процессы рифтогенеза на относительно глубинных уровнях коры привели к рассланцеванию пород и кристаллизации в метабазитах гранатсодержащих парагенезисов. Более поздние средние и низкотемпературные изменения происходили лишь по локальным тектоническим зонам.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-И-5-2022.

Литература

1. Литовко Д. Н. Топоминералогия медно-молибденовой рудной формации Полярного Урала М.: Наука, 1988. 212 с.
2. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Конанова Н. В., Потапов И. Л. Типизация нижнего докембрия Тимано-Североуральского региона // Программа фундаментальных исследований ИГ Коми НЦ УрО РАН. Отчетная серия № 4 (78). Сыктывкар: Геопринт, 2009.
3. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
4. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.
5. Уляшева Н. С. Метабазиты харьбейского комплекса (Полярный Урал) / Отв. ред. А. М. Пыстин. Сыктывкар, 2012. 98 с.
6. Уляшева Н. С. Состав и условия образования протолитов плагиогнейсов в харьбейском метаморфическом комплексе (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 9. С. 14—19.
7. Уляшева Н. С. Термодинамическая эволюция метаморфизма пород харьбейского комплекса (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 9. С. 2—6.

Петрогеохимические особенности пород марункеуского комплекса и возможные геодинамические обстановки их формирования

Н. С. Уляшева¹, П. А. Колесник¹, А. М. Пыстин¹, Ю. Л. Ронкин², А. В. Панфилов¹

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;

²Институте геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Марункеуский комплекс расположен на крайнем севере Полярного Урала в северной части Харбейского антиклинория в пределах Собского поперечного поднятия. Слагающие его породы представлены различными амфиболитами, эклогитами, гнейсами и метаперидотитами.

В разные годы исследователями по-разному трактовалась геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород рассматриваемого комплекса. Одни считают, что они представляли собой древнюю метаофиолитовую формацию [2], другие предполагают, что это продукты совмещения островодужных и океанических образований [1]. Также существует мнение о том, что метаморфические породы хр. Марун-Кеу сформировались в условиях активной континентальной окраины на разных стадиях эволюции северо-восточной части Балтики [10].

Нами был изучен петрогеохимический состав амфиболитов, эклогитов, метаперидотитов и гнейсов южной части марункеуского комплекса. Химические составы пород определены с помощью силикатного и рентгенофлуоресцентного методов в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН, а содержания редких и редкоземельных элементов в Институте геологии и геохимии им А. Н. Заварицкого в Екатеринбурге (аналитик Ронкин Ю. Л.).

Апобазальтовые эклогиты. Эта группа пород первоначально отнесена к апобазальтовым образованиям на основании их залегания в виде пластовых тел. На идентификационной диаграмме А. А. Предовского [5] фигуративные точки составов рассматриваемых эклогитов попадают в поле базитов. Они являются натриевыми и калиево-натриевыми низко- и высокоглиноземистыми толеитовыми базальтами и андезито-базальтами нормальной щелочности.

Апогаббровые эклогиты отличаются от апобазальтовых эклогитов массивным строением, часто содержат реликты первичных минералов габбро, а иногда и неизмененные реликты исходных пород, поэтому имеют магматическую природу. Они соответствуют в основном натриевым высокоглиноземистым известково-щелочным габбро и габбро-диоритам нормальной щелочности.

Амфиболиты залегают в виде пластовых тел и линз среди гнейсов. По идентификационной диаграмме А. А. Предовского точки составов амфиболитов располагаются в области базитов. Они

тождественны умеренноглиноземистым калиево-натриевым и натриевым базальтам и андезито-базальтам нормальной щелочности в основном толеитовой серии.

Метаультрабазиты. Точки химических составов этих образований на диаграмме А. А. Предовского располагаются в области ультраосновных пород. По соотношению кремнезема и щелочей они схожи с перидотитами нормальной щелочности.

На идентификационной диаграмме Дж. Пирса (1973) фигуративные точки составов метавулканитов (апобазальтовых эклогитов и амфиболитов) располагаются преимущественно в полях океанических островов, континентальных рифтов и траппов. Перекрытие точек составов апобазальтовых амфиболитов и эклогитов указывает на их формирование по одним и тем же протолитам.

Среди эклогитов и амфиболитов распространены гнейсы с переменными содержаниями граната, клиноцоизита, мусковита и биотита. Высокие содержания кремнезема (72.71–73.44 %) и отсутствие биотита в некоторых разновидностях гнейсов, возможно, связаны с процессами кислотного выщелачивания. На идентификационных диаграммах А. А. Предовского [5] и А. Н. Неелова [4] фигуративные точки попадают в область перекрытия кислых магматитов и песчаников разного состава. На диаграмме А. Нематова [3] все они находятся в области ортопород. Учитывая низкие значения фемического (0.03) и титанового (0.015–0.02) модулей [8] при высокой сумме щелочей (6.58–7.47 %), наиболее вероятным является предположение о том, что протолиты большинства гнейсов были представлены кислыми магматическими породами. Эти породы можно охарактеризовать как известково-щелочные высокоглиноземистые калиево-натриевые андезиты и дациты нормального ряда или их плутонические аналоги.

Геохимические особенности пород

По содержанию редких и редкоземельных элементов, их распределению и соотношениям среди *аповулканогенных метабазитов* было выделено четыре группы.

Метабазальты первой группы характеризуются высоким содержанием легких редкоземельных элементов и низким — тяжелых редкоземель-

ных элементов соответственно в 80–120 и 15–25 раз выше, чем в хондритах. На спайдер-диаграмме наблюдаются высокие количества литофильных элементов — Ba, Th, Rb. Имеется Ta–Nb отрицательная аномалия, но содержания их выше, чем в базальтах N-COX. Для этих пород характерны низкие содержания циркония и гафния, а также близкие к базальтам N-COX количества остальных элементов с высокой силой поля.

Метабазальты второй группы имеют более низкие содержания легких редкоземельных элементов, чем в породах первой группы. Геохимия рассматриваемых пород первой и второй групп близка к платобазальтам и умеренно-обогащенным толеитам окраинных (задуговых) морей [6, 7].

К метабазальтам третьей группы принадлежат породы с низким содержанием литофильных элементов — K, Rb, Ba, а также Zr и Hf. Количество Ta, Nb и остальных элементов с высокой силой поля практически совпадают с содержанием их в базальтах N-COX. Содержания легких редкоземельных элементов выше хондритовых в 10–60 раз, а тяжелых — в 10 раз. Такое распределение элементов характерно для базальтов окраинных и задуговых морей.

К метабазальтам четвертой группы относятся амфиболиты с пологим спектром распределения редкоземельных элементов в 10 раз выше хондритовых. На спайдер-диаграммах наблюдаются низкие содержания Zr, Hf, элементов с высокой силой поля и отрицательная Ta–Nb аномалия, характерная для островодужных образований и толеитовых базальтов типа BABV (задуговых и окраинных морей). Содержания литофильных элементов K, Rb, Ba варьируют в широких пределах.

В *апогаббровых эклогитах* и габбро наблюдаются относительно низкие концентрации легких редкоземельных элементов в 10 раз выше хондритовых и тяжелых редкоземельных элементов в 2–6 раз выше хондритовых, а также положительная европиевая аномалия. На спайдер-диаграмме наблюдаются низкие содержания Ta, Nb, Zr и элементов с высокой силой поля и повышенные содержания Ba и Sr относительно базальта N-COX. Приведенные выше геохимические характеристики пород позволяют предполагать образование исходных для эклогитов габброидов в надсубдукционной зоне [9].

Метанеперидотиты имеют разное содержание общего количества редких и редкоземельных элементов и отличаются распределением европия. Метаультрабазиты с пониженным их содержанием имеют Nb–Ta минимум, низкие содержания элементов с высокой силой поля и повышенные по сравнению с породами N-COX содержания Ba и Rb. Содержания легких редкоземельных элементов выше хондритовых в 4–6 раз, а тяжелых в

1.5–2 раза. Наблюдается европиевая положительная аномалия. Спектры распределения элементов в этих метаультрабазитах схожи со спектрами габбро. Метаультрабазиты с повышенным суммарным содержанием элементов также имеют Ta–Nb аномалию, но менее выраженную, чем в первой группе, повышенные содержания Rb и Ba и низкие количества элементов с высокой силой поля. Относительно хондрита породы имеют содержания легких редкоземельных элементов в 8–10 раз больше, а тяжелых элементов в 2–4 раза больше. Отсутствует европиевая аномалия. Мультиэлементные спектры метагаббро и метаультрабазитов очень схожи, что, вероятно, указывает на их комагматичность.

Гнейсы. На идентификационных диаграммах, учитывающих редкие элементы, точки составов гнейсов попадают в основном в область гранитоидов вулканических дуг вблизи границ или на границах с областями коллизионных и внутриплитных гранитов, что может указывать на влияние континентальной составляющей при формировании пород, либо при их последующем метаморфическом преобразовании.

Принимая во внимание все данные по петро- и геохимии метаморфических пород южной части марункеуского комплекса, можно сделать заключение, что в его разрезе резко доминируют магматические образования. Их протолиты, по видимому, составляют генетически родственные вулканы (от ультраосновных до умеренно кислых) с преобладанием пород основного состава. Приведенные выше данные по петрогеохимии гнейсов не противоречат выводу, что марункеуский комплекс сформировался на субстрате островодужных и задуговых (или окраинномоских) образований, совмещенных в результате коллизии в аккреционном клине.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-У-5-1011.

Литература

1. Вшивцев А. Н. Петрохимические особенности и первичный состав эклогитов района Слюдяной Горки (Полярный Урал, хребет Марункеу) // Вестник Института геологии. 2006. № 8 (140). С. 14–16.
2. Душин В. А., Макаров А. Б., Сычева Э. А., Исхаков Р. А. О формационной принадлежности метаморфитов харьбейского гнейсо-амфиболитового комплекса // Геология метаморфических комплексов: Межвуз. темат. сб. Свердловск: СГИ, 1983. С. 83–90.
3. Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 511 с.
4. Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 102 с.

5. *Предовский А. А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 115 с.

6. *Фролова Т. И.* Магматизм окраинных и внутренних морей и его роль в их образовании // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. ОГГГН РАН, 2003. С. 247–275.

7. *Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ, 1997. 320 с.

8. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В., Швецова И. В.* Геохимия древних толщ Севера Урала /

Отв. ред. Юшкин Н.П. Сыктывкар: Геопринт, 2002. 333 с.

9. *Юричев А. Н.* Кулибинский и нижнедербинский комплексы: общность петролого-геохимических черт (северо-запад Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323, № 1. С. 123–129.

10. *Glodny J., Pease V., Montero P. et al.* Protolith ages of eclogites, Marun Keu Complex, Polar Urals, Russia: Implications for the pre- and early Uralian evolution of the NE European continental margin // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs, 2004. V. 30. P. 87–105.

Рифейские базиты Тараташского выступа и его обрамления

А. О. Хотылев, Ал. В. Тевелев

Московский государственный университет, Москва

В ходе работы были изучены многочисленные дайки базитов, располагающиеся в протерозойско-архейских образованиях Тараташского выступа, в рифейских толщах его обрамления, а также вулканы айской свиты нижнего рифея. Работами многих исследователей, изучавших эту территорию, показано, что здесь присутствуют дайки и силлы основного и ультраосновного состава, отвечающие не менее чем трем или четырем сильно разнесенным во времени этапам рифтогенеза [2]. В связи с этим нами была сделана попытка разделить опробованные тела базитов по петрологическим и геохимическим данным.

По петрографическим особенностям изученные объекты уверенно разделяются на три группы: 1. Вулканические породы айской свиты с характерной неполнокристаллической порфировой структурой. 2. Габбро и долериты сильно хлоритизированные с реликтами пироксена. 3. Долериты и габбро-долериты с характерной гранофировой структурой. По площади это разделение не прослеживается — дайки типов 2 и 3 расположены хаотично и в архейских, и в протерозойских породах.

Петрографическая характеристика. Вулканы айской свиты представлены в основном порфировидными офитовыми долеритами, участками с четко выраженной долеритовой структурой, иногда миндалекаменной или хаотичной текстурой. Порода состоит из идиоморфных удлиненно-призматических кристаллов плагиоклаза размером до 2 мм (55–60 %), и тонких игольчатых (до 1–1.2 мм) или изометричных (до 0.5 мм) выделений магнетита (10–12 %). Весь остальной объем породы занят сильно измененной, плохо

диагностируемой массой глинистых минералов, которая образовалась, по-видимому, при замещении стекла. Иголки рудного также, вероятно, сформировались при разложении пироксенов в основной массе, хотя никаких непосредственных признаков их присутствия не обнаружено. В целом, порода явно претерпела сильный метасоматоз, плагиоклаз практически полностью сосюритизирован и эпидотизирован, основная масса разложена.

Безпироксеновые габбро и долериты также представляют собой метасоматически сильно преобразованные породы. В породе неотчетливо диагностируется реликтовая офитовая структура. Около 55–60 % охвачено хлоритизацией, листочки хлорита размером до 0.2 мм. Реликты кристаллов плагиоклаза размером до 0.2×0.05 мм (25–30 %) сильно деформированы, сосюритизированы. Из-за вторичных изменений определить номер плагиоклаза возможно лишь в единичных случаях — An10–30. Эпидот (10–12 %) присутствует в виде мельчайших изометричных выделений размером менее 0.01 мм, а также образует жилки мощностью до 0.2 мм. Рудный минерал, представленный, по-видимому, магнетитом, образует скелетные кристаллы и крестообразные сращения, несомненно, кубической сингонии.

Очень значительно от двух описанных разностей отличаются гранофировые габбро и долериты. Порода полнокристаллическая, гранофировая, участками с долеритовой структурой. Она состоит из субидиоморфных призматических, практически неизмененных кристаллов плагиоклаза (60 %) размером 0.4–0.6 мм, редко достигающих 1 мм. Кристаллы пироксена мелкие с квад-

ратными или удлиненными сечениями, размером 0.2–0.3 мм (20–25 %). Плеохроизм очень специфический: в слабых розоватых тонах, есть дисперсия оптических осей. Вероятнее всего, его можно отнести к слабо титанистому авгиту. На пироксене наблюдается кайма вторичного шпинель-тремолитового агрегата. Рудный минерал присутствует в количестве 5 % — это либо массивные выделения 0.08 мм, либо скелетные кристаллы в форме крестов и елочек. Гранофировая структура образована микропегматитовыми срастаниями кварца и полевого шпата в форме елочек размером до 1–1.3 мм, их количество достигает 15–20 %. Такие образования указывают на равновесность кварца с расплавом — весьма вероятно, что в камере произошло отделение оливинового кумулата. При этом кварц не успел прореагировать с оливином и сформировал такие выделения. Подобные гранофировые габброиды и габбро-диориты известны в расслоенных телах шуйдинского и ряда других базит-ультрабазитовых комплексов Башкирского мегантиклинория [1]. Среди наших образцов они преобладают. Это свидетельствует о том, что опробованные тела вероятно срезаны эрозией на некотором едином уровне внутри гранофировой зоны.

Геохимическая характеристика и особенности пород. Все изученные породы располагаются на диаграмме TAS достаточно плотным облаком на границе полей нормальнощелочных габбро, габбродиоритов и габбромонцонитов, монцонитов. На диаграмме AFM они попадают в поле известково-щелочной серии. Что касается редкоземельных элементов (рис. 1), то в целом наблюдается слабое неравномерное обогащение легкими редкоземельными элементами. Непосредственно по формам трендов уверенно можно выделять две группы — с крутым (базиты типа №1) и более пологим трен-

дами (базиты типа №2). Для первого характерны нормированные количества La 85–115, а для второй группы — 15–40.

В области тяжелых редкоземельных элементов обе группы сливаются в единое поле в интервале 8–15. Аномалия европия не очень значительная у части образцов первой группы, а слабая положительная, наоборот наблюдается для второй группы. Для единичных трендов есть не очень сильная отрицательная аномалия церия. В целом, следует отметить, что не наблюдается четкого разделения по геохимическим данным айской свиты и прочих базитов территории. Это позволяет предполагать, что внедрение дайковых тел, поставлявших расплавы для эффузивов айской свиты, происходило также и по всей территории тараташского выступа.

Примечательно, что деление на две группы по трендам редкоземельных элементов совпадает с разделением на две группы на диаграммах Zr/Y–Zr (рис. 2) — базиты №2 обособляются в группу с более низкими Zr и Zr/Y соответственно. Интервал, разграничивающий два поля, приходится на 45–60 ppm Zr. При этом, так же как и на диаграмме Zr–Zr/Y, породы типа №1 больше тяготеют к полям внутривулканических базальтов (WBP), а габброиды типа №2 — к островодужным базальтам (IAT).

Если наложить на диаграмму данные по другим телам близкого возраста [3], то обнаружится, что они целиком ложатся в поле №1 ($Zr > 55$ ppm). Также два поля, отвечающих этим группам можно выделить на диаграмме Ti–Zr–Y. Интересно, что вулканы айской свиты не образуют единой группы, а оказываются также сильно разнесены по всей диаграмме.

Причем это касается и трендов редкоземельных элементов и всех остальных диаграмм.

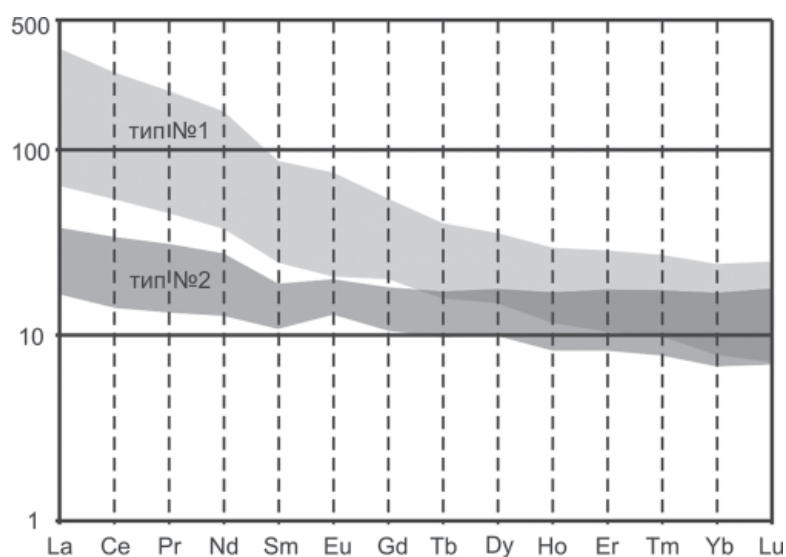


Рис. 1. Тренды редкоземельных элементов, нормированы на хондрит (по Andres, Grevesse, 1989)

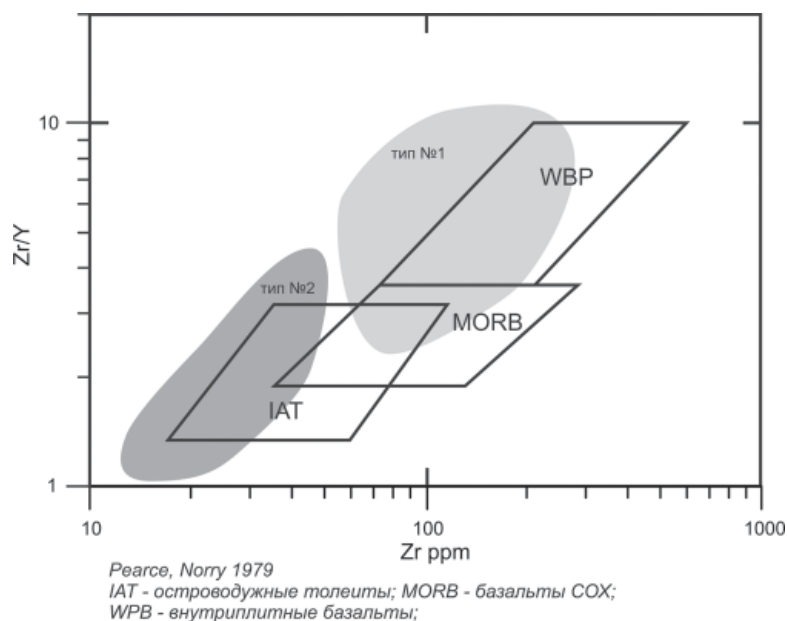


Рис. 2. Диаграмма Zr/Y-Zr (по Pearce, Norry, 1979)

Видимо такая ситуация объясняется тем, что в строении айской свиты также участвуют если не разновозрастные образования, то как минимум претерпевшие несколько различные процессы дифференциации или позднейших преобразований. На это указывают и весьма расходящиеся датировки по айским вулканитам.

Обсуждение результатов и выводы. Изученные нами тела основных пород можно достаточно уверенно разделить на две группы, различные по геохимическим и петрографическим особенностям. Базиты типа №1 характеризуются более высокими содержаниями Zr и легких редкоземельных элементов относительно базитов типа №2. Таким образом, они либо могут являться более поздними дифференциатами расплавов, сформировавших базиты типа №2, либо образовывались в отдельный самостоятельный этап магматической активизации. Вулканиты айской сви-

ты не обособливаются, а попадают в поля обеих групп, что указывает на то, что среди дайковых тел, не связанных непосредственно с айской свитой, есть и образования этого этапа магматизма. И, вероятно, формирование айских вулканитов также могло происходить в несколько стадий.

Литература

1. Алексеев А. А., Алексеева Г. В., Ковалев С. Г. Дифференцированные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2003. 171 с.
2. Ковалев С. Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. №2, С. 68–79.
3. Носова А. А., Сазонова Л. В., Каргин А. В. и др. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20. № 4, С. 392–428.

К вопросу строения Полюдовского структурного комплекса (Северный Урал)

Р. К. Шакуров

Башкирский государственный университет, Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

Полюдовское поперечное поднятие [4], Полюдовский структурный комплекс [2] расположен на самом юго-западе Северного Урала в пределах бассейнов рек Вишеры, Колвы, Ухтыма, Березовой, Низвы, Колчима и Язвы. Структура почти перекрывает на этом месте Предуральский краевой прогиб, разделив последний на Печорско-Воркутинскую (на севере) и Соликамскую (на юге) впадины. В строении Полюдовского комплекса принимают участие породы среднего и верхнего рифея, венда и палеозоя.

Изучению геологии Колво-Вишерского края посвящали исследования А. П. Иванов, П. И. Кротов, А. А. Чернов, О. Ф. Нейман-Пермякова, Г. Н. Фредерикс, Д. Л. Степанов, Г. А. Дуткевич, М. А. Калмыкова, Н. В. Дорофеев, К. А. Львов, П. М. Осипов, Н. Г. Чочиа, В. П. Горский, П. А. Софроницкий, В. А. Варсанюфьева, Б. И. Грайфер и Р. И. Зуева, А. Я. Ярош, А. С. Перфильев, М. А. Камалетдинов, А. А. Султанаев, О. А. Щербаков, Ю. В. Казанцев, Б. В. Красильников и многие другие. В результате было высказано мнение о широком развитии здесь надвиговых дислокаций. Например, Г. Н. Фредерикс [5] писал, что район Полюдова Камня перекрыт надвинутыми с востока покровами. М. А. Камалетдинов [3] полагал, что Полюдовский Кряж представляет собой тектонический покров, перемещенный с востока на 15 км.

Проведенные в последние годы детальные геолого-геоморфологические исследования и глубокое бурение внесли существенное дополнение в понимание геологической структуры района. Некоторые разрывы, трактовавшиеся как пологие надвиги, оказались нарушениями с субвертикальными поверхностями смещения. Наиболее отчетливо это проявлено в междуречье Низвы и Вишеры, вдоль южной и юго-западной границ Полюдовского Кряжа. На этом основании некоторые геологи стали считать, что образование Полюдовской структуры обязано действию вертикальных движений, приподнявших ее на 1700—2000 м по отношению к её южному и западному обрамлениям. Анализ геологического материала, не противоречит, а подтверждает взгляды исследователей, объяснявших формирование Полюдовской структуры под действием горизонтальных сил, шедших с востока, со стороны Урала.

Поднятие структуры Полюдовского комплекса с помощью круто наклоненных или вертикальных взбросов не может быть принято уже только потому [1, 2], что его разрез существенно

отличается от такового Соликамской и Печорско-Воркутинской впадин на участках, непосредственно примыкающих к нему. В качестве объектов рассмотрим Колчимскую антиклиналь Полюдовского комплекса и со-прикасающуюся с ней своей северной периклиной Песчанковскую структуру Соликамской впадины. Палеозойские осадки Колчимской антиклинали представлены снизу песчаниками ордовика, известняками и доломитами силура и песчано-карбонатными слоями среднего девона, перекрытыми терригенными пачками франского яруса верхнего девона. На Песчанковской складке полностью выпадают отложения ордовика, силура и среднего девона и на размытой поверхности вендских пород залегают сразу франские песчаники. Можно заметить, что такие соотношения палеозоя и допалеозоя довольно выдержаны на площади Соликамской впадины и обнаруживаются на участках, достаточно удаленных от Полюдовского структурного комплекса: на Гежской, Исаневской, Красновишерской, Цепельской площадях, на Чердынском, Остяцком, Яборовском, Пултовском профилях и др. В то же время на Полюдовском Кряже разрез палеозоя неизменно нарастает вниз от франского яруса слоями среднего девона, силура и ордовика, мощность которых мало изменчива. В пределах Колчимской антиклинали [1] наиболее отчетливо устанавливается резкое стратиграфическое несогласие между палеозоем и допалеозойскими отложениями. Здесь слои ордовика непосредственно ложатся на различные горизонты венда и верхнего протерозоя, что больше характерно для восточных, уральских разрезов. В пределах же севера Соликамской впадины породы палеозоя повсюду залегают на терригенных отложениях венда.

Существенно отличается по фациям и мощности разрез карбона и перми Колчимской и Песчанковской структур. Так, мощность каменноугольных отложений [1] Колчимской антиклинали в 1.5 раза больше таковой Песчанковской. Увеличиваются в мощности и верхнедевонские слои Полюдовского Кряжа.

На схеме сопоставления сводных разрезов верхне-рифейско-вендских образований Полюдовской структуры и востока Восточно-Европейской платформы [2] тоже видно существенное отличие вышеназванных разрезов по фациям и мощностям. Разрез этих образований увеличивается по мощности в пределах Полюдовского структурного комплекса за исключением

рассольнинской (зильмердакской) свиты (550 м) Полюдовской структуры и разновозрастных образований востока Восточно-Европейской платформы. Т.е., мощность рассольнинской свиты 550 м, а разновозрастных гожанской, седашской, кушкульской, кульской свит достигает 2900 м. Есть отличия и в составе пород: в песчано-алевролитовой толще рассольнинской свиты имеются прослои конгломератов в нижней части разреза, в отложениях Восточно-Европейской платформы они отсутствуют. В последних (в составе куш-кульской свиты) присутствуют туфы и туфопесчаники. Отличия имеются в разновозрастных образованиях деминской (Полюд) и штандинской свит, как в мощности (620 м — деминская и 140 м имеет штандинская свита), так и в составе (прослои туфов и туфопесчаников в деминской свите).

Самым значительным отличием рассматриваемых разрезов является выпадение из разреза востока Восточно-Европейской платформы отложений низьвенской (миньярской) свиты, большеколчимской и усть-чурочинской свит общей мощностью 3800 м. Имеются также отличия в составе пород и объеме помененской серии (Полюд) и бижбулякской серии.

Таким образом, структура Полюдовского комплекса представляет [1, 2] собой аллохтон в виде сложной тектонической пластины, перемещенной с востока вглубь Предуральяского прогиба. В основании пластины располагается единая

поверхность срыва, обнажающаяся в современном плане Ныробским и Ухтымским фронтальными надвигами. Горизонтальное перемещение пластины по нашим расчетам составляет несколько десятков км. Толщина её, по данным геофизических исследований медленно возрастает в восточном направлении, достигая максимума 9–10 км на меридиане 58°. Поверхностью надвига (сместителем) для неё служат во фронтальной части палеозойские и вендские отложения, в тылу, по всей вероятности, осадочные образования с возрастом [1, 2] не древнее верхнего рифея.

Литература

1. Казанцев Ю. В., Шакуров Р. К. Полюдовский структурный комплекс на Северном Урале и перспективы его нефтегазоносности // Геология и геофизика нефтегазоносных областей. Уфа, 1982. С. 17–30.
2. Казанцев Ю. В., Шакуров Р. К. Формирование поперечных дислокаций Полюдовского кряжа на западном склоне Урала // Геология и нефтеносность Пермского Приуралья / Пермский политех. ин-т. Пермь, 1982. С. 26–41. Деп. в ВИНТИ 05.04.83, № 1718-83.
3. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
4. Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. 221 с. (Тр./ ГИН АН СССР. Вып. 182).
5. Фредерикс Г. Н. Вопросы тектоники Урала // Вестник геологического комитета. № 4. 1927. С. 7–15.

Природа уральского рифтогенеза на основе изучения рифтогенных формаций уралит в пределах Полярного Урала

М. А. Шишкин, Е. И. Ланг, А. В. Черкашин

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Mikhail_Shishkin@vsegei.ru

Традиционно рифтогенные формации Полярного Урала рассматриваются отдельно для Елецкой и Лемвинской структурно-формационных зон (СФЗ). При этом обычно считается, что лемвинские фации находятся в аллохтонном залегании [1].

Рифтогенные комплексы Елецкой СФЗ включают манитаньрдскую серию в составе хойдышорской, усинской (минисейской) и малопайпудинской свит, леквожский (изьяхойский) габбро-долеритовый и пайпудинский риолитовый комплексы. В Лемвинской СФЗ на юге к ним относятся погурейская, кокпельская, грубеинская и молюдмусюрская свиты, на севере — талотинс-

кая, харапэшорская и орангская свиты, оранг-юганско-лемвинский габбро-долеритовый и пожемский (хадатинский) риолитовые комплексы.

Проведенные нами в последние годы исследования позволили на основе датирования цирконов U-Pb методом (SHRIMP II, ВСЕГЕИ) из эффузивных риолитов в составе хойдышорской свиты, субвулканических и гипабиссальных риолитов и гранит-порфиров пайпудинского, пожемского, хадатинского комплексов достаточно обоснованно установить время рифтогенных процессов в интервале 510 ± 4 — 482 ± 3 млн. лет [2–4]. Наиболее древние даты отвечают границе раннего и среднего кембрия, наиболее молодые ни-

зам раннего ордовика, как для пайпудынского, так и пожемского комплексов. Одновременно результаты датирования подтверждают и возраст осадочных отложений, в которых они локализованы (в частности — погурейской и хойдышорской свит). Хотя при этом следует отметить, что большая часть пайпудыньских риолитов в пределах палеогорстов локализована в подстилающих образованиях бедамельской серии. По результатам датирования цирконов с рифтогенным этапом связано формирование большинства субвулканических и гипабиссальных тел риолитов (505 ± 5 — 495 ± 3 млн.л) в пределах центральной части Оченырдынской антиклинали [5], относимых ранее к лядгейскому комплексу [6], гранитоидов очетинского комплекса (500 ± 5 млн. лет) [7], ранее относимого к позднему рифею-венду и трахириолитов хахаремского комплекса (502.9 ± 6.5 млн. лет), ранее относимого к среднему девону [6].

Состав осадочных отложений рифтогенных формаций для Елецкой и Лемвинской СФЗ различен. В первой (за исключением базальных слоев) преобладают хорошо окатанные преимущественно красноцветные кварцевые и олигомиктовые песчаники и алевролиты прибрежно-аллювиального генезиса, образовавшиеся за счет привноса с западной континентальной суши, прошедшей стадию глубокого выветривания. Во второй — преобладают аркозы, плохоокатанные полимиктовые и олигомиктовые песчаники и алевролиты иногда с примесью туфогенного материала, сформированные в морских условиях, которые при одновозрастности с елецкими образованиями, очевидно, формировались за счет размыва расчлененной горной страны (островной суши), которая располагалась, по всей видимости, восточнее. При этом как в пределах собственно Восточно-Лемвинской, так и Байдарацкой подзон, на разных уровнях в разрез морских отложений вклиниваются мощные линзовидные тела красноцветных песчаников, которые на юге выделяются, как молюмдусюрская свита, на севере как минисейская свита. Вследствие внешнего сходства с низами манитанырдской серии они, как правило, относились к елецкому комплексу и трактовались как эрозионные окна автохтона или паравтохтона [1, 6].

Изучение разрезов в районе Лекын-Тальбейской антиклинали и хр. Бол. Минисей показало, что отложения минисейской свиты залегают среди известковистых полимиктовых алевролитов и песчаников лемвинского облика с фауной *Trithoechia* (тремадок) талотинской свиты. Это привело к появлению на картах ряда умозрительных клипов и эрозионных окон. На самом деле эти тела красноцветных кварцевых песчаников

являются конусами выноса обломочного материала с запада в более глубоководную область к востоку и не могут являться показателем, каких-то масштабных надвигов. В данном случае мы имеем дело с переходной зоной сочленения собственно лемвинских и елецких фаций. Необходимо отметить, что данная точка зрения была высказана еще в 1970 году В.П. Ереминым, проводившим ГС-50 в районе Лекын-Тальбейской антиклинали. Однако она не нашла понимания в свое время, так как представления о геологическом строении западного склона Полярного Урала строились на противопоставлении елецких и лемвинских фации и их исключительно тектонических взаимоотношениях [1].

Также необходимо иметь в виду, что в пределах Енганэпэйского, Изьяхойского и Оченырдынского палеогорстов, которые поднимались и соответственно размывались возраст базальных горизонтов манитанырдской серии значительно моложе и отвечает, вероятно, аренигу. Поэтому здесь они с размывом залегают, в том числе и на риолитах пайпудынского комплекса.

Достаточно актуален также вопрос о типе рифтогенеза. Наиболее вероятно, что это был рифтогенез, связанный с формированием задугового окраинного моря на западной окраине Палеоуральского океана. Это объясняет наличие туфогенно-осадочного материала в лемвинских разрезах, наличие вулканитов среднего состава в составе Лагортинской подзоны, господствующие условия сероводородного заражения на протяжении всего палеозоя, способствовавшие накоплению черных сланцев и указывающие на формирование осадков в замкнутом бассейне.

Кроме того, нами получены новые, хотя и пока дискуссионные данные о возрасте цирконов из диоритов кызыгейского комплекса, который обычно рассматривается в качестве интрузивной компоненты островодужной ассоциации байкалитид (тиманид). Согласно им возраст диоритов петротипического Кызыгейского массива и ряда других 524 ± 5 млн. лет (SHRIMP II, ВСЕГЕИ), что ставит под сомнение и рифейский возраст вмещающих их отложений очетывисской свиты. Таким образом, напрашивается возвращение к представлениям О. А. Кондайна [8] и др. геологов о существовании так называемых «первых уралид», формировавшихся на окраине Палеоуральского океана. В этом случае очетывисская андезитовая островодужная ассоциация принадлежит не тиманидам, а энсиалической островной дуге Палеоуральского океана с наклоном зоны Бенъефа под Восточно-Европейский континент. На рубеже раннего-среднего кембрия в тылу этой островной дуги, вероятно, началось растяжение и связанный с этим рифтогенез, следствием которого

стало формирование Западноуральского окраинного моря, при закрытии которого в позднем палеозое и была сформирована современная структура уралид Полярного Урала.

Литература

1. Дембовский Б. Я. Структурно-фациальная зональность и покровы Полярного Урала и Пай-Хоя. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1985. 22 с.
2. Шишкин М. А., Малых И. М., Матуков Д. И. и др. Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала // Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. II. С. 148—150.
3. Черкашин А. В., Молчанова Е. В., Шишкин М. А. и др. Результаты датирования риолитов Лемвинской структурно-формационной зоны, западный склон Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Уральского сегмента: Материалы научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 272—277.
4. Черкашин А. В., Молчанова Е. В., Шишкин М. А. Результаты абсолютного датирования петротипических

массивов риолитов пожемского комплекса на участке Пожемавис // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 272—277.

5. Ланг Е. И., Шишкин М. А. Новые данные по возрасту нижнепалеозойского кислого рифтогенного магматизма хр. Оченырда // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Уральского сегмента: Материалы научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2013.

6. Душин В. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Второе издание. Серия Полярно-Уральская. Листы R-42-XXXI, XXXII, СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 197 с.

7. Зархидзе Д. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Второе издание. Серия Полярно-Уральская. Листы R-41-XXXV, XXXVI, СПб., ВСЕГЕИ, (2009, в издании).

8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-40, 41-Воркута // Ред. О. А. Кондяин. СПб., 2001. 342 с. (ВСЕГЕИ).

Структуры поп-ап Севера Урала, Приуралья и Пай-Хоя

В. В. Юдин

Крымская академия наук, Симферополь, Республика Крым

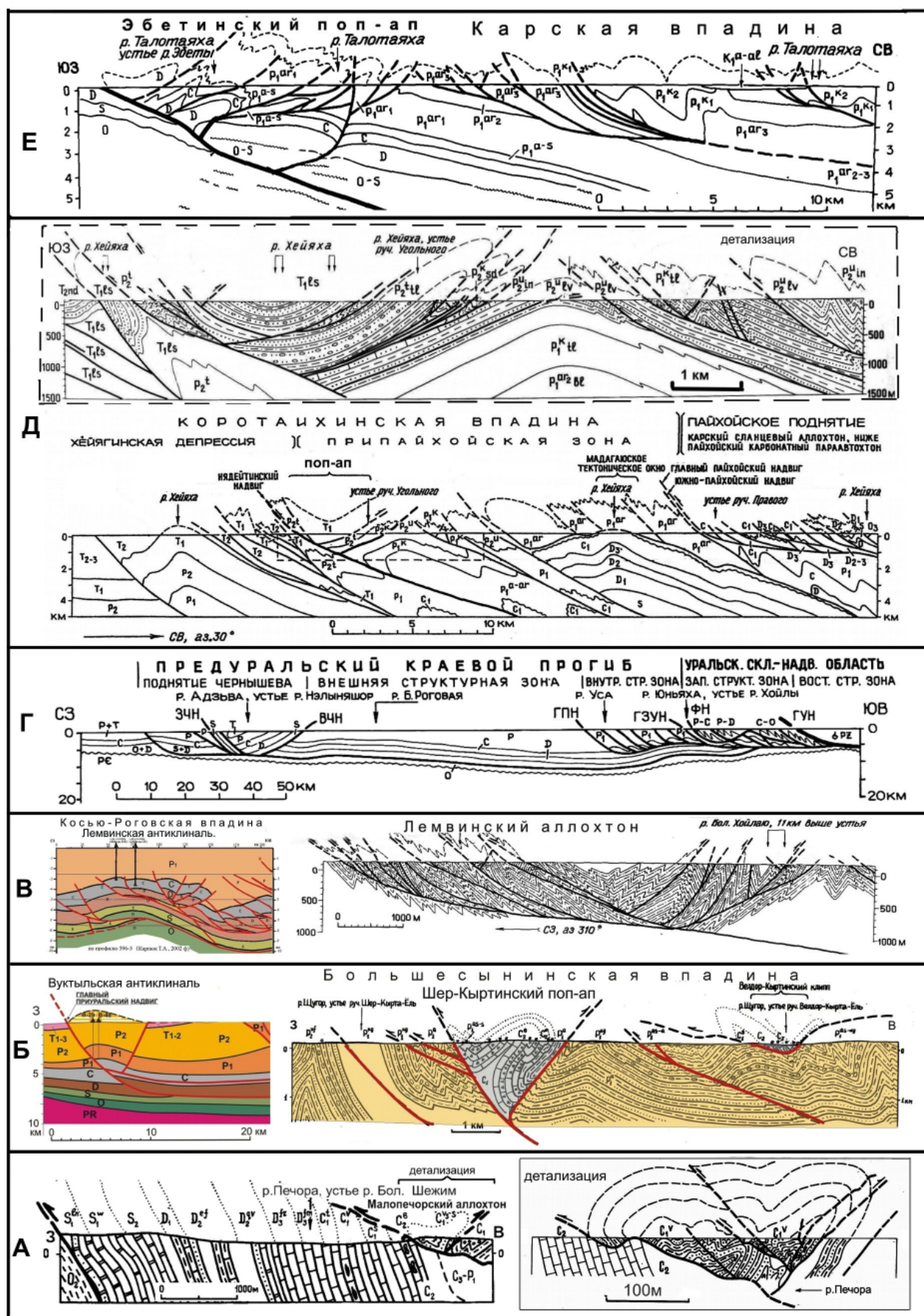
Термин «поп-ап» (pop-up) в переводе с английского обозначает «выталкивание кверху», «неожиданно появиться». Структура создается главным надвигом и встречно падающим ретронадвигом (back thrust). Синонимы — структурами цветка (flower) или пальмы (palm-tree). Кроме чисто надвиговых, термин используется для обозначения зон вдоль крупных сдвигов, где чередуются структуры сжатия поп-ап и растяжения — пулл-апорт (pull-apart). В автохтонах фронтальных и тыловых систем надвигов одновременно с ними формируются соответственно передовые (краевые) и тыловые прогибы. При миграции складчатости надвиги и ретронадвиги формируются почти одновременно, иногда с незначительным запозданием последних. Это выявлено геологическими методами и аналоговым моделированием.

Учитывая морфологическое и генетическое сходство крупных и мелких поп-ап, термин используется для разнопорядковых структур созданных в единой зоне конвергенции. В понятие не следует включать разновозрастные коллизионные сuture встречного наклона и триангулярные зоны вдвигов, которые локально сходны по морфоло-

гии, но слагаются послойным срывом и ныряющим надвигом в системе дуплексов.

В мире структуры поп-ап первого порядка (бивергентные орогены) известны достаточно широко. Примерами тому — Гималаи, Альпы, Аппенины, Пиренеи, Карпаты, Кавказ, Крым, Кордильеры, Скалистые горы, Анды, Донбасс, и другие [2, 3, 7 и др.]. На основании геолого-геофизических данных, включая интерпретации глубинных трансектов, к бивергентному орогену многие исследователи относят и Урал, где в Восточной (Тагило-Магнитогорской) структурной зоне, выявлено обратное падение разрывов и асимметрия принадвиговых складок [1 и др.]. Такое строение характерно для Южного и Среднего Урала, где на востоке коллизионные сuture западного наклона оконтуривают островодужные палеотеррейны и микроконтиненты.

В северной половине Урала Восточная структурная зона почти полностью перекрыта чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, из-за чего она не доступна непосредственному изучению. Составленные тектонотипические разрезы с многочисленными детализациями показы-



Структуры поп-ап Севера Урала, Приуралья и Пай-Хоя (по Юдину В.В., 1983—2009 и др.)

вают общее моновергентное строение структур северных уралид и пайхоид [4, 6]. Коллизионные сuture и основные надвиги в регионе имеют восточное и северо-восточное падение, что отражено в общей западной асимметрии принадвиговых складок. Это подтверждено и сбалансированной геодинамической моделью по Полярноуральскому трансекту, приведенной в статье настоящего сборника. Нет на востоке и пермско-триасовой тыловой молассы, характерной для бивергентных орогенов.

Структуры поп-ап второго порядка, шириной 5—30 км и длиной до первых сотен км выявлены на Севере Урала, в Предуральском краевом прогибе и на Пай-Хое [4—6]. Все они закономерно приурочены к фронтальным частям высокоамплитудных региональных надвигов восточного наклона. В разрезе асимметричные аллохтонные фронтальные и тыловые принадвиговые складки часто формируют своеобразный «тектонический бантик» [5, 6]. В ядрах аллохтонных антиклиналей выходят более древние, а в разделяющей их синклинали сохраняются более молодые породы. При малой амплитуде ретронадвиг синклинальное погружение в полосе смены асимметрии складок может отсутствовать и на его месте располагаться поднятие с выходом более древних пород. Сходное строение отмечается в поп-ап третьего порядка, размерами от сотен метров до первых километров.

На Севере Урала структуры поп-ап второго-третьего порядка приурочены к высокоамплитудному Фронтальному надвигу Малопечорского и Лемвинского аллохтонов, состоящих из баттального комплекса формаций (рисунок, А, В-прав.). В прилегающих впадинах Предуральского краевого прогиба, структуры поп-ап связаны с надвигами Внутренней зоны прогиба. К ним относится Вуктыльская, Шер-Кыртинская и Лемвинская структуры (рисунок, Б, В-лев.). Отметим, что из-за западной асимметрии складок в паравтохтоне, Велдор-Кыртинская структура (рисунок, Б), несмотря на внешнее сходство с поп-ап, интерпретируется как клипп [6].

Наиболее крупной структурой поп-ап в Приуралье является Поднятие Чернышева, шириной 20-40 и длиной более 350 км. Считалось, что оно расположено над глубинным разломом, но 30 лет назад нами впервые показано, что это «тектонический бантик», сформированный при региональном послыном срыве по верхнеордовикским солям всего комплекса Косью-Роговской впадины [5, 6 и др.] В результате, на рассто-

янии в десятки километров от Урала среди горизонтально залегающих пород на поверхность неожиданно выходят встречно падающие Западно- и Восточночернышевский надвиги (рисунок, Г). В аллохтонах и поднадвигах по данным сейсморазведки и бурения выявлены нефтегазоносные антиклинали.

В пайхоидах поп-ап второго порядка выявлены в Варандей-Адзвинской структурной зоне, в Коротаихинской впадине (рисунок, Д) и в северо-восточной Эбетинской зоне северо-восточного Пай-Хоя (рисунок, Е). Аналогичные по строению мелкие структуры третьего порядка в пайхоидах развиты шире, чем в уралидах [6].

Таким образом, в отличие от Южного и Среднего Урала, северные уралиды и пайхоиды представляют собой моновергентный шарьяж-антиклинорий со структурами поп-ап второго и третьего порядков. В разных районах мира, антиклинали, связанные с надвигами и ретронадвигами, формируют перспективные аллохтонные и поднадвиговые ловушки углеводородов. При интерпретации нефтегазоносных структур востока Тимано-Печорской провинции следует учитывать тектонотипы выявленных структур поп-ап с потенциально перспективными ловушками в их аллохтонах и автохтонах.

Литература

1. Строение и геодинамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. 736 с.
 2. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. М., Научный мир, 2001. 606 с.
 3. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М., МГУ, 1995. 480 с.
 4. Юдин В. В. Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 1983. 174 с.
 5. Юдин В. В. Послойные срывы в чехле востока Печорской плиты — возможный объект поиска углеводородов // Печорский нефтегазоносный бассейн. Сыктывкар. 1985. С. 38—45. (Труды Ин-та геологии Коми ФАН СССР, вып. 52).
 6. Юдин В. В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург, УИФ «Наука», 1994. 286 с.
 7. Юдин В. В. Структуры поп-ап в тектонике мира и юга Украины // Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа: Сб. докл. VIII междунар. конф. «Крым-2009». Симферополь, 2010. С. 51—67.
- https://www.researchgate.net/profile/Viktor_Yudin/?ev=hdr_xprf

Сбалансированная геодинамическая модель по профилю «Полярноуральский трансект»

В. В. Юдин¹, Д. Н. Ремизов²

¹Крымская академия наук, Симферополь, Республика Крым;

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Наиболее важными данными о глубинном строении Урала являются геолого-геофизические профили нового поколения. Это Южноуральский, Среднеуральский трансекты и Полярноуральский (ПУТ). Модели строения по ним строились на основе представлений фиксизма и структурного мобилизма с элементами геодинамики. В частности, до настоящего времени при выделении тектонических элементов используются термины устаревшей геосинклинальной парадигмы, такие как Главный Уральский глубинный разлом, синклиорий, блок, сектор, сейсмолинеaments и т. п. [3].

Недостатками несбалансированных «мозаичных» моделей глубинного строения [3] было отсутствие главной сутурной зоны, обрывание разрывов на глубине и нереальное по кинематике расположение надвигов. Такие модели не позволяют выведение тектонических фрагментов в доскладчатое положение, из-за чего считаются нереальными. За современный аналог принималось строение западно-тихоокеанской окраины с задуговыми морями. Из этого следовало, что главная зона палеозойской палеоконвергенции падала на запад [3], чему противоречит вполне обо-

снованное понимание Западной зоны Урала как пассивной окраины [4 и др.].

Переинтерпретация материалов ПУТ проводилась на основе опубликованных работ [1–4 и др.]. При построении геодинамической модели учитывалось: общее строение земной коры и её конкретное выражение в трансекте, соотношение формационных комплексов на пассивных и активных окраинах, строение Севера Урала и его актуалистического аналога [4], а также структурная сбалансированность геодинамических элементов. Восточный наклон Главной сутурной зоны был детально обоснован ранее [4 и др.]. Учтена проведенная ранее структурная палинспастическая реконструкция. Она свидетельствует о минимальном сжатии шельфовых и батинальных комплексов Полярного Урала более чем в 2 раза с горизонтальным сокращением более 255 км и о ширине субдуцированной океанической коры более чем 500 км [4].

Составленная нами модель приведена на рис. 1. Рассмотрим ее элементы с запада на восток. Предуральский краевой прогиб выделяется по положению мощного орогенного комплекса пермского возраста. Восточная граница прогиба вслед-

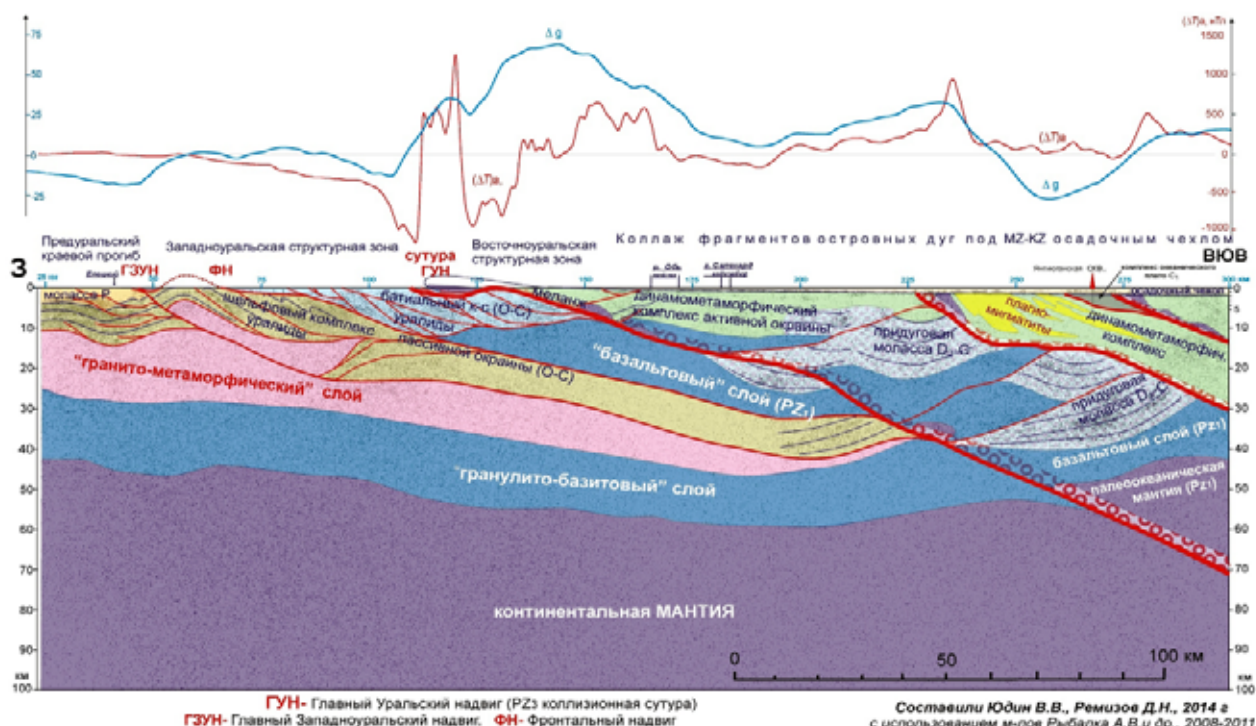


Рис. 1. Сбалансированная геодинамическая модель по профилю ПУТ

ствие глубокого эрозионного среза - условная и проводится по Главному Западноуральскому надвигу [4]. Ниже по сейсморазведке четко выделяется О-С палеошельфовый комплекс пассивной окраины, мощностью около 7 км, включающий на востоке и рифтогенный О₁-Є. В его основании и в вышележащих формациях выявлены субпослойные срывы по некомпетентным толщам. Еще глубже расположен «гранито-метаморфический слой» комплекса доуралид, отделенный стратиграфическим и угловым несогласием.

Западная структурная зона уралид через Фронтальный надвиг перекрыта шарьяжем из батинальных формаций. Разрыв имеет пологое падение к востоку. Его сместитель полого дислоцирован, вследствие чего в плане западный контур распространения батинального комплекса образует тектонические полуокна, показанные на профиле в виде останца. В сбалансированной геодинамической модели, учитывая сходство сейсмических отражений, мы допускаем, что шельфовый комплекс прослеживается в поднадвиге Главной Уральской сутуры на 100 км (рис. 1).

Восточная структурная зона уралид имеет еще более сложное строение. В составе меланжированных магматических и метаморфических пород присутствуют ультрабазиты офиолитовой ассоциации. Сместитель Главного уральского надвига также полого дислоцирован, что отражено в модели.

Наибольшую сложность при интерпретации представляет восточная половина трансекта. У поверхности она перекрыта J-KZ осадочным чехлом до 1-2 км, не позволяющим непосредственно судить о структуре и геологических объектах. В какой-то мере картину проясняют интенсивные локальные аномалии магнитного поля. Их хаотическое расположение на карте в широких полосах северо-восточного «уральского» простирания и данные бурения, вскрывшие ультрабазиты, позволяют интерпретировать ано-

малии как кластолиты в зонах пологих присутурных офиолитовых меланжей (рис. 1).

Важная практическая проблема интерпретации связана с выявленными по сейсморазведке фрагментами слоистых комплексов. Они имеют мощность до 8 км и погружены на глубину до 15–40 км (рис. 1). Судя по четко слоистому типу отражающих горизонтов, поднадвиговые комплексы сохранили свойства осадочных пород. С ними же увязана зона высокой электропроводности МТЗ, в которой можно предполагать насыщенность пород флюидами [2, стр. 35].

Мы считаем, что эта слоистая толща представляла собой телеорогенные формации преддугового (внешнедугового) прогиба. Генетически формации, видимо, относятся к орогенному комплексу мигрирующего во времени к западу краевого прогиба на самых ранних этапах его развития [4]. Актуалистическими аналогом таких формаций можно считать Бенгальский фан, образованный на океанической коре Индийского океана. При последующей конвергенции раннеорогенный комплекс был дислоцирован в крупные дуплексы. Они допускают структурную палинспастическую реконструкцию и укладываются в синклинальную структуру, характерную для передовых прогибов.

В другом понимании это могли быть формации осадочного бассейна с субокеанической корой между зонами конвергенции: Главной Уральской сутуры и Полярноуральской островной дуги, возможно, задугового моря в тылу главной сутуры.

В отличие от предшествующих интерпретаций, новая геодинамическая модель сбалансирована, то есть геометрически реальна. На **рис. 2** представлена ее палинспастическая реконструкция в соответствии с актуалистическим аналогом. Методика построения заключалась в виртуальном вырезании выше перечисленных тектонических фрагментов и реставрации их в по-

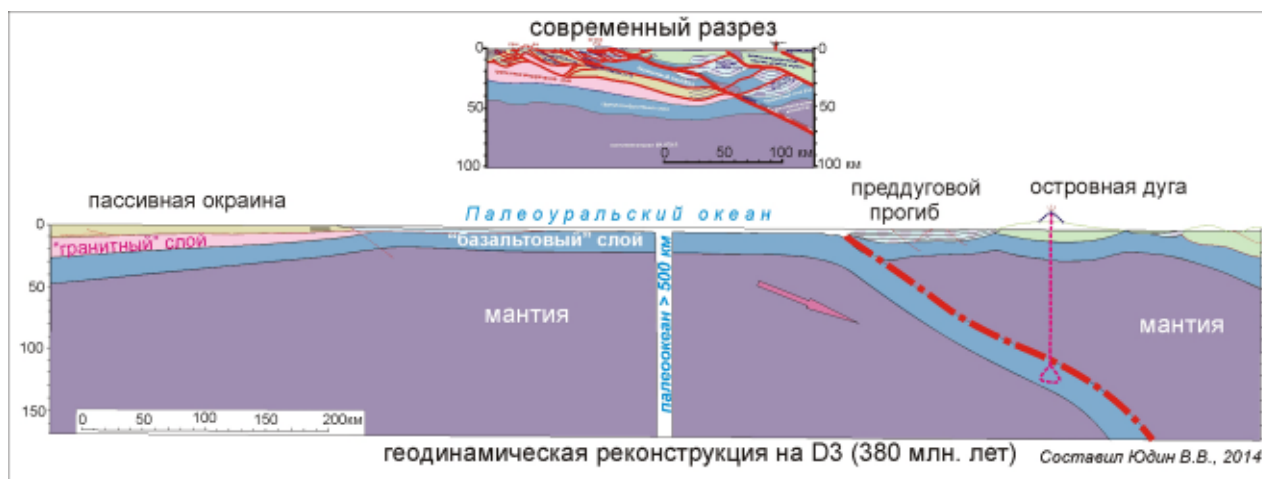


Рис. 2. Палинспастическая реконструкция разреза

ложение, предшествовавшее конвергенции с учетом структурной палинспатики и строения актуалистических аналогов. Таким образом, модель отвечает и всему комплексу геолого-геофизических материалов и общепризнанной в мировой науке теории актуалистической геодинамики.

Важными для понимания нефтегазоносности выступов палеозойского фундамента Западной Сибири представляются глубоко погруженные и дуплексированные породы орогенного комплекса палеозойского преддугового прогиба (рис. 1). При термолитизации углеводородов из этих нефтегазоматеринских формаций в верхние горизонты мог поступать значительный поток флюидов УВ не только на этапе конвергенции, но и в мезозое. Видимо, через промежуточные коллектора поток УВ обогатил нефтегазовые месторож-

дения в основании тонкого осадочного чехла и в кровле выступов палеозойского фундамента Западной Сибири.

Литература

1. Ремизов Д. Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 222 с.
2. Рыбалка А. В., Петров Г. А., Кашубина Т. В. и др. Глубинное строение Урала по данным Полярно-Уральского трансекта // Региональная геология и металлогения. 2011. № 48. С. 25—36.
3. Рыльков С. А., Рыбалка А. В., Иванов К. С. Глубинное строение и металлогения Урала: сопоставление глубинной структуры Южного, Среднего и Полярного Урала // Литосфера. 2013. №1. С. 3—16.
4. Юдин В. В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ "Наука", 1994. 284 с.

Геофизические методы определения оползней г. Сыктывкара

В. А. Лютоев, А. Н. Шушкова, Н. В. Лютоева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Одним из самых неблагоприятных районов для строительства на территории г. Сыктывкара является прибрежная зона р. Сысолы вдоль парка им. Кирова. Неоднократно проводимые работы по укреплению берега и строительства дренажных систем не решили проблему распространения и развития современных оползневых процессов. В 2013 году начали проводить широкомасштабные противооползневые работы, возведение железобетонной стены, опирающейся на двенадцатиметровые сваи с заложением в основании дренажных штолен. С чем связана необходимость более серьезной проблемы укрепления берега, чем предполагалось ранее. Попробуем привести новые факторы, определяющие устойчивость склона, с позиций геофизических исследований, которые ранее здесь не проводились:

1) изучение поведения наведенного электрического поля в геологическом разрезе (высокоточное вертикальное электрическое зондирование);

2) определение критических ускорений движения грунтов в кернах под воздействием вибраций различной силы.

Такой геофизический комплекс работ был выбран, исходя из инженерно-геологических данных, определенных ранее другими проектно-исследовательскими организациями:

1) наличие мягкопластичных глин и суглинков,

2) наличие у ряда грунтов низкого показателя сдвиговой деформации.

В первом случае задачу по выявлению мягкопластичных глин и суглинков можно решить с помощью электроразведки, во втором — методом вибропенетрации грунтов. Таким образом, цель наших исследований — определение на основе низкочастотных электрических полей ослабленных зон в геологическом разрезе, потенциально отвечающих очагам начала развития оползней. Кроме того, в геоэлектрическом разрезе можно определить пространственное положение деформаций, не проявляющих себя визуально на поверхности в результате выветривания. Вторая составляющая геофизического комплексирования — вибропенетрационные исследования грунтов в условиях ненарушенных внутренних связей — позволит выявить количественную составляющую в условиях динамических нагрузок и устойчивости грунтов как среды распространения волн напряжений. Следует сразу оговориться, что наши исследования носили не производственный, а научно-исследовательский характер, что исключало проведение полномасштабных исследований. Тем не менее, по условию задачи нам удалось определить трендовые показатели развития оползней.

Общеизвестно, что при активизации оползня участвуют несколько сил: сила тяжести и сила ответной реакции грунта, которые зависят от крутизны склона, удельного веса горных пород и

силы их сцепления, противодействующей составляющей силы тяжести. Процесс усиливается при наличии грунтовых вод и микроколебаний грунтовых толщ за счет сейсмических, микросейсмических, ветровых и транспортных воздействий. В связи с тем, что в зонах оползней рельеф местности меняется достаточно быстро, — так например, за последние пятьдесят лет высотные отметки в районе парка снизились от двух до четырех метров, — то нами были проведены еще и топогеодезические измерения. В результате получены отметки перепада высот рельефа и определены величины углов крутизны склона в пределах линейных участков электроразведочных профилей в масштабе (горизонтальный 1:500, вертикальный 1:10), в таблице приведены только эффективные составляющие (см. табл. 1). Всего исследовано пять геофизических профилей с одновременным отбором проб с помощью специального керноотборника, позволяющего извлекать грунт из земли сохраняя целостность образца (см. табл. 2).

Из таблицы 1 видно, что крутизна склонов в пределах электроразведочных профилей ВЭЗ меняется от 39° (ПР_{ВЭЗ} 5) до 8° (ПР_{ВЭЗ} 4). В целом же крутизна склонов относительно небольшая, менее 15° по отношению к критическим обще-

принятым значениям, что с точки зрения возможности активизации склоновых процессов только за счет сил гравитации классифицируется как низкая. Исключение может составлять южная окраина объекта исследований, где крутизна склонов в верхней его части достигает почти 40°. Таким образом, из топогеодезических исследований следует, что кроме негативного влияния гравитационной составляющей при формировании оползней в условиях крутых склонов присутствуют и другие факторы, которые в конечном итоге, имеют существенное влияние.

Из таблицы 2 видно, что испытуемые на вибрационные воздействия грунты имеют различные предельные ускорения устойчивости: самые низкие значения имеют пески пылеватые желтые водонасыщенные — $\alpha^{\text{эф}} = 0.29 \text{ м/с}^2$ (М=3), низкие значения имеют так же песок мелкий серый водонасыщенный — $\alpha^{\text{эф}} = 1.59 \text{ м/с}^2$ (М=4.2) и глина темноцветная — $\alpha^{\text{эф}} = 1.62 \text{ м/с}^2$ (М=4.3). Средними значениями обладают супеси и дресва сухая (техногенные) — $\alpha^{\text{эф}} = 2.3\text{--}2.78 \text{ м/с}^2$ (М=4.6–5.0). Таким образом, из вибропенетрационных исследований следует, что в геологическом разрезе есть горизонты, характеризующиеся относительно слабой устойчивостью к динамическим воздействиям, которые могут исходить от раскачки деревьев, ближайших высотных зданий, автомобильного транспорта и др. менее важных источников в полосе частот колебаний от 1 до 16 Гц. Кроме того, присутствуют еще местные источники колебаний с более низкими частотами, менее 1 Гц, которые охватывают относительно большую территорию динамического воздействия. К таким источникам можно отнести наличие водоносного горизонта в геологическом разрезе, меняющий уровень грунтовых вод от сезонного оттаивания почвы, половодья или дождевых осадков. Близость к поверхности таких водоносных горизонтов существенно усиливает колебания почвы.

Электроразведочные исследования показывают, что полученный геоэлектрический раз-

Таблица 1
Топогеодезические разностные высоты
и крутизна склонов

№ п/п	№ ПР _{ВЭЗ}	ΔПК	ΔН, м	ΔL, м	α°
1	1	1—18	22	104	10.7
2	2	1—19	24	119	10.2
3	3	1—7	12	27	23.5
4		7—17	13	106	10.2
5	4	1—6	9	32	19.1
6		6—17	13	90	7.8
7	5	3—4	4	5	38.7
8		4—9	7.4	36.5	11.4
9		9—13	8.6	25	18.9

Таблица 2
Результаты испытания грунтов на динамическую устойчивость

№ п/п	№ ПР _{ВЭЗ}	№ ПК _{ВЭЗ}	Координаты отбора проб		Грунт	Δh, м	α ^{эф} , м/с ²
1	2	3-1	61°40'27.1"	50°50'37.6"	глина темн.цвет.	4	1.62
2		3-2	61°40'29.5"	50°50'33.9"	песок пыл.желт. вод.	4.5	0.29
3	3	2-4	61°40'23.9"	50°50'35.4"	песок мелк.сер. вод.	4.5	1.59
4		4-2	61°40'20.6"	50°50'35.6"	песок мелк. однор. вод.	3.5	2.78
5		2-4	61°40'23.9"	50°50'35.4"	супесь	5	2.3
6	5	7-1	61°40'13.8"	50°50'44.5"	супесь розовая	2.4	2.3
7		8-3	61°40'14.0"	50°50'46.3"	супесь легкая	1.7	2.46
8		6-1	61°40'13.4"	50°50'45.1"	дресва техн. сухая	1.2	2.78

рез обладает достаточно хорошей дифференциацией удельных электрических сопротивлений: техногенные грунты — аномально высокоомные от 700 до 3500 Ом·м, тонкие слои глин и водонасыщенных песков — среднеомные от 30 до 40 Ом·м, супеси — среднеомные от 40 до 60 Ом·м, пластичные глины и суглинки — аномально низкоомные от 2 до 6 Ом·м, водонасыщенные пески — относительно высокоомные от 60 до 200 Ом·м, глины и суглинки — низкоомные от 12 до 30 Ом·м. Результаты обработки кривых ВЭЗ позволили определить (см. табл. 3):

1) положение кровли и подошвы пластичных пород: чем больше эта мощность выдавливания тем вероятнее возникновение оползня потока;

2) водоносные горизонты как репер возможного ослабления грунтов и усиления длиннопериодных колебаний, влияющих на гравитационную составляющую, которые в большой степени влияют на возникновение блоковых оползней. По нашим данным глубина залегания водоноса от поверхности начала профиля 1 составляет от 15 м до выхода на поверхность в конце этого профиля (мощность горизонта варьирует здесь от 2,5 до 8 м, постепенно выклиниваясь к южной оконечности объекта исследований от одного до пяти метров по направлению к профилю 5);

3) не всегда уверенно по геоэлектрическому разрезу выделяется чередование тонкослоис-

тых участков как источника возможных оползней — сплывов.

Из таблицы 3 видно, что наиболее активные проявления оползней в ближайшее время ожидаются в центральной и в южной части прибрежной зоны р. Сысолы района работ. Так же в таблице показаны участки деляпсий, часто совпадающие с границами блоковых оползневых тел определенных ранее геологическими изысканиями.

В заключении можно отметить, что комплексирование данного типа геофизических работ привносит с собой новую информацию по изучении оползней: геоэлектрическая модель позволяет выявлять ослабленные зоны на склонах в силу последствий от определенных физических процессов, связанных с повышением минерализации за счет гидратации глинистых минералов и, как результат резкое снижение удельных электрических сопротивлений в зонах переноса вещества или в зонах концентрации напряжения и трещинообразования. Эти ослабленные зоны должны подтверждаться данными о низкой степени устойчивости грунтов по отношению к фоновым динамическим воздействиям природной и природно-техногенной среды.

Работы выполнены при поддержке проектов №12-И-5-2067 и №12-У-5-1029 программы фундаментальных исследований РАН.

Таблица 3

Результаты обработки кривых ВЭЗ по выявлению участков активации и деляпсий

№ п/п	участки возможной активизации				участки деляпсий			h _{ГВ} , м
	№ ПР _{ВЭЗ}	№ ПК _{ВЭЗ}	H, м	M _а , м	№ ПК _{ВЭЗ}	h _{ЗС} , м	L, м	
1	1	5	11	5	13—16	2.7	14	14.5—1.0
2	2	3	8	6	3—5	12	30	22.0—1.5
3					11—14	8	12	
4	3	3—5	7.5	4	10—12	5	9	14.5—1.7
5		14—16	2	1	10—13	8	8	
6	4	1	7	6	8—13	10	25	15—4
7		5—6	5	6	14—16	10	17	
8	5	1—2	8.5	4	6—9	5	25	14—5
9		5—10	6.5	3.7				

Методы сейсмического районирования и его перспективы

В. А. Лютоев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В последние годы все чаще появляются критические экспертные высказывания о методологии составления карт сейсмического районирования и прогнозной оценки сейсмичности. Эти замечания связаны с неудовлетворительными результатами нормативного определения балльности изучаемых территорий и перспектив долгосрочного, тем более краткосрочного и среднесрочного прогноза землетрясений. Так же большая проблема существует в сфере изучения сильных движений грунта в эпицентральной области землетрясения [3, 4, 9].

Таким образом, вновь становится актуальным вопрос о концептуальных изменениях решения задач сейсмического районирования на всех его стадиях. Отметим вкратце их основные недостатки:

1) превышение силы сейсмического толчка относительно указанной максимальной балльности на картах общего сейсмического районирования (ОСР);

2) нет должного внимания при определении регламента проведения детального сейсмического районирования (ДСР);

3) формальный подход к сейсмическому микрорайонированию (СМР), к тому же до конца не решена проблема классификации грунтов с точки зрения инженерно-геологических условий при строительстве в сейсмически опасных районах.

На начальном этапе исследований нормативная карта сейсмического районирования строилась на основе статистических данных инструментально зарегистрированных землетрясений и исторических сведений о произошедших сейсмических событиях, т.е. применялась детерменистская методология. Вся территория изучаемой области разделялась на широкие зоны различной балльности, при этом сейсмотектонические условия не учитывались [2]. В результате такого подхода многие районы на карте ОСР оказались обозначенными как безопасные ошибочно. В настоящее время эти карты несколько видоизменены - территории делятся на зоны с разной вероятностью проявления землетрясений {0.1, 0.05, 0.01} в течение 50 лет (500, 1000, 5000), т.е. произошло изменение первоначальной парадигмы на вероятностную, но основная концепция сейсморайонирования фактически осталась такой же [4, 12]. Учитывая, что карта ОСР-97 является мелкомасштабной, то она может служить только для принятия первоначальных стратегических решений в области строительных

норм и правил и являться некоторой отправной точкой для последующего ДСР.

Принципиально новый подход в сейсмическом районировании предполагает понятие о сейсмогенной зоне, как активном тектоническом разрыве земной коры [3, 6]. В результате этого нововведения существенно улучшился долгосрочный прогноз землетрясений. Главной отличительной особенностью от предыдущих методов является учет сейсмотектонических условий, которые позволяют строить карты фактически любого масштаба в зависимости от степени геолого-тектонической изученности района и наличия сведений о произошедших землетрясениях [3].

В настоящий момент существует несколько способов проведения СМР, которые можно разделить на две крупные группы:

1) инструментальные исследования определения приращения балльности относительно средних грунтов;

2) расчетный способ, связанный с испытанием кернового материала на сдвиговые деформации и последующим пересчетом в значения упругих скоростей.

В том и другом случае используется метод сейсмических жесткостей, который применяется наиболее часто как самый простой [13]. Кроме того есть и другие способы проведения СМР, но в силу ограниченной возможности они используется далеко не всегда, например, такие как основывающиеся на сильных и слабых землетрясениях, а также на искусственных источниках сейсмического воздействия на грунт.

В настоящее время многие страны отказались от краткосрочного и среднесрочного прогноза землетрясений ввиду того, что прогноз сейсмических событий в относительно короткий промежуток времени фактически невозможен (единичные случаи достоверности прогноза) [10]. Весь энергетический и экономический потенциал они направили на предупреждение последствий от землетрясений, прежде всего за счет антисейсмического строительства, выбора площадок строительства вдали от сейсмически активных зон, оползневых участков, слабых грунтов, удаленности от прибрежных зон действия цунами и др. видов предосторожности. По их мнению, практические и теоретические усилия изучения сейсмичных областей необходимо направить на оптимизацию сейсмического районирования в угоду долгосрочного предупреждения последствий сейсмических событий.

Что касается нас, то мы придерживаемся концепции выявления сейсмогенных зон — зон разрывов, где формируются довольно сильные сейсмические толчки с магнитудой $M \geq 4.5$ (в платформенных зонах со слабо выраженной сейсмичностью). Хотелось бы здесь сразу отметить, что на сеймотектонической основе нами было проведено сейсмическое районирование Республики Коми в период с 1996 по 2001 годы [6]. Тогда мы исходили из того, что геологическая среда, способная инициировать очаги землетрясений, подчиняется одним и тем же физическим процессам, связанным с упругими свойствами геологической среды как на платформенных, так и в геосинклинальных областях. Отличие физико-сеймотектонической модели их состоит в том, что в геосинклинальных областях геологические блоки более раздроблены, а значит более мобильны в пространственном движении, реверсивные скорости движения их выше платформенных. С другой стороны эти области обладают большей диссипативной способностью, чем платформенные [5]. Но все же здесь диссипативные процессы не обеспечивают полностью освобождения упругих сил от нарастающих сил деформации, поэтому здесь происходят более частые сейсмические толчки в отличие от платформенных областей, где диссипация происходит с меньшей скоростью, но реверсивная скорость движений геологических блоков во много раз ниже, что обеспечивает целостное состояние горных пород на глубине даже для наиболее вероятного возникновения очага землетрясения при других условиях. Т.е. на процесс формирования очага землетрясения влияют три основных фактора: упругие свойства, диссипативные особенности, реверсивная скорость движения геологических блоков. Есть еще второстепенные (вспомогательные) факторы, к ним мы относим: возраст горных пород (с возрастом снижается их прочность за счет роста трещин), наличие флюида в трещинах, что снижает величину касательного напряжения к сдвиговой деформации. В дальнейшем возникла идея по разработке методики для определения диссипативных особенностей геологических структур, как одной из наиболее важной составляющей проявления сейсмичности. Она была основана на предположении о возможности влияния атмосферного давления на микросейсмические процессы в геологических структурах [7]. В результате замеров двух функциональных величин амплитуд микросейсм и атмосферного давления в реальном времени, с последующим сопоставлением трендовых величин эффективных амплитуд микросейсмических смещений от величины и скорости смены атмосферного давления, а далее и сопоставления частот с ними — были решены совместные уравне-

ния для определения ряда эффективных параметров геологических структур, связанных с их диссипативными процессами (сдвиг во времени амплитуд и частот по отношению к началу смены давления) [7]. Масштаб исследований был выбран исходя из соотношения длины волн используемых микросейсм и размеров геологических структур с учетом глубины источника возмущения; к наиболее подходящим были отнесены геологические структуры первого или второго порядка. Таким образом, сейсмологическая съемка с помощью микросейсм осуществлялась по принципу: два пункта наблюдения в пределах одной геологической структуры. Вторая идея, относящаяся к важной составляющей при выполнении задач сейсмического районирования, связана с определением возможных глубин очагов землетрясений. В предыдущей работе 2001 г. глубины были определены без расчета упругих составляющих геологической среды, брались только значения аномальных изменений скоростей и плотностей горных пород по глубине сейсмо-плотностного разреза. По истечении некоторого времени, нами было замечено, что данный контекст не совсем корректен, в виду большой ошибки точности определения возможного очага землетрясения, что проявляется из-за отсутствия возможности анализа многофакторных влияний между упругими скоростями и плотностью геологической среды. Позднее, в 2010 г., на основе данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) нами были проведены расчеты упругих составляющих горных пород по сейсмоструктурным этажам [1, 8, 11]. В итоге были получены емкостные упругие параметры, которые количественно могли охарактеризовать сейсмический разрез в пространстве и указать глубины накопления и расходования сейсмической энергии в разрезе земной коры.

В заключение можно сказать, что карта-схема сейсмического районирования, выполненная нами на основе определения сейсмогенных зон, на настоящий момент все еще отвечает своим требованиям. Это можно видеть из того, что все землетрясения, зарегистрированные в пределах Республики Коми за последние тринадцать лет, попадают не только в указанные на схеме активные зоны, но и в зоны долгосрочного прогноза с перспективой появления землетрясений в будущем, которые также были отмечены на схеме сейсмического районирования. Решение задач сейсмического микрорайонирования можно представить в виде следующего алгоритма: на основе сейсмической карты определяется расстояние от ближайшей сейсмогенной зоны до площадки или трассы проведения СМР, при этом необходимо учитывать и другие зоны, которые

находятся дальше, но имеют более мощную магнитуду возможных землетрясений, или же когда более близки зоны рассеянной сейсмичности. По известной формуле с учетом удаленности и глубины очага землетрясения вычисляется исходная балльность. Далее, относительно этой исходной балльности определяется любым, наиболее подходящим для данного участка исследований способом, ее приращение из перечня методик СМР. При этом необходимо обязательно провести исследования несущих свойств грунтов с помощью вибродинамического воздействия пиковыми кратковременными ускорениями, отвечающим значениям предельно возможных магнитуд, а также эффективной величиной амплитуды колебаний с продолжительностью временного воздействия местного землетрясения. Такие исследования показывают, что несущие свойства грунтов зависят от силы вибросейсмического воздействия, при этом степень уплотнения меняется неравномерно ступенчато. За пределами своей прочности связей маловлажные зернистые грунты разрыхляются, при наличии свободной воды грунт переходит в текучее состояние за несколько стадий увеличения силы вибраций. Именно в таком виде в осенний период 2009 г. нами было проведено МСР на строительных площадках магистрального газопровода «Сахалин-Хабаровск-Владивосток».

Работы выполнены при поддержке проектов №12-И-5-2067 и №12-У-5-1029 программы фундаментальных исследований РАН.

Литература

1. Булин Н. К., Егоркин А. В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.
2. Бунэ В. И., Горшков Г. П., Кейлис-Борок В. И., Ризниченко Ю. В. и др. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты. М.: Наука, 1980. 307 с.
3. Губин И. Е. Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука, 1980. 176 с.
4. Заалишвили В. Б. Международное сотрудничество. Оценка сейсмической опасности. Современные принципы сейсмического микрорайонирования. Вестник Владикавказского научного центра. Владикавказ. Том 2. № 4. 2002. С. 19—35.
5. Кузьмин Ю. О., Жуков В. С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: МГГУ. 2004. 262 с.
6. Лютоев В. А. Сейсмогенные зоны Республики Коми и микросейсморайонирование города Сыктывкара. Сыктывкар: Геопринт, 2001.
7. Лютоев В. А. Использование диссипативных особенностей платформ в сейсмическом районировании // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2011. № 9. С. 14—17.
8. Лютоев В. А. Влияние атмосферного давления на микросейсмические процессы земной коры в пределах платформ // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2013. № 9. С. 20—23.
9. Мишин С. В., Шарафутдинов В. М. Тенденции процесса сейсмической активности // Современные проблемы науки и образования. 2009. № 5. С. 21—28.
10. Проблемы геофизики XXI века / под ред. А. В. Николаева. М.: Наука, 2003. кн. 1. 311 с.
11. Савич А. И., Яценко З. Г. Исследования упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами. М.: Недра, 1979. 214 с.
12. Страхов В. Н., Уломов В. И., Шумилина Л. С. Общее сейсмическое районирование территории России и сопредельных стран. Физика Земли. 1998. С. 92—96.
13. РСН 65-87. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое районирование. Технические требования к производству работ. Госстрой РСФСР, М.: МосЦТИСИС Госстроя РСФСР, 1987. 26 с.

Особенности деформаций здания Института геологии при вибросейсмических процессах

В. А. Лютоев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В последние годы мы видим резкое увеличение транспортных потоков на автодорогах, что приводит к существенному росту вибрационно-гравитационной нагрузки на среду обитания человека. Хорошо известно, что вибронагрузки влияют на исходные параметры грунтов: происходит уплотнение зернистых грунтов и снижение несущей способности связных грунтов за счет перехода в более пластичное состояние. Таким образом, геологическая среда, являясь проводником вибраций на фундаменты зданий и различных сооружений, сама претерпевает преобразования. Это приводит к деформациям и перекосам фундамента зданий с последующим нарушением баланса нормальных сил тяжести в зданиях, которые раскладываются на составляющие, усиливающие сдвиговые деформации. Именно они в преобладающей степени влияют на скорость старения здания и инженерные сооружения. Вибрация также негативно влияет на устойчивость естественных и искусственных откосов речных террас. В глубоких котлованах иногда возможно вспучивание дна под напором подземных вод, обогащенных водоотдачей за счет вибрации из водонасыщенного грунта. Для решения этой достаточно сложной задачи — определении нормальных и касательных нагрузок на здание Института геологии от различного типа вибраций (ветер, транспорт, силовые установки, микросейсмы, удаленные землетрясения) — используем исходные инженерно-геологические данные из отчета Ленинградского отделения «ГИПРОНИИ» 1972 года. Кроме того, воспользуемся собственными исследованиями, связанные с определением устойчивости грунтов от силы вибраций, проведенные ранее.

В геоморфологическом плане Институт геологии Коми НЦ УрО РАН находится на третьей надпойменной террасе. Абсолютные отметки меняются здесь от 115 до 119 м, с превышением западной стороны относительно восточный на четыре метра. Из отчета известно, что фундамент здания погружен в четвертичные аллювиальные отложения, основание свай заглублено в моренные суглинки как минимум на глубину одного метра (табл. 1).

Из таблицы видно, что инженерно-геологические условия под фундаментом здания неблагоприятны для строительства, исходя из следующих причин:

1) пылеватые пески насыщены водой почти на глубину заглубления свай;

2) пластичные суглинки характеризуются повышенной сжимаемостью.

Ранее в рамках сейсмического микрорайонирования города были проведены исследования на приращение балльности за счет резонансных явлений в грунте [1–3]. В результате было замечено:

1) регистрация вибросейсм от движения транспорта показала, что кроме фиксации движения почвы от прямой волны в полосе частот 6–8 Гц фиксируются резонансные максимумы амплитуд колебаний и других частот в пределах величин 14–18 Гц и 25–32 Гц. Это указывает на неблагоприятные условия геологического разреза с точки зрения возможности формирования кратных волн от аллювиальных отложений суглинков, песков и подошвенной части моренных суглинков;

2) вибропенетрационные испытания показали, что пылеватые насыщенные водой пески переходят в состояние резкой неустойчивос-

Таблица 1

Инженерно-геологические сведения о грунтах площадки изысканий

№	Возраст г.п.	Виды грунтов		Δh, м	Качественная и количественная характеристика грунтов		
1	Техногенные отлож. tgQ_{IV}	1	техногенные грунты	0.4–2.0	насыпные пески, строительный мусор		
2	Аллювиальные отлож. alQ_{IV}	1	суглинки легкие (сжимаемые)	2.0–7.0	коэфф. упл. cm^2/kg 0.013–0.060	K_p 0.55–0.72	ест. объем. вес $г/см^3$ 1.95–2.06
		2	пески пылеватые (пльвинные)	0.5–5.0	Водонасыщенные, сезонное колебание		
3	Ледниковые отлож. alQ_{III}	1	суглинок тугопласт. с вкл. гравия	≥ 8.9 –12.0	Наличие песчаных линз		

ти при предельно малых величинах ускорения 0.59 м/с^2 .

Из вышесказанного следует, что техногенные факторы могут оказывать существенное влияние на здание.

В наших исследованиях применялась современная 24-х разрядная цифровая сейсмическая станция ZET 048-С с трехкомпонентными неинерционными сейсмодатчиками, имеющими чувствительность каждого канала $5 \text{ В/м} \cdot \text{с}^{-2}$ в диапазоне частот $0.1\text{--}400 \text{ Гц}$ с максимальным измеряемым значением ускорения не менее 1 м/с^2 при уровне собственных шумов не более $4 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$. Для обработки полученных данных был использован математический аппарат программ ZETLab и ZETView.

В результате получены абсолютные значения пиковых ускорений и смещений, а также их эффективные составляющие по всем шести этажам и подвалу здания (рисунок).

В таблице (табл. 2) приведены только данные подвального помещения и пятого этажа. По остальным этажам значения имеют промежуточные значения, происходящие как от грунтовых колебаний (на нижних этажах) так и ветрового воздействия (на верхних этажах).

Из данной таблицы видно, что наибольшее отношение превышения пиковых значений ус-

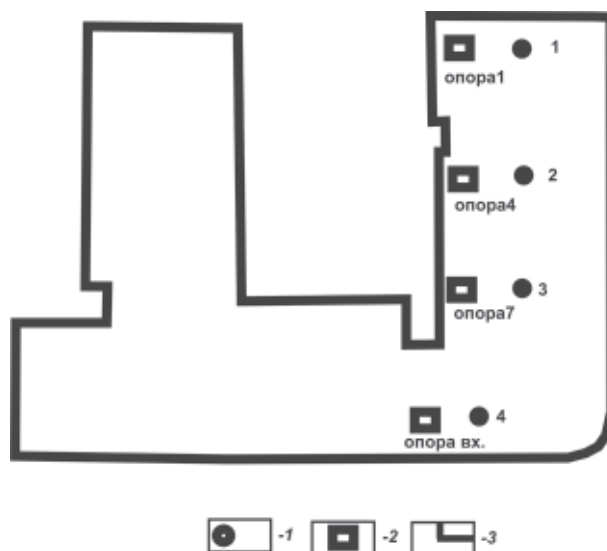


Схема пунктов наблюдений вибросейсмического мониторинга в здании Института геологии

корения и смещения под зданием наблюдается на опоре фундамента вблизи главного входа в здание и опоры фундамента под условным №7, что соответствует наиболее неблагоприятной геологической обстановке под ними.

Работы выполнены при поддержке проектов №12-И-5-2067 и №12-У-5-1029 программы фундаментальных исследований РАН.

Таблица 2

Пиковые и эффективные составляющие ускорений и смещений на верхнем этаже здания и его фундаменте

5 этаж								
точ. набл.	1		2		3		4	
набл. пар.	A, м/с^2	S, мм	A, м/с^2	S, мм	A, м/с^2	S, мм	A, м/с^2	S, мм
пик. знач.	0.002128	0.006058	0.001852	0.005010	0.001033	0.003794	0.001422	0.003935
эфф. знач.	0.001565	0.004315	0.000993	0.003839	0.000959	0.003228	0.001100	0.003223
отн. прев.	1.36	1.40	1.87	1.31	1.08	1.18	1.29	1.22
подвал								
точ. набл.	опора фонд. 1		опора фонд. 4		опора фонд. 7		опора фонд. вх.	
набл. пар.	A, м/с^2	S, мм	A, м/с^2	S, мм	A, м/с^2	S, мм	A, м/с^2	S, мм
пик. знач.	0.000783	0.002992	0.001608	0.003825	0.000730	0.004952	0.001251	0.004669
эфф. знач.	0.000739	0.002511	0.001563	0.003497	0.000645	0.004116	0.000999	0.003407
отн. прев.	1.06	1.19	1.03	1.09	1.13	1.2	1.25	1.37

Литература

1. Лютов В. А., Лютова Н. В. Сейсмоустойчивость грунтов северной части Волго-Уральской антеклизы // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. 2. Сыктывкар. 2004. С. 29—31.

2. Лютов В. А. Определение предельно допустимых уровней вибраций при забивке свай для инже-

нерных сооружений ТЭЦ КТЦ-2 «Монди СЛПК» // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2008. № 11. С. 15—18.

3. Лютов В. А. Природно-техногенные условия и усиление балльности в г. Сыктывкаре // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. 2. Сыктывкар. 2009. С. 137—139.

Локальные и региональные сейсмические события, зарегистрированные станциями «Сыктывкар» и «Грива» за 2010—2013 гг.

Н. Н. Носкова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В настоящее время на территории Республики Коми функционируют две сейсмологические станции Института геологии Коми НЦ УрО РАН — в г. Сыктывкаре (SYK) и д. Карвуджем (GRV). За период 2010—2013 гг. некоторое время сейсмостанции также работали в пос. Зимстане и с. Серегово (UGR83, IZH). Станции оснащены короткопериодными сейсмометрами CM-3KB.

В данной статье представлена собственная обработка зарегистрированных локальных и региональных сейсмических событий по станциям SYK и GRV с применением калибровочной функции. Обработка сейсмических событий выполнялась в программных комплексах WSG и HYPO 71 по методике, принятой в Геофизической службе (ГС) РАН.

В обработку также привлекались записи сейсмических станций пермской сети ГС РАН — Романово (PR1), Добрянка (PR2), Кунгур (PR3), Власы (PR4), Кизел (KIZ), Североуральск (SVUR), Соликамск (SOKR), архангельской сети ГС РАН — Архангельск (ARH), Пермское (PRG), Климовская (KLM), Лешуконское (LSK), Тамица (TMC), Амдерма (AMD), сейсмической станции Арти (ARU) (международной сети IRIS совместно с ГС РАН г. Обнинск), Валаам (VAL) ГС РАН и финских станций JOF и SUF. Привлечение записей соседних сейсмологических центров обеспечивает равномерное азимутальное окружение эпицентров сейсмических событий, что способствует более точной их локализации.

Свердловская область

29 марта 2010 г.

Произошло землетрясение в районе г. Качканар, на границе между Свердловской областью и Пермским краем. Кроме записи сейсмостанции SYK в обработке принимали участие записи пермских станций PR1, SVUR, SOKR, а также ARU. Время в очаге 21:02:18 (здесь и далее по Гринвичу), координаты 58.85N 59.31E. Глубина очага землетрясения (h) 30 км. Локальная магнитуда (ML) — 4.8, энергетический класс Раттиана (Kp) — 12.5. Ф. Г. Верхованцевым и Р. А. Дягилевым из ГС РАН (г. Пермь) собран большой объем макросейсмических данных по Качканарскому землетрясению, что отражено в их публикациях.

Республика Башкортостан

11 марта 2011 г.

В Республике Башкортостан произошло землетрясение. В обработке участвовали записи станций: ARU, PR1, PR3, PR4, IZH, SYK. Время в очаге 23:15:09. Координаты 53.29N, 55.41E. Магнитуда по поверхностной волне Релея (Ms) равна 3.5. Событие имело макросейсмические проявления интенсивностью до 4 баллов (МСК-64) в г. Мелеуз.

25 ноября 2011 г.

Землетрясение произошло в Республике Башкортостан, в национальном парке «Башкирия». Инструментальные расчеты проводились по сейсмограммам ARU, PR1, PR2, PR4, IZH. Время в очаге 16:41:20, координаты 53.04N, 56.60E. Магнитуда $M_s=2.8$. $h=10$ км.

8 апреля 2012 г.

Землетрясение произошло в Ишимбайском районе Республики Башкортостан. Параметры события рассчитаны по сейсмическим записям станций ARU, PR1, PR2, PR3, PR4, IZH. Время в очаге 13:19:36, координаты 53.25, 56.21, $h=10$ км. $M_L=3.3$, $K_p=9.6$. Анализ сейсмических записей башкирских землетрясений 2011—2012 г. показывает, что они имеют очень схожую волновую картину — четко выражены объемные волны Pn, Pg, Sn, Sg. В тектоническом отношении землетрясения 2011—2012 гг. в Башкирии приурочены к Серноводско-Абдуллинскому авлакогену Русской плиты. В работе [2] представлены результаты подробного изучения башкирских землетрясений 2011—2012 гг.

Кировская область

25 апреля 2011 г.

Зафиксировано землетрясение в Нагорском районе Кировской области, в 230 км от г. Сыктывкара. Время в очаге 02:38:35, координаты 59.52N, 50.53E, $h=14$ км. $M_L=4$, $K_p=11.4$. В обработке участвовали сейсмограммы станций IZH, UGR83, а также близлежащих пермских станций (PR3, PR4, KIZ), архангельской (LSH) и Арти (ARU). Надо отметить, что координаты эпицентра этого землетрясения существенно разнятся (150 км) с локацией пермских коллег из ГС РАН, г. Пермь [6]. По результатам их обработки это событие произошло в пределах Республики Коми и имело координаты 60.78 N, 51.57 E. Однако, следует подчеркнуть отличное качество записей землетрясе-

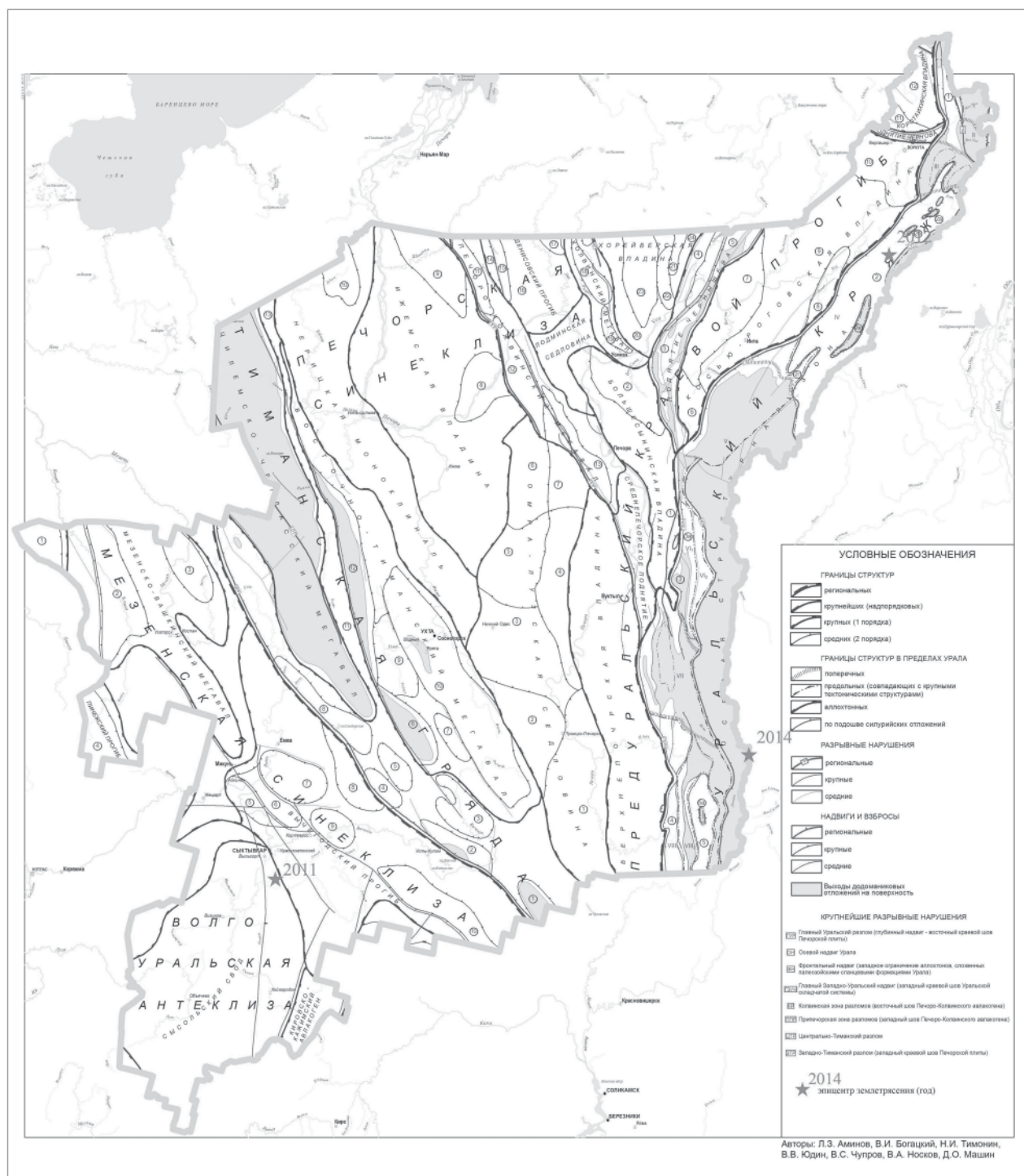


Схема тектонического районирования Республики Коми [1]

ния 25 апреля 2011 г. наших сейсмических станций, расположенных на тот момент в д. Карвуджем (IZH) и с. Серегово (UGR83). Они были ближайшим к эпицентру землетрясения – 117 км и 312 км, соответственно. В результате обработки получилась хорошая сходимость координат, рассчитанных в WSG и HYPO71. В тектоническом отношении сейсмическое событие 25 апреля 2011 г. приурочено к западному борту Кировско-Кажимского авлакогена, к центральной его части. Это землетрясение, в очередной раз, под-

тверждает современную тектоническую активизацию авлакогена.

Архангельская область

28 марта 2013 г.

Событие произошло в Архангельской области, в 70 км на юго-восток от г. Архангельск. К инструментальным расчетам привлекались записи архангельских (ARH, TMC, LSK, TMC, KLM, AMD), финских (JOF, SUF), а также наших (SYK, GRV) сейсмостанций. По результатам

обработки получились следующие параметры этого сейсмического события: время в очаге 07:02:16, координаты 63.98N, 41.37E, $M_L=3.5$, $K_p=10.2$, $h=20$ км. В работе [3] изучался вопрос о природе сейсмического события, зарегистрированного 28.03.2013 года. Для решения задачи идентификации применялась совокупность критериев на основе опыта, накопленного в Кольском филиале ГС РАН (г. Апатиты). По результатам проведенного исследования с большей долей вероятности можно говорить о тектонической природе события 28.03.2013 г., и рассматривать его как землетрясение. Согласно тектоническому районированию Мезенского бассейна по поверхности фундамента по Н. А. Малышеву и Б. А. Пименову (2002 г.), очаг сейсмического события расположен в Архангельском выступе Мезенской синеклизы.

Республика Коми

19 января 2011 г.

Землетрясение произошло в Сыктывдинском районе Республики Коми, в 25 км от г. Сыктывкара (рисунок). Сейсмические записи землетрясения были получены с 6 ближайших станций – SYK, PR1, PR2, PR4, ARU, KLM. Время в очаге 17:18:15, координаты 61.43N 50.97E, $h=10$ км, $M_L=2.6$, $K_p=8.6$. Очаг землетрясения относится к западному борту Кировско-Кажимского авлакогена, точнее к зоне сопряжения его с Сысольским сводом. Сейсмическое событие 19.01.2011 г. относится к выделенной нами ранее Сысольской зоне возможных очагов землетрясений, где современная активность Кировско-Кажимского авлакогена проявляется наиболее сильно.

24 декабря 2012 г.

Произошло сейсмическое событие на Полярном Урале в 06:22:40, координаты 66.63N 63.42E, $h=20$ км. $M_S=3.7$, $M_L=4.3$. Сейсмические записи землетрясения были получены с 7 ближайших станций, но в обработке использовались лишь записи AMD, PRG, PR1 и сейсмостанции, расположенной в г. Сыктывкаре. Ближайшая к эпицентру сейсмостанция AMD (3.2°), самая удаленная – Пермгорье (9.2°). Результаты инструментального и макросейсмического исследования события на Полярном Урале отражено в работе [4]. В геолого-тектоническом отношении эпицентр землетрясения 24.12.2012 приурочен к зоне Главного Уральского разлома (рисунок), на пересечении предполагаемых сутурных зон уралид и тиманид.

28 января 2014 г.

На момент написания данного материала произошло землетрясение на Северном Урале, на самой границе Республики Коми и Ханты-

Мансийского автономного округа (рисунок). По нашим расчетам, всего лишь в 30 км от геологического памятника России – хребта Маньпупунер. Событие зарегистрировано сейсмостанциями «Сыктывкар» и «Грива», а также пермскими станциями (PR1R, PR3R, SVUR, PR7R) и «Арти» ARU. Параметры землетрясения: время в очаге 04:41:39, координаты события 62.48N, 59.62E, $h=19$ км, $M_L=3.4$, $K_p=9.9$. По структурному районированию Урала [5] в тектоническом отношении эпицентр землетрясения относится к Центральноуральской протерозойской мегазоне. Сейсмическое событие 28 января находится в стадии изучения и будет дополняться.

Таким образом, сейсмологические наблюдения, проводимые на территории Республики Коми, имеют важное значение для мониторинга геодинамической активности региона и решения геоэкологических задач.

Автор глубоко признателен В. И. Арихиной (Институт геологии КомиНЦ УрО РАН) и Н. Л. Пономаревой (ГС РАН, Махачкала) за помощь в обработке. Также хочется поблагодарить наших коллег из ГС РАН г. Архангельск и г. Пермь за предоставленные записи сейсмических событий.

Литература

1. Атлас Республики Коми. М.: Феория, 2011. С. 64–65. 448 с.
2. Верхоланцев Ф. Г., Голубева И. В. О сейсмической активности на юго-востоке Республики Башкортостан по данным инструментальных наблюдений в 2011–2012 гг. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 84–87.
3. Морозов А. Н., Иванова Е. В., Асминг В. Э. О природе сейсмического события, зарегистрированного в Архангельской области 28 марта 2013 года. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2013. 408 с.
4. Конечная Я. В., Ваганова Н. В., Морозов А. Н., Носкова Н. Н. Землетрясение на Полярном Урале 24 декабря 2012 года // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 179–183.
5. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья: актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
6. Сейсмологический мониторинг территории Западного Урала. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://pts.mi-perm.ru/region/catalogs.htm>

Геодинамический мониторинг Кировско–Кажимской зоны сейсмической активности

В. В. Удоратин¹, А. В. Овчаренко², Д. В. Баландин², А. Ш. Магомедова¹

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
udoratin@geo.komisc.ru, ark-ovcharenko@yandex.ru, asmagomedova@geo.komisc.ru

Основным индикатором активных динамических процессов в земной коре являются, прежде всего, землетрясения. Восточно-Европейская платформа (ВЕП), в пределах которой расположена Республика Коми, в целом не является областью возникновения значительных и тем более разрушительных землетрясений. Но ее нельзя признать и в полной мере сейсмически спокойной. Как известно, за последние 200 лет в пределах Восточно-Европейской платформы произошло более 120 ощутимых землетрясений.

Оценивая современное состояние проблемы комплексного изучения тектоники, внутреннего строения и сейсмичности Восточно-Европейской платформы, следует отметить необходимость сейсмического районирования обширных платформенных регионов. Основная трудность при этом заключается в обнаружении тектонически активных и сейсмичных мест в условиях низкого геодинамического фона платформы. В таком случае использование известных методов оценки энергетического уровня сейсмичности, разработанных применительно к активным горным областям, затруднительно [3]. В таких условиях для проведения сейсмического районирования наиболее эффективно применение сейсмотектонического подхода.

В результате подробного анализа всего разностороннего материала по глубинному строению региона, неотектонической активности, дизъюнктивной тектоники, исторических и собственно инструментальных сейсмологических данных нами выделены наиболее потенциально активные в сейсмическом отношении участки и составлена схема сейсмического районирования масштаба 1:1000000, где отмечаются Кировско-Кажимская, Припечорская и Мезенско-Вашкинская зоны сейсмической интенсивности. Наиболее сейсмически активной является Кировско-Кажимская зона.

Анализ расположения очагов землетрясений, произошедших в пределах юга Республики Коми и Кировской области, свидетельствуют об их приуроченности к Кировско-Кажимскому авлакогену, точнее к зонам сопряжения эшелонированных систем разломов, ограничивающих авлакоген, либо его отдельные грабенообразные сегменты. В неотектоническом плане им, как правило, отвечают участки сочленения структур

второго и третьего порядка, испытывающие разнонаправленные новейшие тектонические движения. Наиболее мобильными участками, где вероятны самые частые, но относительно слабые землетрясения, представляются внутренние девонские грабены Кировско-Кажимского прогиба. В них наблюдается миграция неотектонической активности, по-видимому, и сейсмической. Основную часть площади Кировско-Кажимского прогиба следует выделить в качестве подверженной землетрясениям силой до 5–6 баллов, отмечаются области с возможным возникновением землетрясений до 7 баллов, остальная территория региона характеризуется как площадь, где раз в несколько десятилетий могут происходить землетрясения силой до 4–5 баллов.

Выделение разломных зон на местности имеет существенное практическое значение для определения границ распространения связанных с ними землетрясений, рудопроявлений, месторождений углеводородов и т.д. Для большинства регионов выделение разломов прямыми методами невозможно из-за слабой обнаженности коренных пород. Поэтому для их изучения на пер-

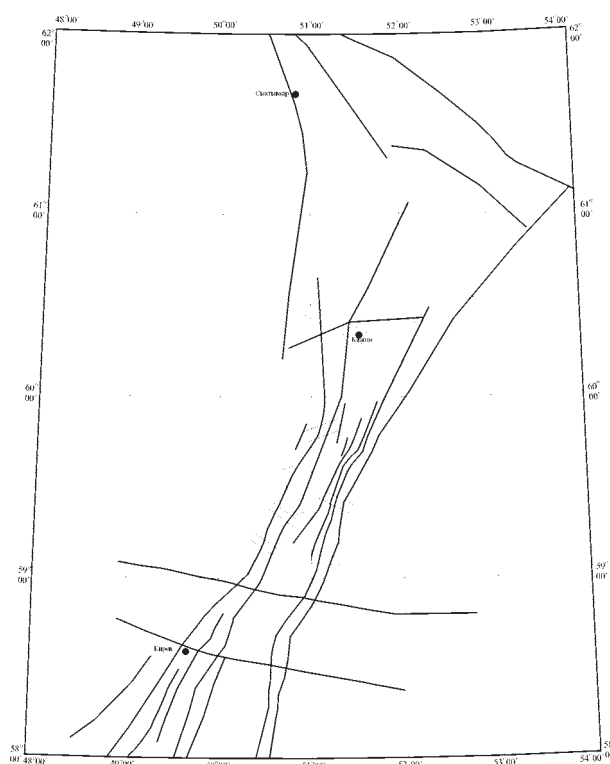


Рис. 1. Обзорная схема района работ

вое место выходят геофизические методы. Несомненно, что наиболее надежными являются сейсмические методы, однако не всегда удается получить материалы хорошего качества, они дорогостоящие, и в основном направлены на поиски углеводородов. Данные магниторазведки, электроразведки, гравиразведки позволяют картировать разломные зоны, они более доступны в производстве, но ограничены по природе метода.

Наиболее эффективным при картировании является комплексирование методов.

Роль тектонических нарушений земной коры в виде разломных зон является важным элементом в процессе трансформации энергии между геофизическими полями разной природы и полем радоновой эманаии [2]. В связи с этим интересным является изучение разломных зон в поле радона. Анализ публикаций по дан-

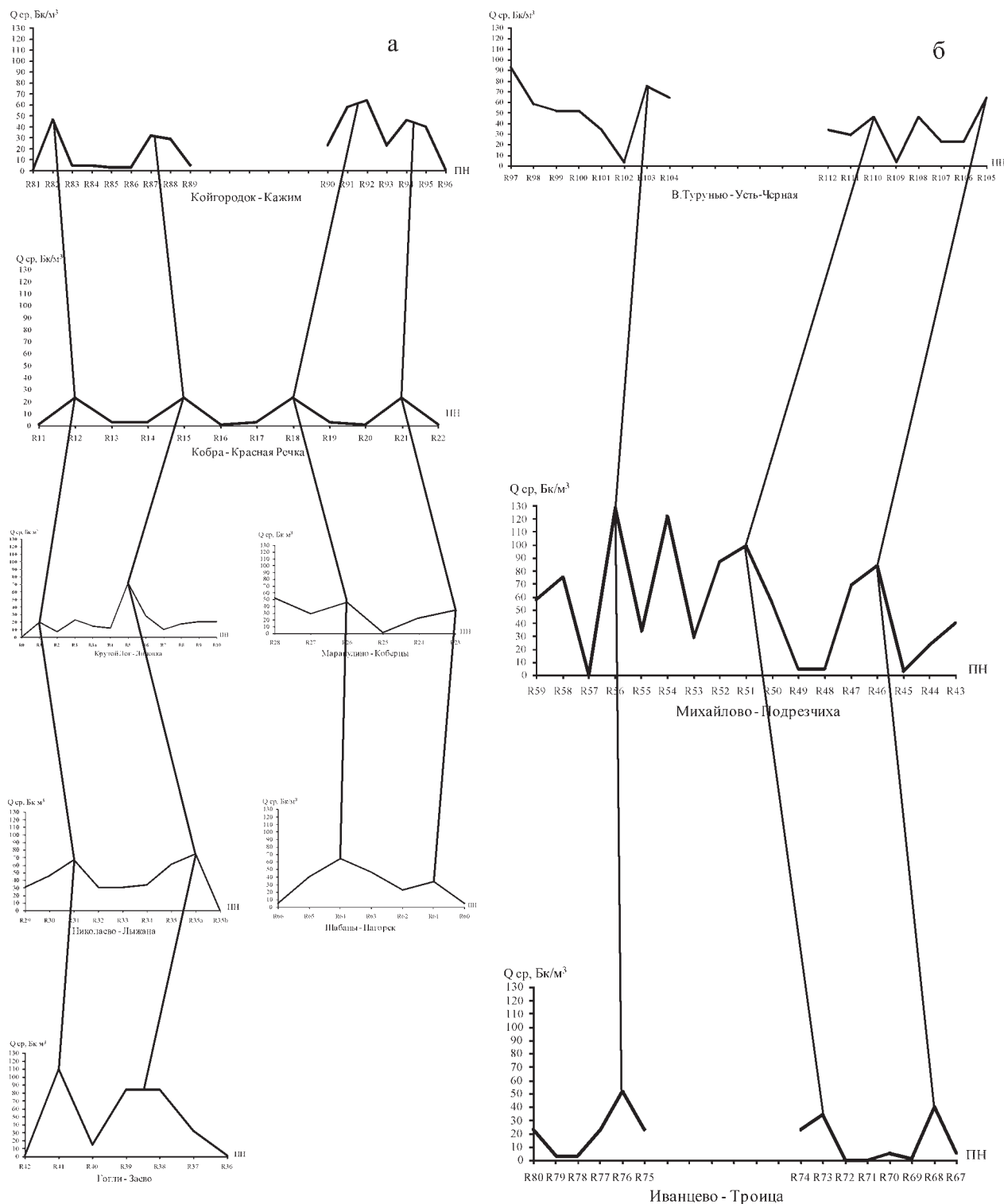


Рис. 2. Графики объемной активности радона Rn^{222} в пределах разломных зон Кировско-Кажимского авклогена: а – западный борт, б – восточный борт

ной тематике свидетельствуют о повышенной радоновой активности разломных зон, а также разрывных нарушений, характеризующейся сейсмической активностью. Такие работы в последнее время активно проводят в Прибайкалье, в результате которых сделан вывод о четком проявлении активных разломов в полях газовых эманацій, причем радон наиболее эффективен ввиду достаточно большого времени распада [1].

Задача наших исследований заключалась в отработке методики экспрессной эманационной съемки в условиях Кировско-Кажимского авлакогена (ККА), выявления закономерностей пространственных вариаций объемной активности

радоны и оценки активности разломных зон и отдельных локальных магнитных аномалий. В пределах Кировско-Кажимского авлакогена в результате интерпретации гравиметрических, магнитных и сейсмических данных выделены разломные зоны, к некоторым из них приурочены очаги землетрясений. Мониторинг объемной активности радона (ОАР) проводился в разломных зонах западного и восточного борта центральной и северной части ККА (рис. 1). Разломные зоны представлены серией сбросов с явно выраженными амплитудами вертикальных смещений, основные из которых – это по два парных разлома с запада и востока авлакогена. Измерения ОАР проводи-

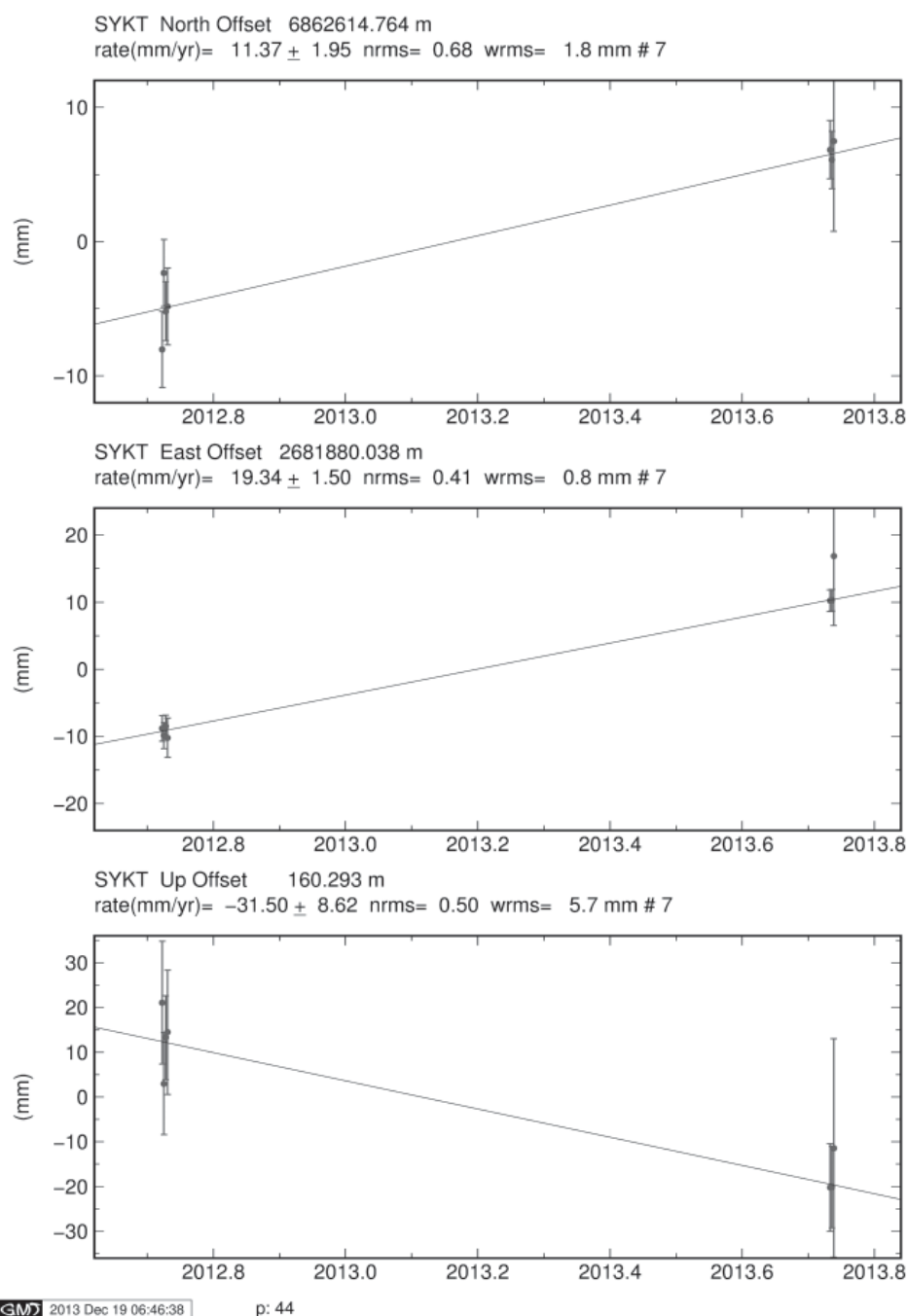


Рис. 3. Графики скоростей современных движений репера «Сыктывкар»

лись при помощи радиометра РРА-01М-01, характеризующего чувствительностью не менее $1.2 \cdot 10^{-4} \text{ м}^3/(\text{с Бк})$ и 30-процентным пределом допускаемой относительной погрешности. Наблюдения проводились в зонах разломов вдоль сейсмических профилей с шагом 500–800 м. Время одного замера от 30 до 60 минут. В результате было отработано 112 точек наблюдений ОАР. По результатам измерений ОАР построены графики для отдельных участков наблюдений, после чего они объединены в общую схему по месту нахождения (рис. 2). На представленной схеме зоны 1-го и 2-го разломов отчетливо отражаются повышенными значениями ОАР, причем парой выраженных максимумов. Мониторинг ОАР в пределах ККА показал, что в разломных зонах значения ОАР находятся в диапазоне от 23 до 281 Бк/м³, а за ее пределами близки к 0 Бк/м³. Зоны с наиболее проницаемыми породами совпадают с разломными зонами, которые были выделены ранее по сейсмическим данным, несколько превышая их размеры. Полученные результаты показывают на возможность примене-

ния радоновой съемки для выделения и картирования разломных зон, оценки степени их тектонической активности.

Для изучения скоростей современного деформирования земной коры по территории Республики Коми выполняется GPS/Глонасс мониторинг. В 2012–2013 гг. было создано два геодезических полигона («Сыктывкар» и «Ухта»). Наблюдения выполняются по методикам совмещенных длинно-базисных и коротко-базисных наблюдений. Длинно-базисные наблюдения проводятся сессиями по 36 часов, в этот период выполняются по реперам геодезических полигонов короткобазисные наблюдения длительностью 0.5–0.6 часов. При наблюдениях используется GNSS-аппаратура Topcon-500/1000, Trimble-5700 и Javad-Triumph с антеннами геодезического класса. Первый результат длинно-базисного мониторинга приведен на рис. 3. Скорости современных горизонтальных смещений реперов перманентных станций оцениваются (2.0 см/год E, 0.5 см/год N, -3.0 см/год H). На рис. 4 приведена карта векторов скоростей современных горизон-

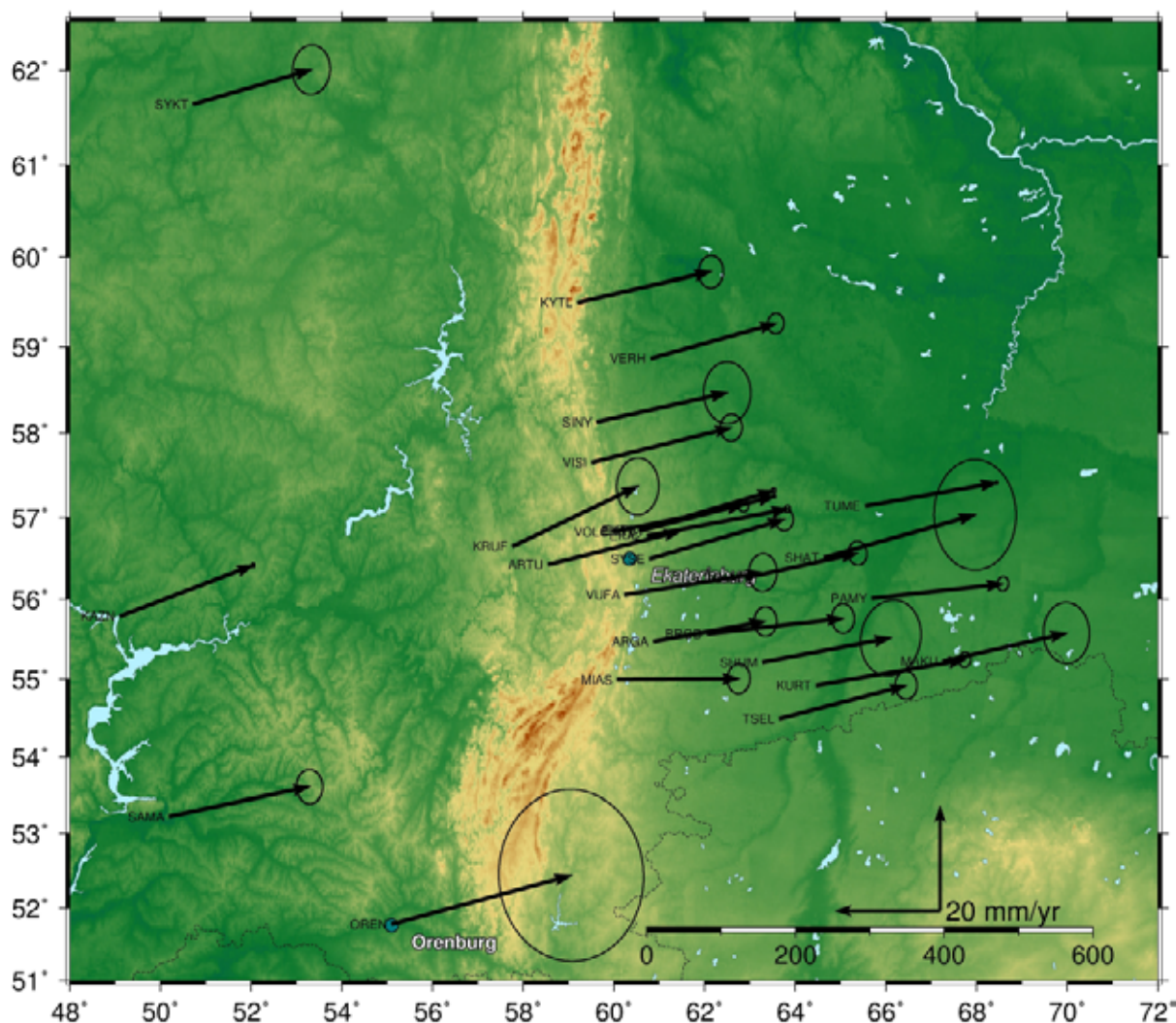


Рис. 4. Карта векторов скоростей современных горизонтальных движений Уральского региона, включая юг Республики Коми

тальных движений. Вектор «Сыктывкар» является самым северным на этой карте.

Основной вывод из данных GNSS-мониторинга состоит в том, что все основные крупные тектонические единицы региона движутся в северо-восточном направлении синхронно, не вызывая накопления значительных геотектонических деформаций. Этим объясняется умеренная сейсмическая активность региона. При детализации сети мониторинга не исключается обнаружение локальных геотектонических аномалий движений. Для территории Республики Коми это, в первую очередь, Кировско-Кажимский авлокоген и Тиманский кряж.

Работы выполнены при поддержке проектов №12-И-5-2067 и №12-У-5-1029 программы фундаментальных исследований РАН.

Литература

1. Семинский К. Ж., Черемных А. В., Бобров А. А. Разломные зоны Прибайкалья: внутренняя структура и геофизические поля // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле: Материалы докладов Всероссийской конференции, Москва, 2009. Т. 2. С. 151–156.
2. Спивак А. А. Особенности геофизических полей в разломных зонах // Физика Земли, 2010. №4. С. 55–66.
3. Шукин Ю. К. Карта сейсмоструктуры Восточно-Европейской платформы и ее горно-складчатого обрамления // Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерализации подвижных поясов и платформенных областей литосферы: Материалы международной конференции. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 1998. С. 232–234.

Распределение электрических полей внутри оползневых тел и оползневых склонов на р. Вычегде вблизи г. Сыктывкара

А. Н. Шушкова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Берега рр. Сысолы и Вычегды, примыкающие к черте г. Сыктывкара и его окрестностям, принадлежат к числу территорий, подверженных оползневому процессам, в связи с этим в целях выяснения потенциала опасности оползнеобразования в 2012–2013 гг. были выполнены экспедиционно-полевые исследования по теме «Определение возможных типов оползневых тел рр. Сысолы и Вычегды и их изучение в пределах г. Сыктывкара и его окрестностей». По большей части оползни развиты на правобережье рек в пределах с. Вильгорт, м. Кочпон, р-на Лесозавод, парка им. С. М. Кирова, мкр-на Орбита [3]. При этом существуют участки, где оползнеобразование происходило исключительно в результате действия природных факторов, а также территории, где на протяжении последних ста лет в связи с интенсификацией хозяйственной деятельности наблюдается активизация оползневых процессов (урбанизированные районы).

В целях изучения оползнеобразования природно-техногенного характера рассмотрим подробнее оползневый склон вблизи мкр-на Орбита (участок ДРСУ) (рис. 1). На рисунке отчетливо виден оползневый цирк из пяти выделенных консеквентных блоковых оползневых тел.

Оползневая активность склона заключается в следующем: угол уклона составляет более 15°,

склон сложен чередующимися водоупорными (глинистыми) и водоносными породами [2], что является первичной причиной неустойчивости склона. Так же здесь велико влияние подземных вод в виду того, что зона оползневых деформаций проходит в водоносных горизонтах грунтовых вод. Конечной причиной оползнеобразования на склоне служит вибрационно-динамическая нагрузка на грунты (в нашем случае это установка ЛЭП на вершине склона), увеличивающая сдвигающие усилия и приводящая к формированию порового давления в горных породах.

Геологическое строение берега (сверху вниз):

1) флювиогляциальные отложения представлены песками, редко с прослоем галечника, суглинка, супесей. Залегают с поверхности на глубину до 5 м;

2) озерные и аллювиальные отложения представлены песками, супесями, суглинками, гравием и галечниками, переслаивающимися между собой. Мощность прослоев – 1 – 8 м. Мощность отложений – 2 – 23 м;

3) ледниковые отложения – серые, коричневые, бурые суглинки, содержащие гравий и гальку с мощностью до 75 м.

Что касается уровня грунтовых вод, в нашем случае это водоносный горизонт современных аллювиальных отложений aQ_{IV} – залегают

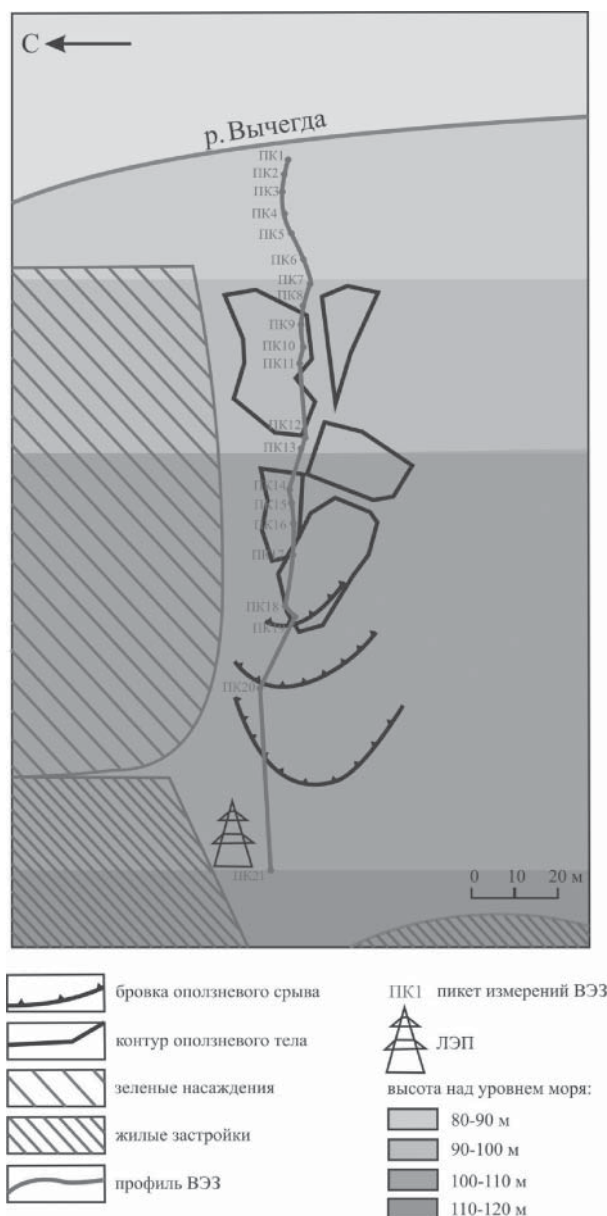


Рис. 1. Оползневый склон вблизи мкр-на Орбита (участок ДРСУ) г. Сыктывкара

преимущественно на водоносных горизонтах аллювиальных отложений. Мощность водоносного горизонта в долине р. Вычегды от 0.5 до 8–11.5 м. Водовмещающие породы представлены песками, супесями и галечниками, переслаивающимися между собой и с водоупорными глинами и суглинками.

По результатам топогеодезической съемки получены отметки перепада высот рельефа и определены величины углов крутизны склона (табл. 1). Из таблицы видно, что крутизна склона меняется от 19 до 28°, усредненное значение составляет 23,3°.

Также были отобраны пробы горных пород, слагающих склон, в керноотборники для последующего проведения вибропенетрационных испытаний на устойчивость грунтов как среды распространения волн напряжений (табл. 2).

Таблица 1

ΔПК	ΔН, м	ΔL, м	α°
1-10	17.5	50.6	19
10-13	7.64	17.26	23
13-21	20.69	38.9	28

Обозначения. ΔПК – участок между пикетами; ΔН, м – изменение высоты участка склона; ΔL, м – длина участка склона; α° – угол уклона участка склона

Таблица 2

N _{ПК}	Грунт	Н, м	α ^{эф} , м/с ²
20	Песок крупноз. с прослоями гальки, водонас.	1	0.3
13	Глина с прослоями супеси	1.6	0.27
12	Песок тонкозер. зел.-серый, увлаж.	2	0.11

Обозначения. Н, м – глубина отбора пробы; α^{эф}, м/с² – предельное ускорение устойчивости грунта к динамическим воздействиям.

Из результатов вибропенетрационных испытаний можно заключить, что самыми неустойчивыми к динамическим воздействиям являются увлажненные тонкозернистые пески, т.е. этот горизонт может являться подошвой консеквентных оползней.

Для выявления участков возможного оползнеобразования и деформации было проведено детальное расчленение разреза оползневой склона. Оно проводилось методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) в соответствии с требованиями инструкции по электроразведке [1]. В системе наблюдений использовалась установка Шлюмберже с симметричным разносом токовых электродов. Замеры осуществлялись с помощью высокоточной цифровой электроразведочной аппаратуры «Электротест-С». Данные измерений обработаны с помощью программы IPI-2Win (ООО «Геоскан-М», г. Москва), т.е. были обработаны кривые сопротивления КС и получены псевдо-каротажные кривые удельного электрического сопротивления пород в разрезе, получен геоэлектрический разрез профиля и определены возможные участки активизации оползнеобразования и деформации на перспективу (табл.3).

Таблица 3

Участок возможной активизации			Участок деформации		Н _{вг} , м
N _{ПК}	Н, м	M _а , м	N _{ПК}	h, м	
18–20	1.1–1.8	1.5	7–11	0.5–1	1.6–8.9

Обозначения. N_{ПК} – номер пикета ВЭЗ; Н, м – глубина зеркала скольжения оползневой тела; M_а, м – мощность оползневой слоя; h, м – глубина подошвы участка деформации; Н_{вг}, м – глубина залегания водоносного горизонта

Из таблицы 3 видно, что наиболее вероятные проявления оползней в будущем ожидаются в области ПК 18 – 20, зеркало скольжения на глубине 1.1 – 1.8 м.

Литература

1. Вертикальное электрическое зондирование. Методическое пособие. Москва: МГУ, 2007. 30 с.

2. Геологическое строение, гидрогеологические и инженерно-геологические условия бассейнов рек Вычегды и юга / В. Л. Черепенин, А. Н. Симонова, В. Л. Крупко и др. Ленинград, 1976. 351 с.

3. *Шушкова А. Н.* Типы оползневых процессов, выявленных в пределах г. Сыктывкара и его окрестностей на р. Сыsole // Строение литосферы и геодинамика. Иркутск: СО РАН, 2013. С. 230—231.

Петрология, геохронология

U–Pb цирконовая стратификация верхнедокембрийских отложений Северного Тимана

В. Л. Андреичев, А. А. Соболева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Тиман и п-ов Канин образуют в неотектоническом плане вытянутую в северо-западном направлении от Полюдова Камня до мыса Канин Нос п-ова Канин крупную орографически выраженную структуру (Тиманскую гряду), ограничивающую с юго-запада Печорскую плиту и входящую в ее состав. Фундамент плиты (тиманиды) представлен верхнедокембрийскими структурно-вещественными комплексами, сложенными преимущественно терригенными и в меньшей степени карбонатными отложениями. Они практически повсеместно перекрываются ордовикско-кайнозойским платформенным чехлом и лишь локально обнажены в сводовых частях горстообразных поднятий Тиманской гряды.

Слабая обнаженность и резкая разобщенность выходов верхнедокембрийских осадочных пород, практически полное отсутствие естественных протяженных разрезов, близкий литологический состав пород, лишенных, как правило, органических остатков и отчетливых маркирующих горизонтов, а также различная степень вторичных изменений (от позднего катагенеза до амфиболитовой фации) приводят к значительным разногласиям при стратификации верхнедокембрийских отложений.

В равной степени это относится к Северному Тиману, представляющему собой приподнятый блок фундамента. Терригенные отложения верхнего докембрия выходят на поверхность вдоль восточного побережья Чёшской губы от устья р. Румяничная до мыса Капитанский, в береговых обнажениях рек Черная, Малая Черная, Великая и их притоков, а также на Сопках Каменных, Большом и Малом Камешках. Они принадлежат к барминской серии, в составе которой преобладают сланцы и апопсаммитовые кварциты. По участкам распространения пород серия подразделяется на три свиты (снизу вверх): румяничная (до 1000 м), малочернорецкая (до 2000 м) и ямбозерская (до 2000 м). Границы между свитами точно не установлены, общее падение пород крутое северо-восточное, нижняя граница серии не вскрыта эрозией.

О возрасте барминской серии существуют различные представления. В разное время она датировалась условно в интервале от раннего рифея [4] до венда [1]. В результате ранее проведенных Rb–Sr [2] и Sm–Nd [3] изотопных исследований сланцев и прорывающих их габбро-до-

леритов и долеритов было установлено время зеленосланцевых изменений пород на уровне 700 млн лет, что позволяло предполагать поздне-рифейский возраст барминской серии.

В научной литературе последних лет особое внимание уделяется U–Pb цирконовой стратификации немых терригенных отложений. Она основана на предположении о соответствии возраста аллотигенных цирконов, присутствующих в осадочной породе, возрасту эродируемых пород питающих провинций, а цирконы с минимальным возрастом указывают на самый молодой возраст размываемых пород, участвовавших в процессе формирования осадков, и выполняют функцию нижнего возрастного предела осадконакопления. Другими словами, порода не может быть древнее возраста самого молодого циркона, но может быть сколь угодно моложе.

Для корректировки возраста терригенных отложений барминской серии нами проведено U–Pb датирование детритовых цирконов из алевропесчаников малочернорецкой свиты, отобранных из обнажения на левом берегу р. Черной (проба 380), и из кварцитопесчаников ямбозерской свиты в районе мыса Бармин (проба 234). При этом предполагалось, что зеленосланцевые изменения пород, происходившие при температурах значительно меньших температуры закрытия U–Pb изотопной системы в цирконах (~900 °C), не должны были приводить к ее нарушению, и содержащаяся в цирконах информация о возрасте размываемых пород питающих провинций сохранялась. Кроме того, при опробовании исключалось влияние местных магматических пород, так как в результате воздействия сопровождающих интрузив флюидов возможны потери (или привнос) изотопов в цирконах, находящихся в экзоконтактовых зонах вмещающих отложений [5].

U–Pb датирование цирконовых зерен из пробы 380 проводилось в Аризонском Университете (г. Тусон, США), а из пробы 234 в Университете Калифорнии (г. Санта-Круз, США) методом лазерной абляции на мультиколлекторных масс-спектрометрах с ионизацией в индуктивно связанной плазме (LA-ICP-MS).

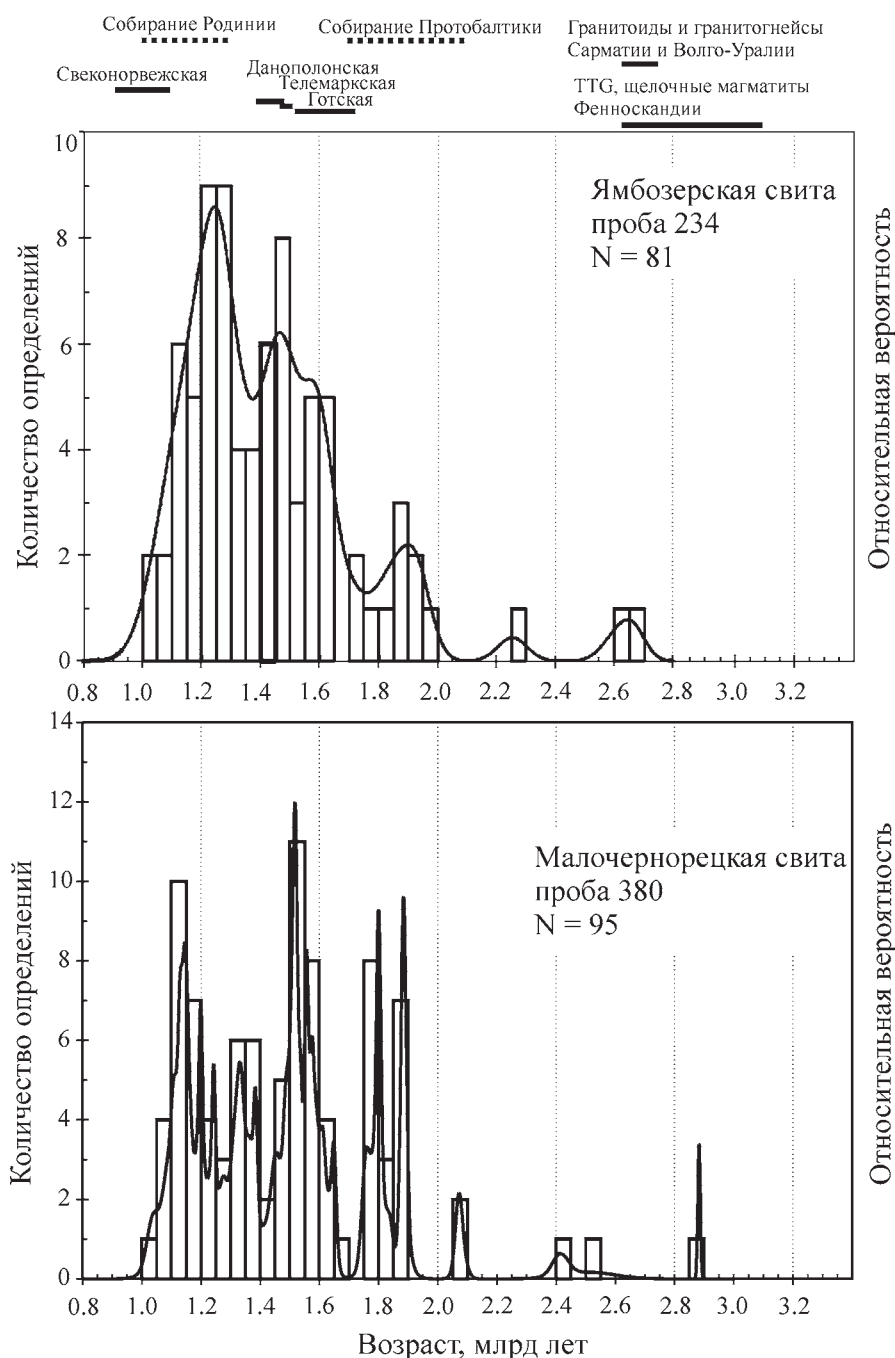
Из каждой пробы проанализировано по 100 беспристрастно отобранных цирконовых зерен. Для оценки возраста их кристаллизации в источнике сноса использовались возрастные

значения по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ с дискордантностью менее 10 % и с погрешностью менее 100 млн лет, чему удовлетворяли результаты по 81 зерну из пробы 234 и 95 зерен из пробы 380. Этого количества достаточно для выявления возрастов пород на размывавшихся палеоводосборах, откуда поставлялся кластический материал, в том числе и цирконы, в область осадконакопления [6].

Возрастные значения по цирконам из алевропесчаников малочернорецкой свиты охватывают интервал 1035–2883 млн лет, в пределах которого выделяются возрастные максимумы

на уровнях 1150, 1350, 1550, 1780 и 1885 млн лет (см. рисунок).

Сопоставимые результаты получены по цирконам из кварцитопесчаников ямбозерской свиты. Возрастные значения образуют интервал 1012–2667 млн лет, статистические максимумы датировок приходятся на 1250, 1470, 1600 и 1900 млн лет. Минимальные цирконовые возрасты, указывающие на самый молодой возраст размываемых пород, участвовавших в процессе формирования осадков, дают основание считать “седиментационный” возраст малочернорецкой и ямбозерской свит позднерифейским



Гистограммы и кривые относительной вероятности распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов цирконов из отложений ямбозерской и малочернорецкой свит. Вверху отрезками показаны временные интервалы основных фаз тектогенеза и магматической активности в пределах Протобалтики

(неопротерозойским). Делать этот вывод в отношении всей барминской серии пока преждевременно, поскольку датировались цирконы только из средней и верхней частей ее видимого разреза. Для более убедительной аргументации необходимы аналогичные изотопные данные по породам румяничной свиты, поэтому исследования в этом направлении должны быть продолжены. Вероятным источником сноса при формировании осадков являлись разрушаемые породные комплексы Фенноскандинавского щита, на что указывает коррелируемость цирконовых возрастов со временем проявления тектономагматических событий, происходивших в Фенноскандии.

Исследования выполнены в рамках Программы ОНЗ РАН № 4 “Изотопные системы в геохимии и космохимии. Методические и теоретические аспекты. Применение для реконструкции условий и хронологии геологических процессов, в том числе в ранней Земле” по инициативному проекту УрО РАН № 12-У-5-1013.

Литература

1. Акимов Г. Н. Проблематика верхнепротерозойских отложений Северного Тимана // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 132–135.
2. Андреичев В. Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 1998б. 90 с.
3. Андреичев В. Л., Деленицын А. А. Геохронология базитового магматизма фундамента Северного Тимана // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 32–35.
4. Гецен В. Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1975. 144 с.
5. Левский Л. К., Морозова И. М. К интерпретации данных U-Pb метода для цирконов // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 211–214.
6. Vermeesch P. How many grains are needed for a provenance study? // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 224. P. 441–445.

Возраст гранитоидного магматизма фундамента Ижемской зоны Печорской синеклизы: первые U-Pb данные

В. Л. Андреичев¹, А. А. Соболева¹, Е. Г. Довжикова², А. Н. Ларионов³,
С. Л. Пресняков³, Э. Л. Миллер⁴, М. А. Кобл⁴

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;

²Ухтинский государственный технический университет, Ухта;

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург;

⁴Стэнфордский университет, Калифорния, США

В геологическом строении Печорской синеклизы, расположенной между Тиманом и Уралом, участвуют верхнедокембрийские осадочно-метаморфические и магматические образования фундамента (тиманиды), повсеместно погребенные под ордовикско-кайнозойским платформенным чехлом. Его мощность составляет 4–7 км в центральных частях впадин синеклизы и 1–4 км на сводах и поднятиях, поэтому выяснение строения и геодинамического развития фундамента затруднено по причине ограниченности геологической информации, получаемой исключительно по результатам глубокого бурения на нефть и газ. Фундамент синеклизы вскрыт более чем двумя сотнями скважин различных категорий глубиной до 5 км [3].

В составе фундамента выделяются Ижемская зона (Ижма-Печорская впадина), объединяемая с Тиманом в Тиманский мегаблок, и Большеземельский мегаблок, состоящий из Печор-

ской и Большеземельской зон. По геофизическим данным и по результатам бурения мегаблоки отчетливо различаются вещественным составом и характером магматизма [3]. Их разграничение проводится по системе Припечорского и Илыч-Чикшинского глубинных разломов северо-западного простираения.

Среди магматических пород гетерогенного фундамента Печорской синеклизы существенное место занимают гранитоиды. Они вскрыты в 26 скважинах во всех зонах, но преобладают в Ижемской и Припечорско-Илыч-Чикшинской. Возраст гранитоидов, определяемый в разное время разными методами (K-Ar, Pb-Pb (Pb-evaporation), Rb-Sr), приходился на интервал 800–500 млн лет. В последнее время стали особенно популярными Pb-Pb возрастные данные по отдельным зернам циркона из гранитов, вскрытых скважинами 11-Малая Пера, 10-Южная Чаркаю, 1-Восточная Чаркаю и 26-Восточная Харьяга [9].

Они варьируются в узком интервале 567–551 млн лет, отвечающем по современным представлениям границе нижнего и верхнего венда [6]. Тем не менее, эти результаты требуют дополнительной аргументации, так как при датировании цирконов из палеозойских и неопротерозойских объектов более надежными считаются возрасты по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ [1, 4].

Для выяснения ситуации с возрастом гранитоидного магматизма нами предприняты локальные U–Pb исследования цирконов. Первые результаты получены по цирконам из гранитов, вскрытых в Ижемской зоне скважинами 1-Нижняя Омра, 1-Прилукская, 11-Малая Пера и 1-Южная Болотная, которые наряду с гранитоидами ряда других скважин, отдаленных друг от друга на значительные расстояния (до 100 км и более), рассматриваются в рамках единого нижнеомринского комплекса [3 и др.].

Доминирующим петротипом являются двуслюдяные граниты. Преобладают розоватые и серые массивные мелко- и среднезернистые породы гранитовой структуры. Главными породообразующими минералами являются полевой шпат и плагиоклаз, во второстепенных количествах присутствуют биотит и мусковит, акцессорные минералы представлены магнетитом, пиритом, апатитом, цирконом, гранатом, сфеном, турмалином, монацитом, ксенотимом. Вторичные изменения гранитоидов связаны с грейзенизацией, сопряженной с зонами рассланцевания и выражающейся в развитии хлорита, серицита, кальцита, эпидота, новообразованного кварца, целестина, молибденита, халькопирита.

Датирование цирконов из гранитов скв. 1-Прилукская производилось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP RG в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США, а из остальных скважин – в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на SHRIMP II.

Скв. 1-Нижняя Омра вскрыла граниты в интервале 1946.0–1970.1 м, отбор цирконов производился из образца 125 с глубины 1960 м. Проанализированы 11 зерен. Все датировки конкордантны, дискордантность изменяется от +6 до –3%. Изотопные данные по аналитическим точкам семи зерен, в которых анализировались средние части, образуют компактный кластер, отвечающий возрасту 602 ± 2 млн лет. В краевой части одного зерна зафиксирован возраст 559.1 ± 2.4 млн лет. В ядрах двух зерен возраст равен 1333 ± 11 млн лет и в одном зерне достигает 1662 ± 18 млн лет.

Скв. 1-Прилукская. Граниты вскрыты в интервале 3014–3122 м, цирконы отбирались из образца 33 (3101.2–3109.2 м). Из 12 проанализированных зерен только в четырех наблюдается дискордантность от –11 до +11, а в остальных

расхождение возрастов по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ варьируется в диапазоне от –33 до +57%. Средневзвешенный возраст по цирконам с низкой дискордантностью составляет 594.8 ± 14.1 млн лет.

Скв. 11-Малая Пера. Граниты вскрыты в интервале 3311–3353 м, датировались 10 зерен циркона в 11 точках из образца 22 (3316–3324 м). В двух точках дискордантность возрастов составляет 20 и 160%, поэтому они исключаются из рассмотрения. В других точках дискордантность изменяется от +7 до –3%. В ядре одного зерна зафиксирован возраст, равный 1464 ± 11 млн лет. По оставшимся восьми точкам, независимо от места локализации аналитических кратеров, конкордантный возраст составляет 557 ± 1 млн лет. Он согласуется с Pb–Pb возрастом (551 ± 8 млн лет), полученным по четырем зернам циркона из этого же долбления [9].

Скв. 1-Южная Болотная вскрыла граниты в интервале 2456–2624 м, цирконы отбирались из образца 23/3 с глубины 2515.7 м. В 9 из 12 проанализированных зерен дискордантность возрастов не превышает 10%, а интервал возрастов составляет 1–2.7 млрд лет. В данной ситуации логично предположение о соответствии минимальных возрастов времени образования гранитов. Конкордантный возраст по изотопным данным трех зерен, в которых анализировались краевые части, составляет 1056 ± 18 млн. Для цирконов с более древними возрастами характерны окатанные ядра, и, по всей видимости, они унаследованы из гранитообразующего, вероятно, обломочного субстрата. Таким образом, в цирконах из гранитов скв. 1-Южная Болотная не зафиксировано ни одного возраста, сопоставимого с возрастными гранитами из других скважин. Они не выявлены и при датировании оболочек цирконов. Все они оказались метасоматическими, возникшими в ходе посткристаллизационных изменений гранитов. Возраст оболочек в 8 точках по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ приурочен к двум интервалам: 405.4–364.8 и 286.7–255.7 млн лет, дискордантность не превышает 6%. Представляется вероятным, что появление оболочек может быть обусловлено тектономагматическими событиями, происходившими в это время на Среднем Тимане. Так, первый интервал сопоставим с Sm–Nd возрастом базальтов, равным 383 ± 38 млн лет [5], а второй с K–Ar возрастом ультракалийевых трахитов, составляющим 271–288 млн лет [8].

Проведенные U–Pb локальные исследования цирконов свидетельствуют о дискретности гранитогенеза, то есть объединение гранитоидов Ижемской зоны в один комплекс ошибочно. Наиболее древние граниты с возрастом, сопоставимым с гренвилльскими событиями, вскрыты

скв. 1-Южная Болотная в центральной части Ижемской зоны. Орогенные гранитоиды из скважин 1-Нижняя Омра и 1-Прилуцкая, расположенных на юго-востоке зоны, приурочены к границе рифея-венда, а из скв. 11-Малая Пера (восточная часть) — к границе нижнего-верхнего венда.

Наличие возрастов более 1.3 млрд лет, полученных по окатанным ядрам цирконов, по-видимому, обусловлено унаследованностью из гранитообразующего субстрата. Обращает на себя внимание их корреляция с возрастными детритовых цирконов из рифейских терригенных отложений барминской серии Северного Тимана [2] и джежимской свиты Южного Тимана [7].

Исследования выполнены в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 4 по инициативному проекту УрО РАН № 12-У-5-1013, а также при поддержке NSF, грант № 0948673 (руководитель Э. Л. Миллер) и Программы Фулбрайта для ученых, грант № 68130147.

Литература

1. Андреев В. Л., Куликова К. В., Ларионов А. Н. U–Pb возраст плагиогранитов Малыко (Полярный Урал) // Известия Коми НЦ УрО РАН, 2012. № 4. С. 60–66.
2. Андреев В. Л., Соболева А. А., Герелс Дж. U–Pb-возраст детритовых цирконов из верхнедокемб-

рийских терригенных отложений Северного Тимана // ДАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 562–566.

3. Белякова Л. Т., Богацкий В. И., Богданов Б. П. и др. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. Ухта: ГУП РК ТП НИЦ, 2008. 288 с.

4. Борисова Е. Ю., Бибикина Е. В., Доброженецкая Л. Ф., Макаров В. А. Геохронологическое изучение циркона гранито-гнейсов Кокчетавского алмазоносного района // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 6. С. 801–805.

5. Ваганов В. И., Голубев Ю. К., Щербакова Т. Е. и др. Природа “туффизитов” Среднего Тимана в связи с проблемой коренных источников алмазов. М.: ЦНИГРИ, 2001. 50 с.

6. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. С. 95–107.

7. Кузнецов Н. Б., Натанов Л. М., Белоусова Е. А. и др. Первые результаты U/Pb-датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 798–805.

8. Мальков Б. А. Герцинский бостонитовый комплекс Среднего Тимана // Геология европейского севера России. Сб. 4. Сыктывкар, 1999. С. 43–47.

9. Gee D. G., Beliakova L., Pease V. et al. New, Single Zircon (Pb-Evaporation) Ages from Vendian Intrusions in the Basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica // Polarforschung. 1998 (erschienen 2000). V. 68. P. 161–170.

Петро- и геохимические особенности рифейских черных сланцев паунской свиты Среднего Тимана

И. И. Голубева¹, Е. И. Терентьева^{2,3}

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, ²ЗАО «Миреко»,

³Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар

Рифейские черные сланцы паунской свиты Среднего Тимана давно привлекают внимание как перспективные рудовмещающие породы [2]. В настоящее время черные сланцы паунской свиты хорошо изучены в связи с выявлением коренного золото-сульфидного рудопроявления, вскрытого при поиске и разведке месторождения бокситов на Ворыквинско-Светлинской площади Среднего Тимана [4]. Перспективность золотоносности данного изучаемого района и других участков развития черносланцевых толщ Тимана отмечена, как умеренно положительная.

В нашем распоряжении был керн черных сланцев паунской свиты из скважины К1, расположенной в районе Цилемского Камня, и скважин 39 пс, 312 пс, 318 пс, У-30, У-26, пробурен-

ных с целью разведочных работ на территории Ворыквинского бокситового месторождения. Черные сланцы паунской свиты (RF₃ pn) находятся в ее основании и перекрываются тонкослоистыми филлитовидными алевроитистыми сланцами с прослоями и пачками метаморфизованных известняков доломитов реже кварцито-песчаников [4]. На Цилемском Камне отложения свиты картируются в центральной части. В районе Ворыквинско-Светлинской площади бокситового месторождения вскрытая паунская свита, приурочена к юго-восточному борту Четласской горст-антиклинали и распространена в зоне Центрально-Тиманского разлома.

Черные сланцы, как правило, имеют микрополосчатую текстуру, обусловленную неравно-

мерным распределением углеродистого пылевидного вещества и хлорит-кварц-серицитового агрегата в виде переслаивающихся слоев с варьирующей мощностью. Сланцеватая текстура подчеркивается ориентированным ростом серицита и хлорита. В породах интенсивно прошли структурные перестройки за счет дислокационных деформаций. Вследствие этого первичные слоистые текстуры осадочного происхождения постепенно затушевываются или исчезают вообще (рис. 1а). В терригенно-углеродистых сланцах, как правило, хорошо проявляется кливаж пльчатости, расположенный относительно первичной слоистости под определенным углом (рис. 1б). На первом этапе пластичной деформации разрушается целостность слоистости с образованием фрагментов с ненарушенной первичной полосчатой текстурой. За счет межплоскостного скольжения фрагменты с реликтовой текстурой обтекаются тонкими кливажными зонами, и образуются микроочковая структура (рис. 1в).

Породы на Цилемском Камне имеют однообразный хлорит-кварц-серицитовый состав. В них встречаются альбит, турмалин, рутил, лейкоксен. Черные сланцы, вскрытые на участке разведочных работ Ворыквинского бокситового месторождения, представлены не только терригенными, но и карбонатно-углеродистыми разновидностями. В углеродисто-карбонатных сланцах диагностируется кальцит, серицит и лейкоксен в виде лепешковидных агрегатов, концентрирующиеся около магнетит-пиритовой минерализации. В углеродисто-терригенных сланцах Ворыквинского рудного поля отмечается серицит (20–30 %), иногда хлорит (меньше 1 %). Лейкоксен в данных породах тоже имеет место, образует с кварцем линзовидные агрегаты зонального строения.

Углеродистое вещество в сланцах распределяется равномерно, но чаще в виде слоев. Его количество по аналитическим данным колеблется в пределах от 0.42 до 3.98 %. Температуры эн-

дотермического эффекта фазового превращения углеродистого вещества на изучаемых двух участках резко различаются. На Цильменском Камне максимальные значения температур имеют в среднем около 455 °С, тогда как на территории Ворыквинского месторождения — 231 °С. Однако, минеральный состав пород на Цилемском Камне свидетельствует об образовании их в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма (100–250 °С), поэтому полученные температуры фазового превращения углеродистого вещества характеризуют только само вещество. Изотопные характеристики $\delta^{13}\text{C}$ (–19.7 ÷ –26.9) отвечают значениям типичным углеродистому веществу органического происхождения.

В углеродисто-терригенных сланцах средние содержания оксида кремния колеблются от 56.60 до 64.50 %. Значения ГМ (0.28–0.44) по литохимической классификации Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [8] соответствуют силитам или силаллитам. Породы характеризуются относительно высоким ТМ — от 0.03 до 0.06 (в среднем — 0.05), свидетельствующим о присутствии базитового компонента в источнике сноса. Это же подтверждает расположение фигуративных точек составов на диаграмме НКМ-ФМ, сосредоточенных в поле хлорит-монтмориллонит-гидроослюистых глинистых пород (рис. 2). Содержание элементов-примесей в черных сланцах паунской свиты зависит от литотипа породы. В карбонатно-углеродистых сланцах некоторые элементы, такие как В (15–23 г/т), Ва (127–219 г/т), Cs (1.8–2.9 г/т), Cr (18–29 г/т), Co (5.0–6.0 г/т), Cu (2.7–13.0 г/т), W (0.6–1.5 г/т) имеют значения в несколько раз ниже по сравнению с мировыми кларками, а другие, как Cd (0.02–0.1 г/т), Zn (4.4–7.7 г/т), Ga (0.75–5.2 г/т), Te (0.02–0.07 г/т), Sb (0.2–0.5 г/т), Zr (130 г/т) в десятки и сотни раз [6, 7]. Концентрации Rb (110–119 г/т) и Та (до 6.2 г/т) в этих же сланцах превышают кларковые значения в несколько раз и являются аномальным явлением, так как данные элементы характерны для терри-

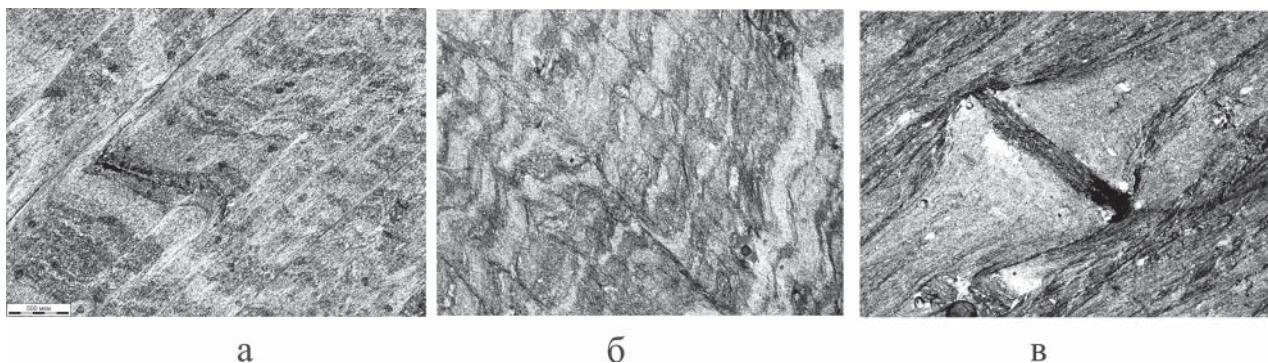


Рис. 1. Текстуры деформационного течения в черных сланцах паунской свиты: а — кристаллизация серицита вдоль плоскостей кливажа постепенно затушевывает первичную полосчатую текстуру; б — кливаж пльчатости располагается под углом к первичной слоистости; в — фрагменты первичной реликтовой текстуры обтекаются тонкими зонами кливажа.

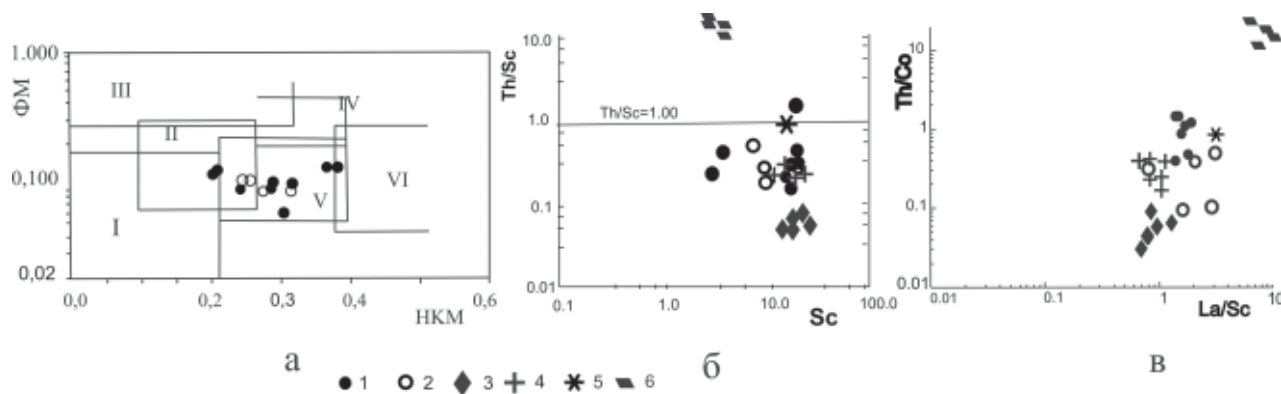


Рис. 2. Размещение фигуративных точек составов черных сланцев паунской свиты на диаграммах реконструкции первичного вещества метаморфитов и источников сноса осадочного материала: а — диаграмма НКМ—ФМ, поля глинистых пород: I — преимущественно каолинитовых, II — преимущественно монтмориллонитовых с примесью каолинита и гидрослюд, III — преимущественно хлоритовых с примесью гидрослюд, IV — хлорит-гидрослюдистых, V — хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистых, VI — гидрослюдистых со значительным количеством дисперсных частиц полевых шпатов; б — диаграмма Th/Sc — Sc; в — диаграмма Th/Co — La/Sc. Условные обозначения: 1 — черные сланцы паунской свиты района Ворыквинско-Светлинского бокситового месторождения, 2 — черные сланцы паунской свиты Цильменского Камня, 3 — базальты [3], 4 — андезиты [1], 5 — верхняя континентальная кора [6], граниты А-типа [7].

генно-углеродистых сланцев. В исследуемых карбонатно-углеродистых сланцах сумма РЗЭ не превышает 36.0—67.0 г/т, что почти в два раза меньше кларковых значений для данного литотипа. Небольшие содержания редкоземельных элементов характерны и для терригенно-углеродистых сланцев, в которых сумма данных элементов колеблется в пределах 97—109 г/т. Типичные для терригенно-углеродистых сланцев такие элементы как Ва, V, Мо в изучаемых породах находятся на уровне геохимического фона (соответственно 145.0 — 390.0 г/т; 57.0 — 168.8 г/т; 0.3 — 21.6 г/т). Отмечаются очень низкие концентрации U (1.5 — 4.6 г/т), Sr (14.0 — 58.0 г/т), но повышенные содержания Li (до 105 г/т). В терригенно-углеродистых сланцах ниже кларковых значений имеют следующие элементы: В (1.9 — 3.4 г/т), Ве (2.2 — 3.4 г/т), Sc (12 — 20 г/т), Cr (66.0 — 91.0 г/т), Co (2.4 — 14.0 г/т), Ni (9.0 — 37.9 г/т), Cd (0.1 г/т), Sb (1.3 — 5.7 г/т), Cu (12.6 — 40.7 г/т), Zn (19.2 — 84.4 г/т), Ga (2.0 — 26.8 г/т), Rb (35.0 — 92.0 г/т), Y (6.9 — 12.5 г/т).

На дискриминационных диаграммах (Th/Sc — Sc и Th/Co — La/Sc), применяемых для восстановления источников сноса осадочного материала, фигуративные точки составов черных сланцев сосредоточены ближе к полям основных пород (рис. 2). Для достоверности выводов по реконструкции поставщика осадочного материала на диаграммы были нанесены данные химических составов базальтов, андезитов и лейкократовых гранитов.

Таким образом, убогие концентрации элементов-примесей являются характерной геохимической чертой черных сланцев паунской свиты, обусловленные, по-видимому, невысокими

содержаниями углеродистого вещества и примесью вулканогенного базитового материала.

Литература

1. Волчек Е. Н., Червяковский В. С. Геохимические особенности андезитов восточной зоны Среднего Урала // Ежегодник-2010, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158, 2011. С. 86—90.
2. Кочетков О. С. Золотоносность Тимана // Руды и металлы. № 4, 1996. С. 66—79.
3. Медведев А. Я., Альмухамедов А. И., Кирда Н. П. Геохимия пермо-триасовых вулканитов Западной Сибири // Геология, геофизика. 2003. Т. 44, № 1—2. С. 86—100.
4. Оловянишников В. Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 162 с.
5. Сиротин В. И. Ревизионно-поисковые работы по оценке золотоносности черносланцевого комплекса позднего рифея в пределах Ворыквинско-Светлинской площади (Республика Коми). Книга 1. Ухта. Санкт-Петербург. Инвентарный № 16050, Комигеолфонд, Сыктывкар, 2009. 259 с.
6. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора и ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 383 с.
7. Удортатина О. В., Капитанова В. А., Андреичев В. Л. Гранитоиды Харбейского массива (Полярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2006. № 4. С. 39—50. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 120)
8. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука. 1988. 272 с.
9. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Наука, 1994. 303 с.
10. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 490 с.

Типизация гранитоидов Приполярного Урала на основе результатов изучения морфологических особенностей и состава циркона

Ю. В. Денисова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Гранитоиды на Приполярном Урале залегают преимущественно среди доордовикских образований. Преобладающие датировки возраста этих пород, полученные разными методами (640—490 млн. лет), подтверждают принадлежность гранитоидов к доуралидам [1]. Геологическое положение некоторых гранитоидных массивов и полученные для слагающих их пород древние реликтовые датировки, указывают на реальность проявления магматизма в допозднерифейское время. При этом не исключается раннепротерозойский возраст гранитоидов, пространственно связанных с метаморфитами няртинского гнейсо- мигматитового комплекса [4].

Вмещающими для Бадьяюского и Яротского массивов являются верхнерифейские отложения мороинской свиты. Кожимский массив залегает среди отложений пуйвинской свиты среднего рифея. Николайшорский массив пространственно ассоциируется с гнейсами няртинского метаморфического комплекса раннепротерозойского возраста.

Для выяснения возможности использования циркона в целях корреляции как наиболее устойчивого акцессорного минерала проведено изучение наиболее характерных его черт, а так же определены геохимические особенности минерала для каждого из изученных гранитоидных массивов. Кратко они охарактеризованы ранее [2].

Первый морфологический тип наиболее распространен во всех гранитоидах Приполярного Урала и представлен бесцветным прозрачным короткопризматическим цирконом. Облик кристаллов обусловлен развитием призмы (110) и дипирамиды (111). Размер кристаллов — 0.05—0.25 мм. Коэффициент удлинения — 0.6—1.2. Поверхность граней гладкая, блестящая. Имеет место симметричная зональность. Часто встречаются включения кварца, апатита. Так же можно встретить включения эпидота (Яротский и Кожимский массивы) и монацита (Николайшорский массив). Содержание цирконов первого типа оставляет 60—70 % (85—95 % для Кожимского массива) от общего объема этого минерала в породе. Светлая окраска, подтвержденная высоким содержанием HfO_2 (до 1.49 — Бадьяюский массив), позволяет отнести циркон данного типа к самой поздней генерации для всех массивов [3]. Кроме того, отмечается повышенное среднее содержание TR_2O_3 (1.53) у цирконов Николайшорского массива, низкое среднее содержание ThO_2

(0.14) и UO_2 (0.16) — у цирконов Яротского массива (см. таблицу).

Темно-коричневый короткопризматический прозрачный циркон выделен во второй морфологический тип. Облик кристаллов идиоморфный. Развита грани (100), (110). Присутствует (111) дипирамида. Размер таких кристаллов — 0.1—0.25 мм. Коэффициент удлинения — 0.8—1.3. Внутреннее строение, как правило, зональное. Поверхность гладкая, блестящая. Среди включений распространены изометричные образования кварца, апатита. Так же в отдельных зернах присутствуют включения эпидота (Яротский и Кожимский массивы). Содержание цирконов второго типа в среднем 10—20 (25) % (1—5 % для Кожимского массива) от общего объема минерала в породе. Для цирконов Бадьяюского массива характерно повышенное среднее содержание TR_2O_3 (1.61) (таблица). Пониженное среднее содержание HfO_2 (до 1.19 — Яротский массив) дает возможность утверждать, что второй морфотип выделился на ранних этапах кристаллизации гранитоидов.

Третий морфологический тип составляют бесцветные прозрачные цирконы длиннопризматического габитуса. Размер кристаллов 0.5—0.9 мм, коэффициент удлинения — 1.5—4.0 (3.0—7.0 для цирконов Николайшорского массива). Облик кристалла, обусловленный развитием граней (100), (110), идиоморфный. В отдельных зернах отмечаются включения кварца. Содержание циркона данного морфологического типа 10—15 % (1—5 % для Кожимского массива) от общего состава содержания минерала в породе.

Четвертый морфологический тип циркона встречается только в гранитах Бадьяюского массива. Это темно-коричневый циркон длиннопризматического габитуса размером 0.6—0.8 мм с коэффициентом удлинения — 2.0—3.5. Поверхность гладкая, блестящая. Облик кристалла обусловлен развитием граней (100), (110). В некоторых кристаллах отмечаются включения кварца. Содержание циркона данного морфологического типа 1—5 % от общего состава содержания минерала.

Пятый морфологический тип характерен только для гранитоидов Николайшорского массива и представлен светло-желтыми матовыми окатанными цирконами. Размер кристаллов — 0.25—0.5 мм. Коэффициент удлинения — 0.7—1.2. Поверхность шероховатая. В отдельных зернах

Химический состав цирконов из гранитоидов Приполярного Урала, мас. % (по данным микрозондового анализа)

	Массив															
	Бадьянский				Яротский				Кожимский				Николайшорский			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
SiO ₂	32.49	32.50	32.38	32.18	32.41	32.63	32.58	32.15	32.53	32.03	31.72	32.44	32.47	32.03		
Y ₂ O ₃	0.26	0.58	0.41	0.58	0.57	0.49	0.17	0.62	0.38	0.62	0.36	0.49	0.56	0.57		
ZrO ₂	64.63	64.90	64.91	64.59	64.31	64.93	65.21	63.82	64.21	63.93	64.81	64.43	64.08	64.90		
ThO ₂	0.21	0.20	0.27	0.26	0.14	0.23	0.21	0.26	0.20	0.33	0.27	0.28	0.27	0.07		
TR ₂ O ₃	1.34	1.61	1.42	1.67	1.21	1.41	1.52	1.45	1.36	1.25	1.53	1.29	1.56	1.39		
HfO ₂	1.49	1.25	1.38	1.35	1.31	1.19	1.25	1.46	1.33	1.40	1.47	1.27	1.31	1.24		
UO ₂	0.24	0.24	0.23	0.27	0.16	0.14	0.25	0.23	0.17	0.27	0.20	0.29	0.22	0.27		
Al ₂ O ₃	0.19	0.15	0.09	0.11	0.19	0.09	0.06	0.13	0.16	0.21	0.13	0.12	0.14	0.12		
Fe ₂ O ₃	0.10	0.10	0.12	0.14	0.16	0.13	0.07	0.15	0.11	0.15	0.08	0.09	0.13	0.16		
Сумма	100.94	101.54	101.20	101.17	100.45	101.24	101.33	100.28	100.45	100.19	100.58	100.69	100.74	100.75		
Кол-во анализов	20	20	15	20	20	15	15	20	15	15	20	15	20	15		

Примечание. Место отбора проб: **Бадьянский массив**, проба К-29, в истоках р. Бадьяно, на левом берегу ручья в 300 м выше левого притока (серые граниты); **Яротский массив**, К-33 – левобережье р. Малая Ярота в 350 м от ручья примерно в 2 км выше устья (серо-зеленый гранит); **Кожимский массив**, К-5 – в 1250 км по азимуту 90° от высоты с отметкой 1119 м, в истоках ручья, впадающего в ручей Кожим-Вож (гранит); **Николайшорский массив**, К-2 – правый берег ручья Янто-Шор в 200 м выше устья (полосчатый серый биотит-мусковитовый гранит).

можно встретить включения кварца. Содержание цирконов этого типа оставляет 5 — 10 % от общего объема этого минерала в породе. Отличительная особенность окатанного акцессорного циркона — низкое содержание HfO_2 (1.24), что позволяет предположить, что данный морфотип, наряду со вторым морфотипом, относится к ранней генерацией циркона Николайшорского массива (см. таблицу).

Для всех гранитов общими являются цирконы трех первых морфологических типов. При этом во всех гранитах цирконы первого морфотипа являются преобладающими, особенно сильно это выражено в гранитах Кожимского (содержание от 85 до 95 %). Это может указывать на близкие условия формирования гранитоидов, либо в случае полихронного образования массивов — на близкие условия формирования заключительных фаз гранитообразования. Последнее более предпочтительно.

По геохимическим особенностям цирконов и характеру включений гранитные массивы разделяются на три группы: 1) Бадьяуский и Яротский массивы; 2) Кожимский массив; 3) Николайшорский массив.

Наличие большого количества (10—15 %) окатанных цирконов в породах Николайшорского массива может указывать на то, что граниты образовались по субстрату первично-осадочных по-

род, т.е. являются автохтонными образованиями. Наличие в породах этого массива цирконов с ядрами (III тип) может свидетельствовать о полихронном формировании гранитоидов. Преобладание в породах Николайшорского массива цирконов I морфотипа, аналогичного цирконам в других массивах, является признаком ремобилизации процессов гранитообразования, которые, скорее всего, проявлялись одновременно становлением Бадьяуского и Яротского массивов.

Литература

1. *Андреичев В. Л.* Геохронология гранитоидного магматизма Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, 2010. № 11. С. 7—12.
2. *Денисова Ю. В.* Особенности акцессорных минералов гранитных массивов Приполярного Урала // Геология европейского севера России (Труды Института геологии Коми научного центра УрО РАН, вып. 125). Сыктывкар, 2009. Сб. 7. С. 62—72.
3. *Ляхович В. В.* «Цирконовый метод»: достоинства и недостатки. Статья II. // Вестник Воронежского университета, № 9, 2000. С. 124—127.
4. *Пыстин А. М., Пыстина Ю. И.* Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации // Известия КНЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2011. Вып. 4 (8). С. 14—19.

Ультраосновные щелочные породы Среднего Тимана

Е. Г. Довжикова, Л. П. Бакулина

Ухтинский государственный технический университет, Ухта

На Среднем Тимане щелочные пикриты, фениты и карбонатиты известны достаточно давно. Изучением этих пород до 80-х годов прошлого века занимались М. И. Осадчук, Ю. П. Ивенсен, Ю. Д. Смирнов, В. Г. Чёрный, В. И. Степаненко и другие. Щелочные ультрабазиты дайковой серии вместе с метасоматитами были объединены в четласский комплекс. Эти породы распространены в юго-восточной части Четласского Камня на огромной площади, слагают небольшие, мощностью несколько десятков метров, крутопадающие тела, прорывающие протерозойские отложения четласской и быстринской серий. Протяжённость даек, как правило, от нескольких десятков метров до нескольких километров.

Размещение даек контролируется системой разломов северо-восточного простирания. В зонах пересечения этих разломов с северо-восточными нарушениями наблюдаются штоки, или

дайки осложняются раздувами. Текстура пород массивная или брекчиевая.

Дайки слагают группы сближенных субпараллельных тел северо-восточного простирания, которые образуют дайковые поля. Строго говоря, между этими полями нет чётких границ — дайки встречаются то чаще, то реже.

В 80-х годах в ходе поисковых работ на алмазы скважинами были вскрыты незатронутые гипергенезом породы, что определило новый этап в их изучении. Классификация и номенклатура этих пород достаточно сложна и запутана. Подавляющее большинство дайковых тел сложено флогопит-пироксеновыми пикритами. Они представляют собой черные, тёмно-серые или зеленоватые породы, которые в зону гипергенеза превращаются в бурую или голубоватую слюдисто-глинистую массу. Первично-магматическая структура порфировая. Вкрапленники представлены магнезиаль-

ным оливином (10–30 %) и титанавгитом (5–15 %). Основная масса сложена оливином (5–10 %), титанавгитом (15–50 %), паргаситом (0–3 %), флогопитом (1 %), плагиоклазом № 55–60 (0–5 %), постмагматическими гастингситом (5–75 %) и флогопитом (5–60 %) и другими вторичными минералами: тремолитом, серпентином, роговой обманкой, эпидотом, хлоритом, кальцитом. Очень характерна пойкилобластовая структура, обусловленная развитием крупных пойкилокристаллов автотоморфических флогопита и гастингсита. В пикритах часто присутствуют ксенолиты вмещающих пород, обычно близ эндоконтактов, причём крупные их обломки мало смещены относительно рамы. Это указывает на инжектирование магмой вмещающих пород, чаще всего, без участия эксплозивных процессов. Кроме того, часто наблюдаются обломки мантийных дунитов и верлитов, для которых установлено реститовое происхождение, представленные ассоциацией оливина, хромистого пироксена и хромшпинелида, а также ультрамафитов кумулятивного происхождения.

Кроме пикритов в дайковой серии выделяются субщелочные оливиновые долериты, развитые незначительно. Кроме обычных минералов пикритов они содержат до 50 % основного плагиоклаза в основной массе и являются единственными дифференциатами пикритовой магмы. Для фенитов и карбонатитов установлен метасоматический генезис и послепикритовый возраст [4]. Они локализованы в тех же зонах разломов, что и щелочные пикриты. По осадочно-метаморфическому субстрату под воздействием постмагматического щелочного флюида [2] возникли лейкократовые и меланократовые фениты, сложенные эгирином, щелочным амфиболом, микроклином и альбитом. По щелочным пикритом развивались флогопитовые слюдиты, полевошпатовые метасоматиты и карбонатиты.

Изучение вещественного состава ультраосновных пород занимались геологи УГРЭ Чёрный В. Г., Довжиков Н. А., авторы этого доклада и многие другие. Эти исследования изложены в отчётах Н. А. Айбабина в 1982 году, Г. А. Дубины в 1983 году и В. Г. Чёрного в 1983 году, но опубликовано в печати, к сожалению, было очень мало. Пикриты не оправдали надежды на месторождения коренных алмазов, и примерно с середины 80-х годов работы по ним были остановлены.

Особенно не повезло участку «Исток Мезени». Породы, названные кимберлитами, были вскрыты скважинами позже других и данные по ним никогда не публиковались. Эти породы слагают штоки небольшой мощности, фиксируемые магнитными аномалиями. Текстура брекчиевая или массивная. Характерно почти полное отсутствие пироксена во вкрапленниках (кроме што-

ка М-1). Структуры порфировые и сериально-порфировые, количество оливиновых вкрапленников иногда достигает 85 % (шток М-8). Породы, в отличие от пикритов, содержат большое количество хромшпинелидов (до 10 %, шток М-11), а также пироп и хромдиопсид. Химический состав хромшпинелидов, пиропов и хромистого пироксена изучался на рентгеноспектральных микроанализаторах JXA-5A и «Самебах» в лабораториях Новосибирского государственного университета и ЦНИГРИ.

Пиропы характеризуются розовой и фиолетовой окраской различных оттенков и интенсивности. Показатели преломления 1.737–1.756. Содержание Cr_2O_3 варьирует от 1.34 до 3.87 вес. %, содержание CaO — от 4.63 до 6.0 вес. %. Mg -компонент — 68.1–73.4 %, железистость — 18.2–22.3 %. Подобные значения характерны для пиропов лерцолитового парагенезиса. Возможно, пиропы принадлежат к глубинной ассоциации оливин-I — хромистый клинопироксен — пироп, условия кристаллизации которой соответствуют самым низким зонам шпинель-пироксеновой фации глубинности [3].

В составе хромистого пироксена установлено довольно высокое содержание Cr_2O_3 — 1.62 вес. %, пониженное содержание Na_2O — 0.75 вес. % и повышенное Al_2O_3 — 5.22 вес. %. Температура кристаллизации, оцененная по диаграмме Ca-Al-Mg-Fe [1], составляет ~ 995 °C.

Хромшпинелиды по химическому составу являются малохромистыми, высокомагнезиальными, глиноземистыми и характеризуются низкими содержаниями титана, что не характерно для кимберлитов Якутии и других алмазоносных провинций и даже пород, выполняющих трубки на Вольско-Вымской гряде.

Обломочный материал чаще всего представлен порфировыми породами, идентичными вмещающим кимберлитам и фенитизированными породами рамы. Наблюдались редкие обломки оливиновых мелилититов, что достаточно интересно. Оливиновые мелилититы слагают трубки Умбинского кимберлитового поля на Вольско-Вымской гряде и считаются более молодыми по отношению к породам четласского комплекса.

Щелочно-ультраосновные породы Четласского Камня обладают редкоземельно-редкометаллальной минерагенической специализацией. Изохронный возраст слюдистых пикритов участка Косью, по данным В. Л. Андреичева, составляет 827 млн. лет.

Выводы о неперспективности этих пород на обнаружение промышленных месторождений алмазов не подвергается сомнению, даже после выделения нового промышленного типа коренных источников алмазов — лампроитов. Лампро-

иты трубки Аргайл в Австралии алмазоносны, но известны и неалмазоносные лампроиты, так же, как и кимберлиты, и нередко эти магматические тела наблюдаются на одной территории. Во всяком случае, необходимо провести дополнительное тематическое исследование пород четласского комплекса Среднего Тимана.

Литература

1. Владимиров Б. М., Волянюк И. Я., Пономаренко А. И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М., Наука, 1976.
2. Довжиков Н. А. Минералогия и геохимические особенности щелочно-ультраосновной дайковой серии Среднего Тимана: Автореф. ... дис. к. г.-м. н. Л., 1986. 36 с.
3. Довжиков Н. А., Довжикова Е. Г., Смыслов С. А. Клинопироксены из щелочно-ультраосновных пород дайкового комплекса Среднего Тимана // ДАН СССР. Т. 114, вып. 5. 1985. С. 599—605.
4. Степаненко В. И. Особенности геологического строения и состава карбонатитового комплекса Среднего Тимана // Рудообразование на Тимане и севере Урала. Сыктывкар, 1979. С. 52—61.

К вопросу о возрасте метаморфических пород Харбейского антиклинория (Полярный Урал)

А. Л. Коновалов, А. П. Казак, А. В. Черкашин

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

В восточной части Полярного сектора Уральской складчатой системы, докембрийские метаморфические образования распространены на Собско-Байдарацком междуречье, в пределах Харбейской антиклинорной структуры. Эти породы рассматриваются в составе двух структурно-вещественных комплексов (СВК): *харбейского амфиболитово-гнейсового*, возраст которого датируется нижним протерозоем(?) и среднерифейско-раннекембрийского(?) *зеленосланцевого*. Ряд исследователей Г. П. Софронов (1956), В. Я. Устинов (1958), Н. И. Попович (1957), А. В. Цимбалюк, (1976, 1984) и др., относили амфиболиты и гнейсы к верхнему протерозою, на которых с линзами базальных конгломератов залегают сланцы няровейской свиты. Другие исследователи Ю. Н. Никитин (1964), А. П. Белоусов (1964), В. Н. Воронцов (1965) считали наоборот, что породы харбейского комплекса одновозрастные ранне-среднеордовикским сланцам орангской свиты и залегают несогласно(!) на няровейской и немурюганской свитах. По данным А. И. Шмидта (1974), «галки» гранитоидов, являются результатом очковой гранитизации, местами приводящей к образованию тел микропегматитовых гранитов. По простиранию состав «галеков» меняется и соответствует составам пород окружающих «базальные конгломераты».

В настоящее время *харбейский комплекс* (СВК) включает ханмейхойскую, лаптаюганскую, париквасьшорскую и тектонически-изолированную марункеускую свиты, образованные альбититовыми амфиболитами гранатсодержащими и плагиогнейсами [1]. Последние постепенно замещают амфиболиты вверх по разрезу. В марунке-

уской свите развиты эклогитизированные породы и эклогиты. Слюдистые плагиогнейсы были датированы Pb-Pb методом (ТИЭ) — 2220, 2071, 1765, 1730 млн. л. и U-Pb методом по биотит-мусковитовым плагиогнейсам (с гранатом и ставролитом) париквасьшорской свиты (по трем зернам цирконов) — 1896, 852 и 590 млн. л. [3, 6].

Зеленосланцевый СВК образован верхнехарбейской, минисейшорской (няровейская серия) и немурюганской свитами сложенными интенсивно дислоцированными сланцами хлорит-серицит-альбит-кварцевого состава, иногда углеродистыми. Выше по разрезу (немурюганская свита) сланцы перемежаются с метаэффузивами основного, редко кислого состава, линзами мраморизованных доломитов, метапсаммитов. Возраст верхнехарбейской и минисейшорской свит условно принят среднерифейским по положению в разрезе ниже немурюганской свиты, в которой имеются единичные (ныне проблемные) находки микрофитоцитов IV комплекса. На них с несогласием залегают образования вулканогенно-терригенной сядайской свиты с условным возрастом (судя по положению в разрезе) венд-нижний кембрий (?) [1]. Дислоцированность пород протерозойских структурно-вещественных комплексов исключительно высокая. Отмечается присутствие в породах стильпомелана, парагонита, фенгита, сфена, часто глаукофана.

В результате полевых работ и дальнейших аналитических исследований единичных зерен цирконов U-Pb методом на SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ), были получены новые изотопные датировки метаморфических пород харбейского комплекса.

Ханмейхойская свита. По альбититовым амфиболитам руч. Ровный (правобережье р. Б. Харбей), получены два конкордатных возраста 555 ± 4.0 млн. л. (VSWD=0.27, Prob.=0.60) и 431 ± 4.0 млн. л. (VSWD=0.56, Prob.=0.45), последний вероятно датирует эндогенное событие, связанное с поздним метаморфизмом.

Плагииогнейсы, отобранные по руч. Базовый (лев. притоков р. Б. Хадата), показали конкордатный возраст 675 ± 5 млн. л. (VSWD=0.22, Prob.=0.64), 623 ± 5 млн. л. (VSWD=0.00111, Prob.=0.97), 599.8 ± 4 млн. л. (VSWD=1.3, Prob.=0.25), а по руч. Няровойхадата [4] — 556 ± 8.7 млн. л. (VSWD=0.28, Prob.=0.60). Близкие датировки были получены и в других пробах.

Париквасьиорская свита. По биотит-плагииоклазовому гнейсу из нижней части свиты (руч. Париквасьиор) получен конкордатный возраст 664 ± 5.2 млн. л. (VSWD=0.54, Prob.=0.46) и 518 ± 4.6 млн. л. (VSWD=0.29, Prob.=0.59;.). Первый — видимо соответствует времени их формирования в материнской породе, а второй — времени их метаморфизма. Гранат-биотит-кварц-альбитовый кристаллический сланец средней части свиты имеет конкордатные возраста 518 ± 4.6 млн. л. (VSWD=0.29, Prob.=0.59) и 513.1 ± 12 млн. л. (VSWD=1.3, Prob.=0.25;.). По двум зернам цирконов, получены значения возраста — 642 ± 12 и 1645 ± 24 млн. л.

Марункеуская свита (метаморфический комплекс). По всем точкам, в центре и краям зерен цирконов из гранитизированных гнейсов (руч. Нягар-Нео-Шор) получен один конкордат-

ный возраст 524 ± 3.0 млн. л. (VSWD=0.25, Prob.=0.62). Цирконы из слюдистых гнейсов с правобережья р. Бол. Хадата (выше устья руч. Няхарнеяшор) показали два значения возраста 527 ± 5.0 млн. л. (VSWD=0.064, Prob.=0.80) и 481 ± 3.0 млн. л. (VSWD=1.7, Prob.=0.19). Цирконы из эклогитов (по габбровому субстрату) с г. Габбровой показали конкордатный возраст 485.4 ± 4.0 млн. л. (VSWD=0.59, Prob.=0.44); и 392 ± 13.0 млн. л. (VSWD=0.16, Prob.=0.69). Возраст 392 ± 13.0 млн. л. получен по светлым оторочкам этих зерен и датирует вероятное время формирования эклогитов. Подобные взаимоотношения установлены в цирконах из эклогитов Беломорья [5]. Косвенным свидетельством позднего возраста эклогитов служат Rb/Sr датировки (по валу) глаукофановых сланцев из зоны ГУР, возраст которых по данным М. А. Шишкина составляет 347 ± 72 млн. л. [2].

На правобережье и левобережье (руч. Ступенчатый) р. Б. Харбей установлено, что в зоне тектонического шва, по которому сопряжены амфиболиты ханмейхойской (PR₁?) и сланцы верхнехарбейской (RF₂?) свит, картируется зона дислокационных метаморфитов (тектонитов), в которых присутствуют линзовидные фрагменты субстрата (рис.2), в т.ч. альбитизированных и эпидотизированных пород гранодиоритового состава (SiO₂ — 57.3 и 69.9 %, Na₂O — 2.39 и 3.3 %; K₂O — 0.84 и 2.25 %). Цирконы из обломков гранитоидов показали конкордатный возраст: 612.0 ± 6.7 млн. л. (VSWD= 0.054, Prob.= 0.82), 522 ± 10 млн. л. (VSWD = 0.14, Prob. = 0.71) и

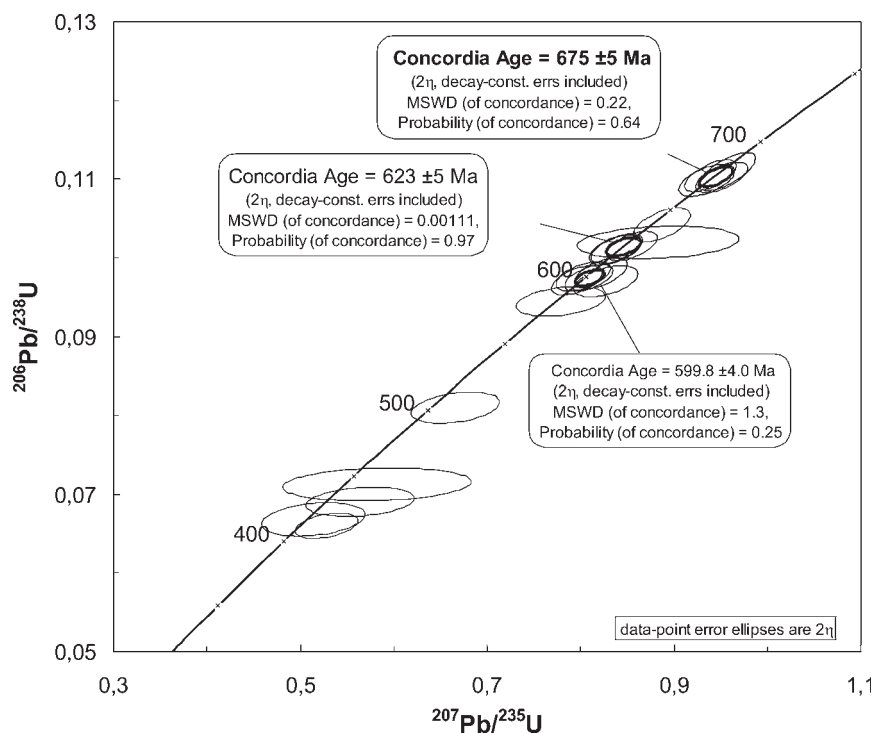


Рис. 1. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсов ханмейхойской свиты (руч. Базовый)

383.8 ± 6.8 млн. л. (VSWD=0.82, Prob.=0.37). Первый — отвечает, вероятно, времени образования гранодиоритов, а последующие фиксируют этапы метаморфизма.

На правом берегу р. Б. Щучья (руч. Пэсавейяха), вдоль контакта этих свит картируется зона милонитов мощностью до 200—300 м, с характерной флазерной сланцеватостью и структурами течения, прослеженная по простираю в коренных выходах на протяжении 8 км. На продолжении этой зоны, на левобережье р. Б. Щучья (устье руч. Лаптаяха), в зоне тектонического контакта, наблюдается небольшой изолированный выход полевошпат-кварцевых метасоматитов с многочисленными псевдогальками кварцевого состава.

Некоторые выводы:

1. U-Pb (SHRIMP-II) изотопные датировки из гнейсов и амфиболитов разных горизонтов харбейского комплекса свидетельствуют о наиболее вероятном вендском времени их формирования. Полученные ранее, из этих же пород Pb-Pb методом (ТИЭ), нижнепротерозойские изотопные датировки, указывают на существование «конфликта» изотопных методов в современной практике геологических работ.

2. Отсутствуют надежные датировки возраста *зеленосланцевого* СВК. Обломки (закатыши) гранитоидов в «базальных» горизонтах среднерифейской(?) верхнехарбейской свиты датируются вендом. Их следует рассматривать как тектонический микстит в зоне шва крупного тектонического нарушения, по которому образования этих СВК совмещены.

3. Пространственное совмещение разновозрастных СВК — *зеленосланцевого* и *харбейского* гнейсо-амфиболитового свидетельствует о значительных тектонических перемещениях относительно друг друга.



Рис. 2. Тектонический микстит с фрагментами субстрата в «основании» верхнехарбейской свиты (руч. Ступенчатый)

Литература

1. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Лист Q-42-I,II (Лаборовая) / Душин В.А., Сердюкова О.П. и др. / Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.
2. Государственная геологическая карта РФ, масштаб 1:1 000 000. Лист Q-41 — Воркута (третье поколение) / Уральская серия. Объяснительная записка / Шишкин М. А., Астапов А. П., Кабатов Н. В. и др. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005. 335 с.
3. Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.
4. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / Ред. А. Ф. Морозов, О. В. Петров, А. Н. Мельгунов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с. + приложения на CD.
5. Особенности геохимии цирконов из эклогитов / Скублов С. С., Бережная Н. Г., Симакин С. Г. и др. // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Петрозаводск. 2011. С. 206—210.
6. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УРО РАН, 2002. 168 с.

Данные по абсолютному датированию Хахаремского массива Оченырдского района Полярного Урала

Е. И. Ланг, М. А. Шишкин

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Хахаремский массив традиционно включается в состав Хахаремского трахириолитового комплекса, который включает субщелочные породы кислого состава [1], прорывающие отложения харотской ($S-D_1$) свиты и локализующиеся в пределах Оченырдского блока. Падение интрузива южное, крутое; северный контакт подорван крупным крутопадающим тектоническим нарушением; а южный осложнен более мелкими дизъюнктивомисубширотного простирания [2]. Лучинным И. Л. породы описывались в составе гранит-липаритовой и липаритовой формаций хахаремского и пайпудынского комплексов [3].

Для массива имеются многочисленные определения радиологического возраста К-Аг методом, которые укладываются в пределах 206–286 млн. лет. Результаты определения радиологического возраста Rb-Sr методом дают значения 387 ± 8 млн. лет (Ронкин Ю.Л. ИГГ УрО РАН) [2].

При составлении Госгеолкарты-1000/3 листа R-42 нами произведено определение абсолютного возраста Хахаремского массива — крупнориолитового тела в районе г. Хахарем-Пэ, являющегося петротипическим массивом для хахаремского комплекса (рис. 1). Массив прорывает терригенные породы минисейской и харотской свит.

Датирование проводилось по единичным цирконам U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, изложенной в [4]. Полученные данные 502.9 ± 6.5 млн лет свидетельствуют о позднекембрийском возрасте массива (ϵ_3-O_1). График конкордантных

возрастов и результаты определений представлены на рис. 2.

Основной объем массива образуют риолиты, обладающие порфировой структурой и массивной текстурой. Породы имеют зеленый, светло-зеленый цвет. Вкрапленники представлены кварцем (около 15 %), калиевым полевым шпатом (около 5 %). Основная масса сложена альбитом, кварцем, ожелезненным мусковитом, биотитом, К-На-полевым шпатом. Вторичные минералы: серицит, эпидот. Акцессорные минералы: ильменит, циркон, пирит, апатит. Основная масса имеет фельзитовую, микрофельзитовую структуру. Периферию массива составляют темно-зеленые фельзитовые риолиты. Породы массива относятся к семейству риолитов по диаграмме TAS для эффузивных пород. Относятся к субщелочному петрохимическому ряду, преимущественно К-На и калиевого типов [2].

Структурно-текстурные особенности пород схожи с ранее описанными породами пайпудынского комплекса [5].

По результатам масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) была построена диаграмма распределения редкоземельных элементов при нормировании к хондриту (значения Anders and Grevesse 1989) в породах хахаремского массива и в риолитах пайпудынского комплекса (рис. 3).

Учитывая все вышеизложенное, считаем целесообразным отнести рассматриваемый массив к раннепалеозойским рифтогенным образованиям пайпудынского комплекса.



Рис. 1. Схема расположения точек пробоотбора на определение абсолютного возраста

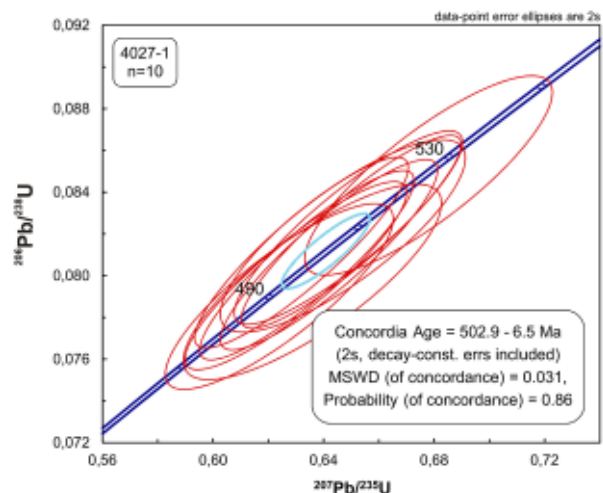


Рис. 2. График конкордантных возрастов риолитов хахаремского комплекса

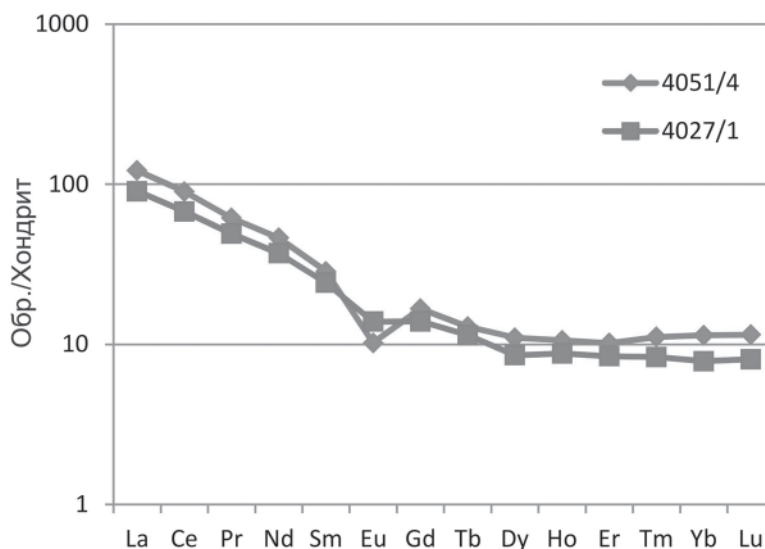


Рис. 3. Распределение РЗЭ в риолитах, относимых к хахаремскому комплексу (проба 4027/1) и пайпудынского комплекса (проба 4051/4). Нормирование производилось по хондриту (значения Anders and Grevesse 1989)

Литература

1. Душин В. А., Микляев А. С. Среднепалеозойский магматизм западного склона севера Урала // Сов. геология. 1990. № 3. С. 3—6.

2. Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Листы R-42-XXXI, XXXII. СПб, 2003 г.

3. Лучинин И. Л. Нижнепалеозойская липаритовая формация Центрально-Уральского поднятия. Автореф. ... дис. к. г.-м. н. Свердловск, 1975.

4. Шишкин М. А., Малых И. М., Матуков Д. И., Сергеев С. А. Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока: Материалы XIV Геол. съезда РК, Сыктывкар, 2004. Т. II. С. 148—150.

5. Ланг Е. И., Шишкин М. А. Новые данные по возрасту нижнепалеозойского кислого рифтогенного магматизма хр. Оченырда // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й науч. конф. Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, 2013. С. 107—110.

Новые изотопные характеристики верхнедокембрийских комплексов северо-восточного обрамления Кольского полуострова (полуострова Средний и Рыбачий)

Ю. В. Михайленко¹, О. С. Кочетков¹, А. А. Соболева²

¹Ухтинский государственный технический университет, Ухта

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Варангер-Тиманский складчатый пояс байкалит [6, 10, 11], или тиманид [4, 8], протяженностью около 2000 км, обрамляет с северо-востока Восточно-Европейскую платформу. Пояс представлен парапородами и магматитами, разделенными на две структурно-формационные зоны (СФЗ): юго-западную и северо-восточную [6]. В пределах Тимана и п-ова Канин СФЗ разделены Главным Тиманским разломом, переходящим в акватории Баренцева моря в разлом Тролльфиорд-Комагелль [5, 6, 8, 10, 11].

Взгляды на тектоническое строение этого региона, также как и на стратиграфию, противоречивы [2, 4—6, 8, 10, 11]. Так, одни исследователи относят отложения юго-западной зоны к области перикратонного опускания Русской плиты, а отложения северо-восточной зоны — к складчатому комплексу байкалит или тиманид [1, 4, 8, 10, 11]. Согласно другой точки зрения, обе СФЗ рассматриваются как область бывшей геосинклинали: внешняя, приплатформенная, юго-западная и внутренняя, северо-восточная [6].

В северо-восточном обрамлении Кольского полуострова наиболее крупные выходы и достаточно полные разрезы байкалид обнажены на п-ове Средний, острове Кильдин (юго-западная зона) и п-ове Рыбачий (северо-восточная зона) [5, 11].

Согласно последней схеме стратиграфии, на п-ове Средний выделяют две серии пород — нижнюю кильдинскую, относящуюся к верхнему рифею, и лежащую на ней с угловым несогласием венд (?)–верхнерифейскую волоковую. На п-ове Рыбачий выделяют эйновскую серию, сменяющуюся согласно, вверх по разрезу образованиями баргутной серии. Возраст обеих серий считается среднерифейским [11] или ранне-позднерифейским [6].

С учетом вышесказанного, нами для уточнения возраста терригенных толщ полуостровов Средний и Рыбачий, определения и сравнения основных источников их обломочного материала были изучены и продатированы методом LA ICP MS детритные цирконы из кварцитопесчаников кильдинской (землепахтинская свита) и волоковой (куяканская свита) серий п-ова Средний и наиболее древней эйновской серии (лонская свита) п-ова Рыбачий. Пробы на датирование были отобраны из нижней части свит. Полученные результаты изображены на рис. 1, характеристика кластогенных цирконов приведена в таблице.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Датировки, полученные по детритовым цирконам из кварцитопесчаников трех изученных свит, соотносятся с известными полнопроявленными тектономагматическими циклами на Балтийском щите: саамским (> 3.15 млрд лет), лопийским (3.15–2.5 млрд лет), карельским (2.5–

2.0 млрд лет), свекофеннским (2.0–1.65 млрд лет) и рифейским (1.65–1.1 млрд лет) [3, 7, 11]. Сопоставление полученных результатов датирования детритных цирконов с возрастом кристаллических комплексов возможных питающих провинций позволяет сделать вывод, что верхнедокембрийские терригенные комплексы п-вов Рыбачий и Средний сформировались за счет продуктов разрушения кристаллических комплексов Фенноскандии.

2. При формировании отложений землепахтинской и куюканской свит п-ова Средний размывались комплексы Фенноскандии с палеопротерозойским и мезопротерозойским возрастами, на долю которых приходится 92 % датировок (69 зерен из 75) в интервале 1080–2394 млн лет (землепахтинская свита) и 95 % датировок (61 зерно из 65) в интервале 1063–2036 млн лет (куяканская свита). Цирконы с архейским возрастом (мезоархей и неоархей) составляют первые проценты. Минимальный возраст цирконов мезопротерозойский: для землепахтинской свиты — 1080 ± 70 млн лет, для куюканской свиты — 1063 ± 70 млн лет. Если считать полученный возраст для землепахтинской свиты временем начала осадконакопления, то датировать свиту следует поздним рифеем. Куюканская свита залегает с размывом и угловым несогласием на каруярвинской свите и нижележащей землепахтинской свите. О верхнем возрастном пределе накопления осадков волоковой серии п-ова Средний (куяканская и пуманская свиты) можно судить по K-Ar возрасту дайки габбро-диабазов, прорывающей эту серию. Ее возраст оценивается в 600 ± 20 млн лет [3].

3. Во время накопления осадков лонской свиты п-ова Рыбачий размывались кристаллические комплексы Фенноскандии, преимуще-

Характеристика детритных зерен циркона

	Свита (серия)	Облик, габитус	Окраска	Размер зерен	Примечание
п-ов Средний	куяканская свита (R_3-(V?)kk) волоковая серия	дипирамидально-призматический	лиловато-розовая, бледно-розовая и винно-желтая	100 - 250 мкм	на КИ* зерна в большинстве случаев лишены ядра и оболочки; в некоторых зернах отмечается трещиноватость; преобладают хорошо окатанные зерна циркона
	землепахтинская свита (R_3zp) кильдинская серия	дипирамидально-призматический	желтовато-коричневый, иногда винно-желтый	100 - 200 мкм	на КИ зерна в большинстве случаев лишены ядра и оболочки; в некоторых зернах отмечается трещиноватость; слабая окатанность зерен циркона
п-ов Рыбачий	лонская свита (R_2ln) эйновская серия	дипирамидально-призматический	коричневый и лиловато-коричневый, сильно изменен (малакон)	50 - 250 мкм	поверхность зерен ямчатая, корродированная; у большинства зерен отмечается трещиноватость; на КИ зерна часто состоят из центрального ядра, окруженного каймой; преобладают неокатанные зерна циркона

* КИ — катодолюминесцентные изображения

ственно неоархейского — 62 % (51 зерно из 83) и палеопротерозойского — 31 % (26 зерен из 83) возрастов, с незначительным участием пород мезопротерозойского (5 %), мезоархейского (1 %) и палеоархейского (1 %) возрастов. Минимальный возраст циркона мезопротерозойский — 1539 ± 80 млн лет. Если считать его временем начала осадконакопления, то датировать лонскую свиту следует ранним рифеем. Эта возрастная граница, полученная для кварцитопесчаников лонской свиты, позволяет рассматривать Рыбачинский блок как более древний по отношению к Средненскому блоку, что не противоречит последней стратиграфии докембрия этих полуостровов.

Литература

1. *Балуев А. С.* Роль процессов континентального рифтинга в эволюции восточной части Балтийского щита в неогене // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах. 2013. С. 20–23.
2. *Баянова Т. Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
3. *Беккер Ю. Р., Негруца В. З., Полевая Н. И.* Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборей восточной части Балтийского щита // ДАН СССР. 1970. Т. 193, № 5. С. 1123–1126.
4. *Кузнецов Н. Б., Натапов Л. М., Белоусова Е. А., Гриффин У. Л. и др.* Первые результаты U/Pb-датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (Увал Джежим-Парма) // Доклады РАН. 2010. Т. 435, № 1. С. 1–8.
5. *Любцов В. В., Негруца В. З., Предовский А. А.* Верхнедокембрийские отложения Кольского побережья Баренцева моря. Апатиты: КНЦ РАН, 1990. 100 с.
6. *Кочетков О. С., Иванов Н. Ф.* О некоторых аспектах формационно-геоструктурного развития Варангер-Тиманского подвижного пояса байкалит // Материалы XV Геол. съезда Республики Коми. 2009. Т. 2. С. 124–127.
7. *Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б.* Геохронология длительных и многоактных процессов магматизма и метаморфизма Кольского докембрия Балтийского щита // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах. 2013. С. 95–97.
8. *Оловянишников В. Г.* Геологическое развитие Северного Тимана и п-ова Канин. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 80 с.
9. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В. А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
10. *Симонов А. П., Губерман Д. М., Яковлев Ю. Н., Снетко П. П. и др.* Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // Доклады РАН. 2002. Т. 384. № 6. С. 795–801.
11. *Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е., Куликов Н. В., Глазнев В. Н. и др.* Эволюция северо-западной части Тимано-Варангерского нефтегазоносного бассейна // Вестник КНЦ РАН. 2011. С. 3–20.

Структурно-текстурные особенности миаскитовых милонитов Ильменогорского массива (Южный Урал)

А. Б. Немов

Ильменский государственный заповедник УрО РАН, Миасс

Ильменогорский комплекс расположен в южной части Вишнево-Ильменогорской региональной сдвиговой зоны, сложен различными по составу магматическими и метаморфическими породами. Ильменогорский миаскитовый массив, входящий в состав комплекса имеет каплевидную форму с размерами 18×4.5 км, сложен биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми миаскитами, характеризующимися линейными и плоскостными текстурами. К северу от массива протягивается Центральная щелочная полоса, сложенная интенсивно дислоцированными миаскитами, соединяющая Ильменогорский и Вишневогорский массивы. Существует не-

сколько гипотез образования миаскитов Ильменогорского массива: «полингенно-метасоматическая» (Роненсон Б. М., Левин В. Я.); «рифтогенная магматическая» (Баженов А. Г., Иванов Б. Н.) и «щелочно-ультраосновная интрузия центрального типа» (Русин А. И. и др.). Изучение петрографических и текстурно-структурных особенностей миаскитов позволяет утверждать, что все породы массива изменены тектоническими и метаморфическими процессами. Большой объём пород Ильменогорского массива представлен тектонитами. Автором были отобраны образцы в южной и северной частях массива. Цель исследования — оценка степени деформации пород в

массиве и классификация тектонитов в соответствии с [1]. Согласно ей в миаскитовом массиве можно выделить **протомилониты** и **милониты**.

Протомилонит по миаскиту характеризуется порфироκластовой и неравномернозернистой (матрикс) структурой и полосчатой текстурой. Порфироκласты сложены индивидами или сростками калиевого полевого шпата (Kfs) и нефелина (Nph) размером от 0.4 до 1.5 мм. Они имеют угловатую, ромбовидную форму, отчетливо маркируются обволакивающим их биотитом (Bt), по порфироκластам характерно развитие деформационных трещин, микросдвигов (рис. 1), и последующее проникновение тонкоперетертого альбит-калиево-полевошпатового (Ab-Kfs) материала. Хрупко-пластические деформации проявляются в волнистом угасании, деформационных двойниках, полосах перегиба, блоковании (рис. 2). Явление динамической перекристаллизации (DR) отражено в преобразовании края порфироκластов в процессе перекристаллизации при изгибе (BLG) в мелкозернистый агрегат из Kfs и

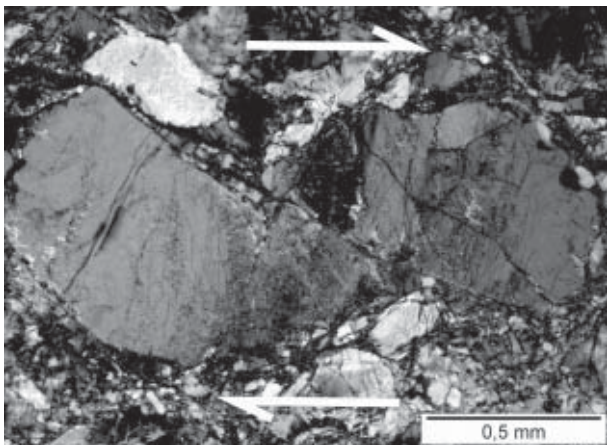


Рис. 1. Порфироκласт Nph. Микросдвиг фрагментов порфироκласта, сонаправленного с общим правым смещением (стрелки) в протомилоните. Николи X

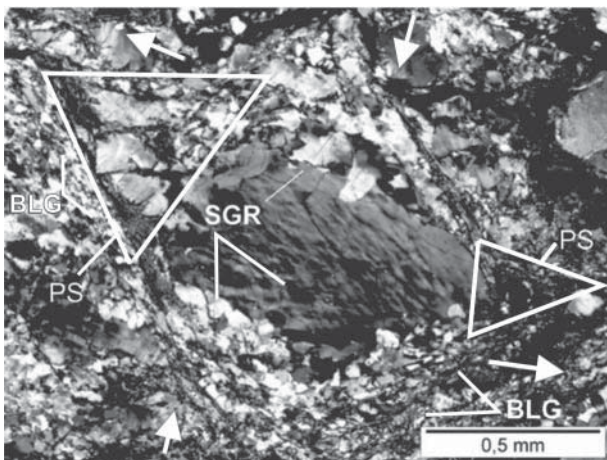


Рис. 2. Порфироκласт Kfs. Порфироκласт подвергается DR в процессе (SGR) по периферии и (BLG) в матриксе. Стрелками показано сжатие и растяжение. Николи X

Ab, с пильчатыми и заливообразными краями. Они формируют «тени давления» (PS) параллельно плоскостям сдвига (С-плоскостям) в местах наибольшего воздействия напряжения (сжатия и растяжения) (рис. 2). А также структур близких к понятию «ядро-мантия» образованных перекристаллизацией при субзерновом вращении (SGR) (рис. 2). В С-плоскостях происходит более тонкое перетирание и DR Kfs-Ab-Bt агрегата, составляющего основную массу матрикса (рис. 3). Порфироκласты Kfs представлены микроκлин-пертитом «пламевидной» формы [2]. По краям порфироκластов наряду с DR, также может происходить замещение Ab (рис. 2), с образованием ксеноморфных мелких зерен (рис. 3). Тонкозернистый матрикс состоит из ксеноморфных зерен ранее деформированных и DR-минералов порфироκластов и новообразованных Ab и Bt с пильчатыми и заливообразными краями, в которых проявлены следы пластичного течения и BLG [3]. Bt в матриксе представлен двумя основными генерациями: Bt₁ гипидиоморфные, удлиненнопризматические зерна, часто деформированные, изогнутые и расположенные в тенях давления (рис. 4); Bt₂

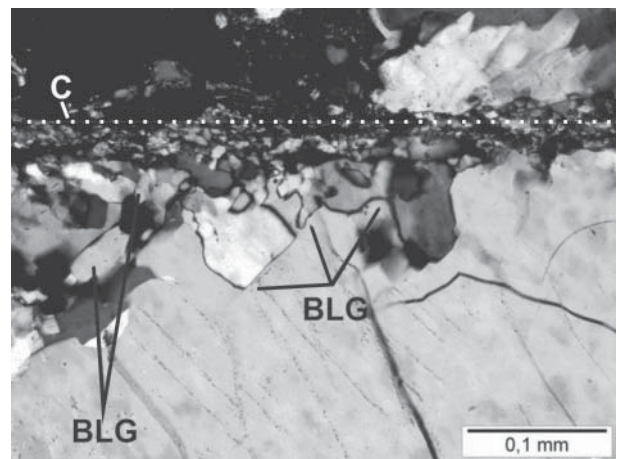


Рис. 3. DR порфироκласта Kfs с образованием матрикса и развитием С-плоскости. Николи X

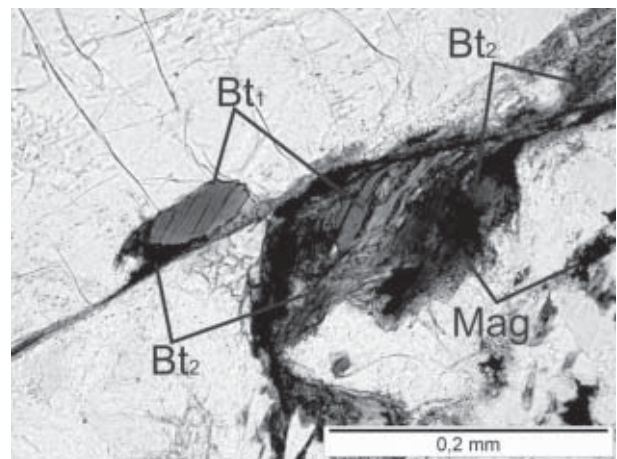


Рис. 4. Bt₁ и образованный по его краю Bt₂. Bt₂ подвергается замещению магнетитом. Николи II

тонкозернистые ксеноморфные чешуйки DR, расположенные в С-плоскостях по краям порфирокласта и в матриксе.

Милонит по миаскиту представлен породой состоящей из хорошо окатанных порфирокластов Kfs и Nph, с отчетливо сформированной структурой «ядро-мантия» (рис. 5), и тонкозернистого Kfs-Ab-Bt матрикса, составляющего 50–80% от общего объема. В них DR биотитовый матрикс преобладает над лейкократовыми минералами (рис. 6). В милонитах возрастает роль пластических деформаций, по сравнению с протомилонитами. Порфирокласты Kfs и Nph здесь сохраняют характерные черты, развитые в протомилонитах, но отражают большее динамическое воздействие и DR. В порфирокластах четко выражена структура «ядро-мантия» образованная явлением SGR (рис. 5). Редко встречаются небольшие 0.02–0.1 мм округлые порфиробласты Kfs и Ab, характеризующиеся резким погасанием и отсутствием деформационно-искривленных зерен (рис. 7), что можно интерпретировать как новообразования, выросшие из субстрата первичных минералов. Матрикс представлен равномерным, тонкозернистым Kfs-Ab-Bt агрегатом, с формой зерен, схожей с

матриksom протомилонита. Тонкозернистый агрегат Bt равномерно распределен в матриксе, препятствуя росту и укрупнению зерен лейкократовых минералов в ходе DR. В отличие от протомилонитов в милонитах появляются характерные индикаторы сдвига (σ -структуры порфирокластов и асимметричные складки) указывающие на общий правый сдвиг, в более поздних секущих милонитах этот сдвиг меняется на левосторонний (рис. 8), который, возможно связан с поздней деформацией и транспрессией отдельных блоков массива.

Выводы. Протомилониты и милониты – породы образованные в ходе хрупко-пластичных деформаций минералов и их частичной перекристаллизации. При этом порфирокласты Fsp и Nph наследуются от первичной породы. Порфиробласты Ab, Fsp и Nph представлены мелкими индивидами в матриксе и редко встречаются в милонитах. Между протомилонитом и милонитом наблюдается постепенный переход с увеличением объема перекристаллизованного матрикса.

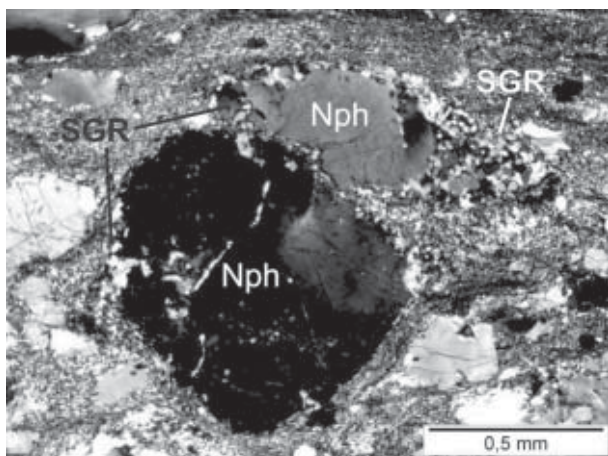


Рис. 5. Окатанные порфирокласты Nph со структурой «ядро-мантия». Николи X

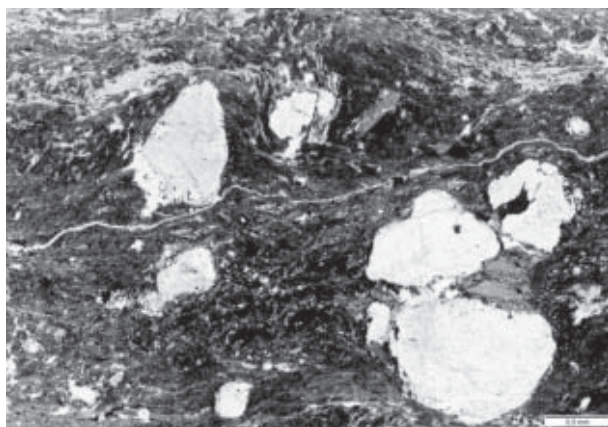


Рис. 6. Милонит по миаскиту, обогащенный Bt. Николи II

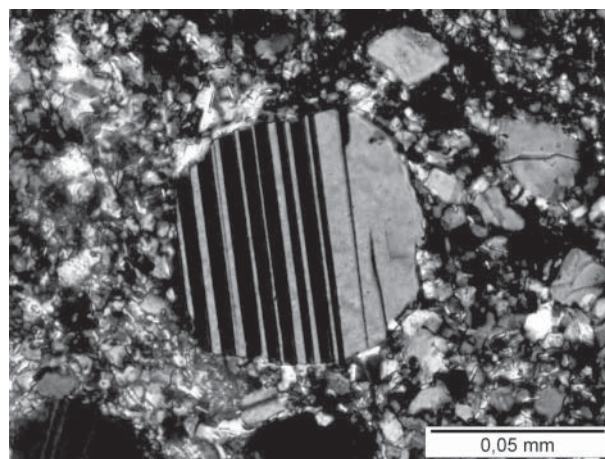


Рис. 7. Порфиробласт Ab с недеформированными полисинтетическими двойниками. Николи X

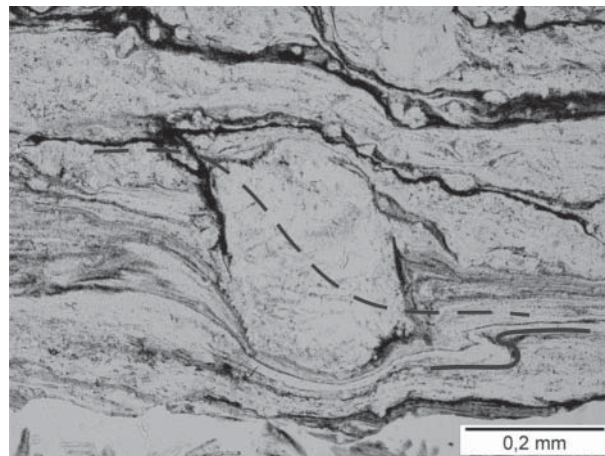


Рис. 8. σ -видная структура порфирокласта Kfs. Пунктирная линия, а также асимметричная складка в нижнем правом углу – левосторонний сдвиг в милоните. Николи II

Литература

1. Atlas of Mylonites — and related microstructures. Rudolph A. J. Trouw, Cees W. Passchier, Dirk J. Wiersma. Springer 2010.

2. Pruer L. L. and Robin P.-Y. F. Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a

paleostress-direction indicator // Journal of Structural Geology, 1996. Vol. 18. P. 1151—1166.

3. Urai J. L., Means, W. D. & Lister G. S. Dynamic recrystallization of minerals. In: Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies — The Paterson Volume (edited by Hobbs B. E. & Heard H. C.). 1986. Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr. 36, 161—199.

Новые данные о U–Pb возрасте пород торасавейского комплекса (побережье Байдарацкой губы)

С. Ю. Петров¹, М. А. Шишкин¹, С. Н. Сычев^{1,2}, С. А. Сергеев¹

¹ФГУП «ВСЕГЕИ», ²СПбГУ, Санкт-Петербург

Впервые выходы магматических пород на юго-западном побережье залива Торасавей были обнаружены О. П. Ушаковым в 1961 году, проводившим на данной территории аэрогеофизические работы. Затем в 1971 г. Н. П. Юшкин и М. В. Фишман более детально исследовали эти магматические породы и выделили их в торасавейский сиенитовый интрузивный комплекс. В 1982 г. В. Л. Андреичев и В. Н. Охотников провели К–Аг изотопное определение возраста торасавейского комплекса и получили возраст 244 ± 5 млн. лет [1].

Нами были отобраны пробы из керна скважин, пробуренных Г. Я. Пономаревым [2] на Торасавейском (проба ГГК-13-147) и на Левдиевском (проба ГГК-1-154) массивах, а также проба 3080/2 из элювиальных отложений в районе сред-

него течения р. Салаяпэха (рис. 1). Массивы и элювиальные высыпки состоят, в основном, из кварцевых монцодиоритов и в подчиненном количестве кварцевых диоритов, монцонитов. Обычно все эти разновидности биотит-роговообманковые, иногда биотит-авгит-роговообманковые. Набор породообразующих минералов постоянен, изменяется только их количественные соотношения. Акцессорные минералы: молибденит, пирит, циркон, алланит, апатит, хромдиопсид (табл. 1).

По петрохимической классификации породы относятся (TAS диаграмма для интрузивных пород) к монцодиоритам и кварцевых монцодиоритам.

В геохимическом плане породы достаточно однородны (табл. 2), с учетом их пространственного положения, а именно, достаточно удаленные друг от друга пробы, можно сделать вывод о достаточно однородном строении массива.

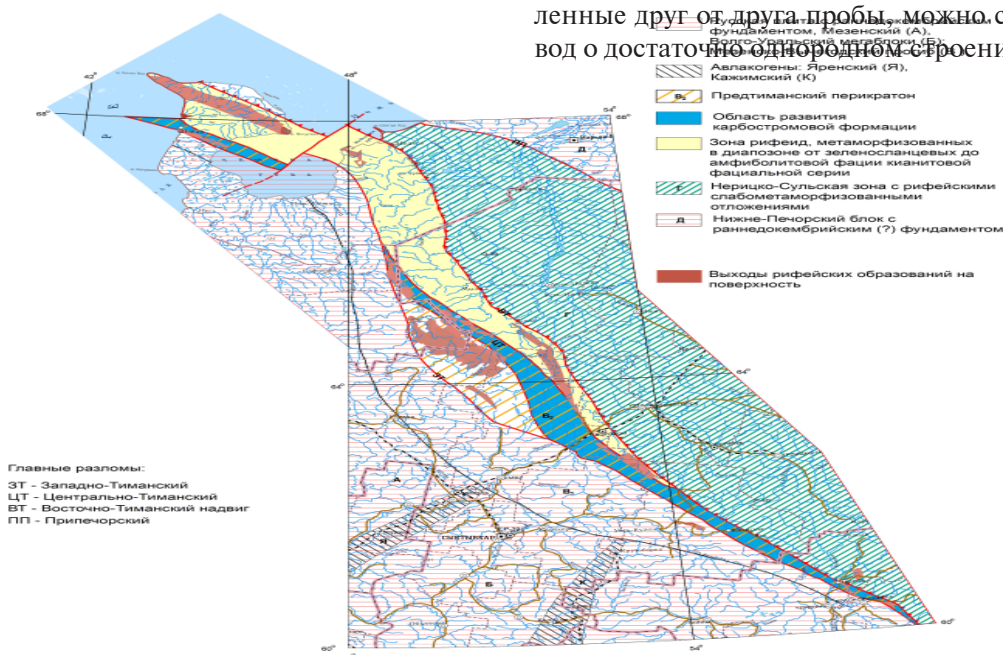


Рис. 1. Схема расположения Торасавейского и Левдиевского массивов. На схеме отмечены места отбора проб

Таблица 1

Минеральный состав пород, вес. %

Минерал/№ пробы	ГТК-1-154	ГТК-13-147	3080/2
Ильменит	0.0	—	0.1
Магнетит	3.7	—	2.0
Роговая обманка	9.6	6.4	1.6
Диопсид	1.1	0.5	0.0
Биотит	7.3	12.5	5.3
Титанит	0.2	—	0.0
Кварц	15.3	18.7	25.8
К-На полевой шпат	33.9	40.1	35.8
Андезин	28.9	21.4	28.8
Пирротин	—	0.4	—

Таблица 2

Химический состав пород, мас. %

Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп
ГТК-1-154	59.5	0.61	16.2	6.32	0.1	3.74	5.14	3.37	3.96	0.33	0.29
ГТК-13-147	64.6	0.49	15.2	4.84	0.087	3.69	3.69	3.36	4.1	0.25	0.3
3080/2	63.6	0.51	17.1	4.23	0.08	4.03	3.69	4.03	3.74	0.25	0.2

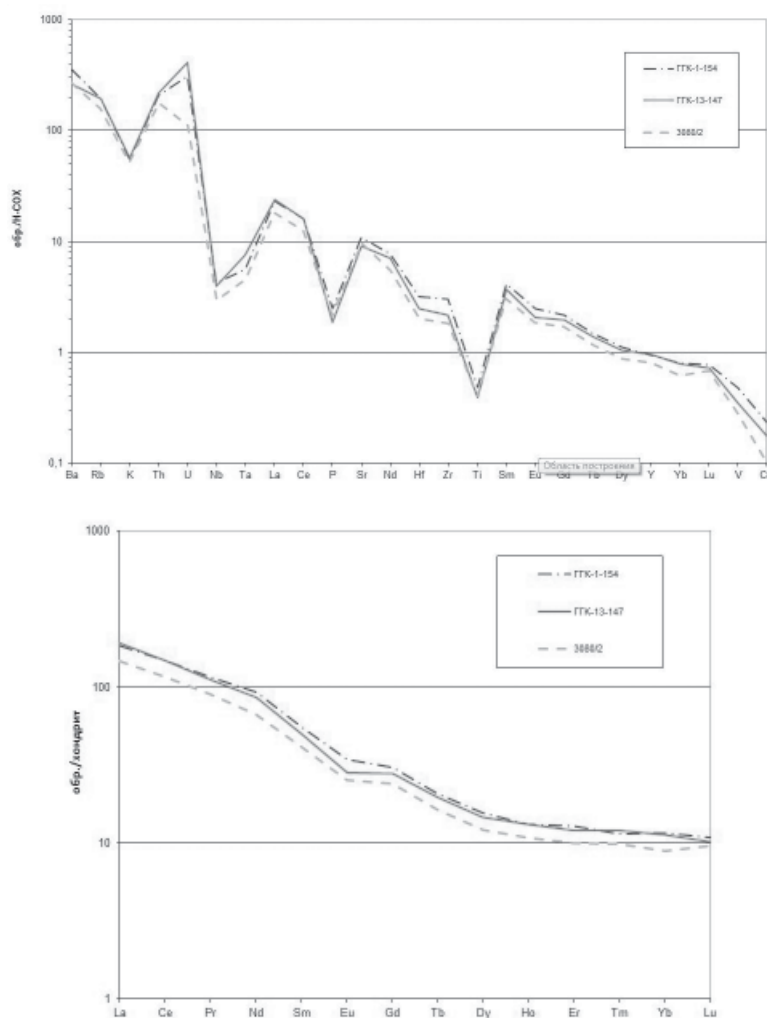


Рис. 2. Мультиэлементные диаграммы составов

На REE диаграмме (рис. 2) при нормировании на хондрит (значения Anders and Grevesse, 1989 [3]) отмечается характерная для гранитов слабая отрицательная европиевая аномалия, также видна, слабая дифференциация пород торасавейского комплекса. Повышенное содержание Ba и Sr в породах говорит о маловероятном их получении в результате коллизионных процессов и частичном плавлении первоначальных пород в связи с тем, что эти растворимые элементы предпочтительно переносятся морской водой и их концентрация уменьшается в первичных породах [3]. Одновременное повышенное содержание таких элементов как Rb, K, U и слабая Eu отрицательная аномалия говорит о присутствии коровой компоненты [3].

Для первых двух проб проведено U-Pb изотопное датирование (ЦИИ ВСЕГЕИ, SHRIMP II, по методике [4]). Результаты приведены на рис. 3

и в табл. 3. Для образца ГГК-13-147 получено конкордантное значение возраста 241.8 ± 3.5 млн. лет, а для образца ГГК-1-154 244.5 ± 3.5 млн. лет. Таким образом, возраст формирования пород торасавейского комплекса отвечает низам среднего триаса.

Основываясь на данных о возрасте пород торасавейского комплекса, данных о том, что коллизионные процессы на восточном склоне Урала уже завершились и происходило образование грабеновых структур [5], что в триасовое время на территории Урало-Сибирской провинции господствовал суперплюм [6], то можно сделать вывод об образовании монцодиоритов торасавейского комплекса в результате плюмового магматизма.

Авторы благодарны Д. Н. Ремизову за неоднократные обсуждения результатов исследований и конструктивную критику.

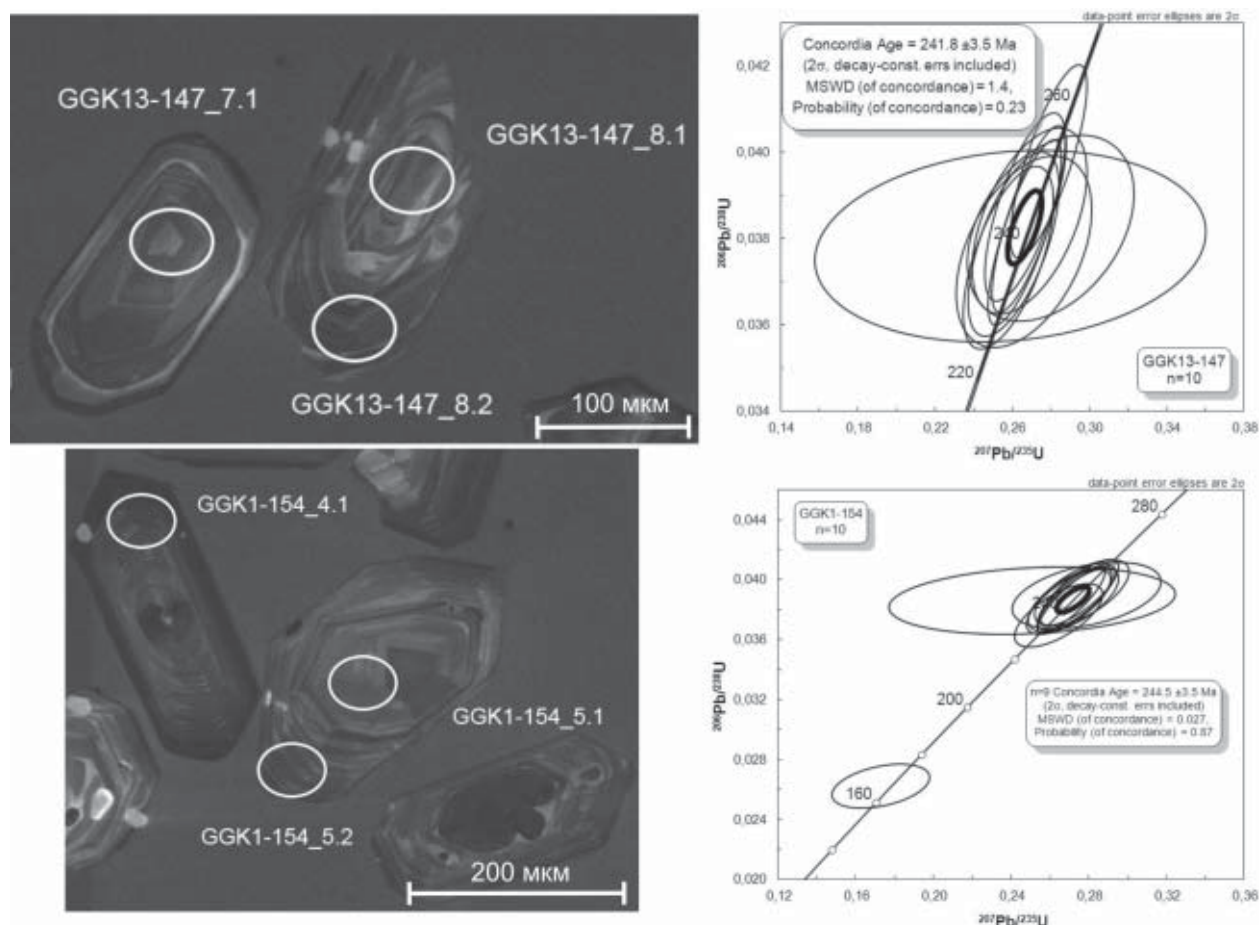


Рис. 3. Католюминесцентные изображения кристаллов циркона и U-Pb диаграммы с конкордиями

Таблица 3

Результаты U-Pb локального анализа цирконов из монцодиоритов торасайского комплекса

Номер зерна и точки	$^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$ %	U мкг/г	Th мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ мкг/г	возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	возраст $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	d , %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	Rh ₀
ГТК13-147 1.1	0.84	1278	312	0.25	42.5	242.9±5.5	231±89	-5	25.81±2.3	0.05755±1.6	2595±2.3	0.0508±3.8	0.269±4.5	0.03841±2.3	0.516
ГТК13-147 2.1	0.04	1418	339	0.25	46.5	241.3±5.4	225±40	-7	26.2±2.3	0.05099±1.6	26.13±2.3	0.05065±1.7	0.2664±2.9	0.03815±2.3	0.795
ГТК13-147 3.1	1.96	1423	332	0.24	47.2	239.3±5.6	181±370	-24	25.91±2.3	0.0654±8.9	26.34±2.4	0.0497±16	0.259±16	0.03783±2.4	0.149
ГТК13-147 4.1	0	1406	376	0.28	46.8	245±5.5	191±52	-22	25.81±2.3	0.0499±2.2	25.73±2.3	0.0499±2.2	0.2667±3.2	0.03874±2.3	0.714
ГТК13-147 5.1	0.15	2259	754	0.34	77.4	251.6±5.6	234±41	-7	25.09±2.3	0.05208±1.2	25.04±2.3	0.05084±1.8	0.279±2.9	0.0398±2.3	0.787
ГТК13-147 6.1	0.20	676	166	0.25	22	239.6±5.5	190±68	-21	26.35±2.3	0.0515±2.3	26.32±2.3	0.0499±2.9	0.2605±3.7	0.03787±2.3	0.626
ГТК13-147 7.1	1.20	908	191	0.22	30.2	241.9±5.5	330±130	36	25.83±2.3	0.0626±2.3	26.05±2.3	0.053±5.9	0.28±6.3	0.03824±2.3	0.368
ГТК13-147 8.1	0.44	566	121	0.22	18.4	238.6±5.5	252±110	6	26.4±2.4	0.0548±3.2	26.43±2.4	0.0512±4.8	0.266±5.4	0.0377±2.4	0.438
ГТК13-147 8.2	0.22	1118	263	0.24	36.2	237.7±5.4	186±68	-22	26.57±2.3	0.05156±1.8	26.54±2.3	0.0498±2.9	0.2579±3.7	0.03756±2.3	0.617
ГТК13-147 9.1	0.09	1509	256	0.18	49.9	243.2±5.5	227±40	-7	25.98±2.3	0.05143±1.6	25.92±2.3	0.05069±1.7	0.2687±2.9	0.03845±2.3	0.796
ГТК13-154 1.1	1.95	11.09	579	0.54	37.9	246.3±5.5	280±120	14	25.16±2.3	0.0675±1.8	25.58±2.3	0.0519±5.1	0.279±5.6	0.03895±2.3	0.410
ГТК13-154 2.1	0.17	569	195	0.35	19.2	247.4±5.6	253±63	2	25.52±2.3	0.0526±2.2	25.47±2.3	0.0513±2.7	0.2766±3.6	0.03912±2.3	0.647
ГТК13-154 3.1	0.25	963	306	0.33	32.1	244.7±5.5	242±63	-1	25.78±2.3	0.0531±2	25.76±2.3	0.051±2.7	0.2722±3.5	0.03869±2.3	0.643
ГТК13-154 4.1	0	1589	514	0.33	52.7	244.4±5.4	235±31	-4	25.88±2.3	0.05086±1.4	25.8±2.3	0.05086±1.4	0.271±2.6	0.03864±2.3	0.857
ГТК13-154 5.1	0.06	664	244	0.38	22	243.7±5.5	230±55	-6	25.94±2.3	0.0512±2.1	25.87±2.3	0.0508±2.4	0.2696±3.3	0.03852±2.3	0.698
ГТК13-154 5.2	0.00	834	268	0.33	27.8	245.6±5.5	247±44	0	25.75±2.3	0.05113±1.9	25.67±2.3	0.05113±1.9	0.2737±3	0.03883±2.3	0.768
ГТК13-154 6.1	3.94	916	327	0.37	31.6	244.2±5.7	58±280	-76	24.86±2.3	0.0789±1.4	25.8±2.4	0.0472±12	0.251±12	0.0386±2.4	0.196
ГТК13-154 7.1	0.00	902	468	0.54	29.9	244±5.5	255±43	4	25.93±2.3	0.05131±1.9	25.84±2.3	0.05131±1.9	0.2729±2.9	0.03857±2.3	0.777
ГТК13-154 8.1	1.04	1039	607	0.60	23.7	166.9±3.8	92±130	-45	37.73±2.3	0.0561±2	38±2.3	0.0479±5.4	0.173±5.9	0.02622±2.3	0.396
ГТК13-154 9.1	0.00	886	307	0.36	29.8	247.5±5.6	240±43	-3	25.55±2.3	0.05099±1.9	25.47±2.3	0.05099±1.9	0.2751±3	0.03913±2.3	0.774
ГТК13-154 10.1	0.10	558	174	0.32	18.1	238.1±5.5	241±61	1	26.55±2.3	0.0518±2.4	26.49±2.3	0.051±2.6	0.2646±3.5	0.03763±2.3	0.663

Примечание. Погрешности даны на уровне 1σ. Pbс и Pb* соответственно указывают долю обыкновенного и радиогенного свинца. Обыкновенный свинец исправлен на измеренный ^{204}Pb . Ошибка в калибровке стандарта составляет 0.67 %. d – дискордантность; d=100[{возраст(206/207)/возраст(206/238)}-1]. Rh₀ – корреляция погрешностей.

Литература

1. Андреев В. Л., Охотников В. Н. К-Аг изохронное датирование сиенито-диоритов зоны сочленения Урала и Пай-Хоя // ДАН СССР, 1982. Т. 262, № 4. С. 943–946.
2. Сергеев С. А., Лобач-Жученко С. Б., Ларионов А. Н. и др. Архейский возраст миаскитовых лампроитов панозерского комплекса Карелии // ДАН, 2007. Т. 413, № 4. С. 541–544.
3. Kemp A. I. S. and Hawkesworth C. J. Granitic Perspectives on the Generation and Secular Evolution of the Continental Crust. Treatise on Geochemistry, Volume 3. Editor: Roberta L. Rudnick. Executive Editors: Heinrich D. Holland and Karl K. Turekian. P. 659., 2003. P. 349–410.
4. Пономарев Г. Я., Сосновцев А. Г., Никитин О. О. Глубинное геологическое картирование масштаба 1:200 000 на территории листов R-41-107-А, Б, Г; R-41-108-В, Г; R-41-120-А (а, б), Б (а, б); R-42-97-В (в, г), Г (в, г); R-42-109-А, Б; R-42-110-А (в, г), Б (в, г), В, Г; R-42-111-В, Г; R-42-123-А, Б. Геолфонд ГГП «Полярноуралгеология», 1984.
5. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
6. Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН «ГЕО», 2001. 409 с.

Первые данные о возрасте и составе раннепалеозойских магматических комплексов южной части Ляпинского антиклинория (верховья р. Печоры, Республика Коми)

Г. А. Петров^{1,2}, Ю. Л. Ронкин¹, Г. А. Ильясова², Н. И. Тристан², А. Гердес³

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, ²ОАО УГСЭ, Екатеринбург;

³Университет В. Гете, Франкфурт-на-Майне, Германия

Проблемы структурных взаимоотношений уралид и доуралид, изучения состава и возраста раннепалеозойских геологических формаций, давно привлекают внимание исследователей [2, 3, 7 и др.]. На территории Ляпинского антиклинория наиболее ранними формациями, знаменующими начало формирования раннепалеозойской системы континентальных рифтов, предшествовавших раскрытию Уральско-палеоокеана, считаются позднекембрийско-раннеордовикская алькесвожская толща и раннеордовикская тельпосская (обеизская) свита [3]. Известные проявления магматизма в раннепалеозойских толщах южной части Ляпинского антиклинория немногочисленны, к ним можно отнести, в частности, большепатокский трахириолитовый комплекс, выделенный В.А. Голдиным и позднее подробно охарактеризованный В. А. Душиным [2] в районе рр. Торговая, Лорцемпя, Большой и Малый Паток. Тела трахириолитов прорывают образования лаптопайской свиты, прослои риолитовых туфов наблюдаются в разрезах тельпосской свиты.

В верховьях р. Печора довольно широко распространены метавулканиды, традиционно относящиеся к вулканогенно-осадочной толще RF₃ [1] и пространственно ассоциирующие с ними интрузии габбро вендского парнукского комплекса (Койпский, Челпаньельский массивы) и гранитоидов, коррелируемых с саклаимсорским комплексом O₂₋₃ (Котлинский, Седловатая Парма, Щеголихинский и другие массивы). В рамках работ по созданию комплекта Госгеолкарты-1000 листа Р-40 [1] были получены U-Pb SHRIMP-II датировки по цирконам (ЦИИ ВСГЕИ) из гранитов Щеголихинского массива, колеблющиеся у различных зёрен в пределах от раннего ордовика до раннего силура, при подавляющем числе цифр, отвечающих среднему ордовика (конкордантный возраст по 9 замерам в 9 зернах — 463.7±8.8 млн. лет).

Приступая к исследованию геологического строения района верховьев р. Печора, мы обратили внимание на некоторые наблюдения геологов-съёмщиков (отчёт Г.Ф. Проскурина, 1974 г.), не укладывающиеся в общепринятую схему. Первое наблюдение касается строения разреза метавулканитовой толщи, которую Г.Ф. Проскурин идентифицировал, как саблгорскую свиту. Разрез данной толщи начинается с пирокластических горизонтов риолитов, которые вверх по разрезу сменяются лавовыми и пирокластическими фациями более основных пород — андезитов и базальтов (возраст метаморфизованных вулканитов не определялся). Такая последовательность эволюции магматизма характерна для континентальных рифтов и не типична для активных континентальных окраин [8]. Второе наблюдение ка-

сается взаимоотношений интрузий габбро (парнукского комплекса?) с вмещающими породами: Г.Ф. Проскурин описывал активные, рвущие контакты габбро Челпаньельского массива с песчаниками тельпосской свиты на г. Медвежий Камень.

Нами были проведены полевое изучение обнажений в долине р. Печора, геохимические и соответствующие изотопно-геохронологические исследования, в результате чего получены следующие новые данные.

1. В метабазальтах из обнажения по р. Печора вблизи устья р. Малая Порожная по цирконам была получена U-Pb LA ICP-MS датировка 494.8 ± 2.8 млн. лет (СКВО = 1.2, $n = 33$).

2. В метаморфизованных тоналитах Котлинского массива по фракциям амфибола, плагиоклаза, апатита + сфена и породе в целом была получена Sm-Nd изохрона 465 ± 57 млн. лет (СКВО = 0.76, $n = 4$). U-Pb LA ICP-MS датирование цирконов из гранитов массива Седловатая Парма дало цифру 492.5 ± 1.2 млн. лет (СКВО = 0.07, $n = 39$).

3. Исследование Sm-Nd систематики в амфиболовых габбро массива Койп по фракциям амфибола, плагиоклаза и валовому составу породы выявило изохронный возраст 454 ± 36 млн. лет (СКВО = 0.35, $n = 3$). Цирконы из этих габбро имеют большой разброс U-Pb LA ICP-MS возрастов — обнаружены единичные древние зерна (1729, 1322 и 1188 млн. лет), кластер из 5 зерен со значением 579 ± 4 млн. лет (СКВО = 0.22), 2 зерна со средним значением 532 ± 13 млн. лет (СКВО = 0.71); наиболее молодой кластер из 4-х зерен дает датировку 457 ± 8 млн. лет (СКВО = 0.001).

Подводя итоги изотопно-геохронологических исследований, можно отметить довольно приемлемое соответствие возрастов метавулканитов верховьев р. Печора и гранитов массива Седловатая Парма — 492—495 млн. лет, что соответствует верхнему кембрию. Гранитоиды, слагающие Котлинский и Щеголихинский массивы на водоразделе притоков рр. Печора и Большая Сосьва (хр. Поясовый Камень), также имеют достаточно хорошую сходимость полученных датировок — 465 ± 57 и 463.7 ± 8.8 млн. лет, что указывает на их среднеордовикский возраст. Габбро массива Койп, по-видимому были сформированы в позднем ордовике, о чем свидетельствуют Sm-Nd и U-Pb данные (454 ± 36 и 457 ± 8 млн. лет).

Метабазальты содержат довольно много окиси титана (2—2.6%), калия (0.6—1.7%); по спектру РЗЭ они сходны с обогащенными океаническими базальтами (E-MORB) и на дискриминационных диаграммах попадают в поля маг-

матических образований структур растяжения. Исследованные нами гранитоиды по геохимическим особенностям сходны с породами габбро-гранитных серий.

Мы планируем продолжить изучение комплексов южной части Ляпинского антиклинория, тем не менее, полученные нами новые данные и анализ результатов работ предшественников позволяют сделать следующие выводы:

1. Наиболее древние магматические образования, которые можно отнести к уралам, имеют позднекембрийский возраст. Это дифференцированная базальт-риолитовая вулканическая серия, имеющая антидромную последовательность кристаллизации расплавов и геохимические параметры, характерные для структур растяжения, а также граниты массива Седловатая Парма. Вероятно, не следует отождествлять данные вулканы с саблгорской свитой, а граниты — с сальнёрско-маньхамбовским комплексом. Возможно, раскрытию рифтовых структур, сопровождаемому дифференцированным магматизмом, предшествовало образование глубинных разломов, по которым внедрялись флюидизированные ультраосновные расплавы, сформировавшие тела кимберлитоподобных пород, описанные В. С. Озеровым с соавторами [4] непосредственно к югу от исследованной нами территории.

2. Следующий импульс магматизма связан с внедрением в среднем ордовике гранодиорит-гранитовых массивов (Щеголихинского, Котлинского и др.), наблюдаемых в настоящее время на хр. Поясовый Камень. Интересно, что близкий возраст (476 ± 2.7 млн. лет) имеют трахириолиты малиновского комплекса, имеющие рифтогенные геохимические параметры и распространенные в восточном обрамлении Ишеримского и Ляпинского антиклинориев [6]. В среднем ордовике произошло накопление больших объемов вулкаников (преимущественно базальтов) на пассивной рифтогенной континентальной окраине; данные вулканы включаются в состав хомасьинской и пальничнинской свит [5]. По-видимому, среднеордовикские гранитоиды юго-восточной части Ляпинского антиклинория сформировались в побочном континентальном рифте на плече крупной раздвиговой структуры, перерастающей в спрединговую (субокеаническую).

3. Позднеордовикские габбро Койпского и Челпаньельского массивов возможно соответствуют базальтоидной (поздней) части антидромной магматической серии, первые проявления которой фиксируются в среднеордовикских гранитоидных массивах.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия — Лист Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2005. 332 с.
2. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
3. Никулова Н. Ю. Базальные горизонты уралида севера Урала. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2011. 39 с.
4. Озеров В. С., Озерова Э. Н., Игнатович О. О. Кембрийские диатремы верховьев Печоры (Северный Урал) // Литосфера, 2006. №1. С. 91—101.
5. Петров Г. А. Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного университета. 2007. 181 с.
6. Петров Г. А., Ронкин Ю. Л., Маслов А. В. Новые данные о возрасте субщелочного магматизма на восточной окраине Восточно-Европейского палеоконтинента и оценка скорости продольного раскрытия раннепалеозойского рифта // Докл. РАН. 2007. Т. 414. №4. С. 513—517.
7. Пучков В. Н. Структурные связи Приполярного Урала со смежной частью Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 208 с.
8. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.

Новые изотопные данные по породам порьиташских интрузий (Печенгская структура)

П. К. Скуфьин, Т. Б. Баянова, П. А. Серов

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

skuf@geoksc.apatity.ru

Печенгская структура представляет собой синклиний, северная часть которого сформирована породами северопеченгского подкомплекса, сложенного четырьмя вулканогенными свитами, в основании которых — маломощные осадочные свиты: маярвинская, пирттиярвинская, заполярнинская и матертская [1]. Юго-западная часть синклинория срезана Южнопеченгской структурно-формационной зоной.

Время формирования пород северопеченгского подкомплекса находится в интервале 2550—1905 млн. лет. Время формирования пород южнопеченгского подкомплекса — 1905—1700 млн. лет [3]. Разрез подкомплекса представлен калояврской, брагинской, менельской, каплинской и касейокской свитами. В породы калояврской свиты внедрился ряд крупных субсогласных субвулканических тел андезитового состава. В геологической литературе они обычно называются Интрузии г. Порьиташ, которые считаются представителями одного из вулканоцентров Южнопеченгской зоны — Порьиташского вулканоцентра (ПорВЦ).

Субвулканические интрузии пород ПорВЦ протягиваются в виде серии кулизовидно расположенных линзовидных субсогласных тел, достигающих максимальной мощности 1.5 км в узле пересечения этого разлома с зоной влияния поперечного глубинного Хихнаярвинского разлома.

Установлено асимметричное строение крупной экструзии ПорВЦ в районе гор Порьиташ и Лак-Порьиташ. Кровельная ее часть сложена лейкократовыми дацитами, а приподошвенная часть, мощностью около 0.5 км, которая хорошо выделяется на магнитных и гравиметрических картах, представлена андезидацитами и дацитами. К приподошвенной части приурочена целая серия линзовидных и субизометрических тел эруптивных брекчий риолитового состава.

В табл. 1 приведены средние составы среднекислых и кислых порьиташских пород и андезитовидов каплинской свиты.

В табл. 2 приведены изотопные Sm-Nd данные для пород ПорВЦ и близких по возрасту образований Печенгской структуры. Вулканиды ПорВЦ имеют характеристики коровой контаминации и характеризуются отрицательными величинами ϵ_{Nd} от -3.32 до -4.55 .

Изотопный U-Pb возраст по трем типам цирконов равен 1904 ± 7 млн. лет, координаты двух точек имеют близконкордантное положение, полученный новый возраст вулканидов интерпретируется временем формирования (рисунок).

Возраст пород сопоставим с возрастом плагиогранитов Шуонияврского массива и кварцевых диоритов Каскельярского массива в южном обрамлении Печенгской структуры — соответственно, 1939 ± 7 млн. лет и 1940 ± 17 млн. лет [4],

Таблица 1

Средние составы вулканитов ПорВЦ и каплинской свиты

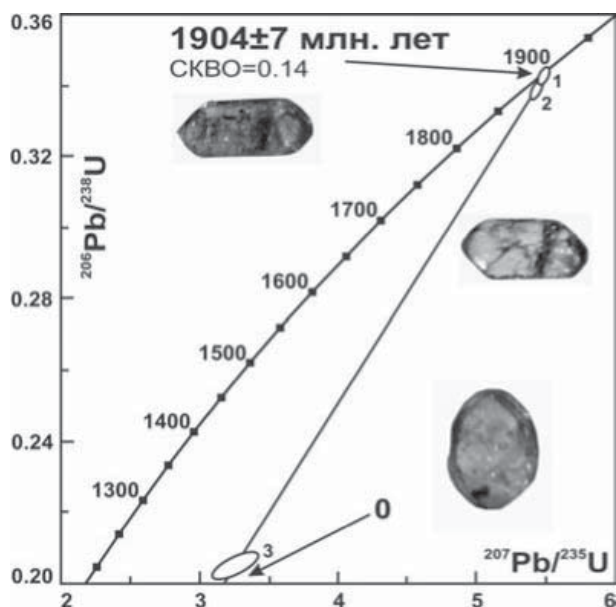
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
	n=1	n=30	n=7	n=5	n=19	n=5	n=6
SiO ₂	60.42	63.11	66.70	72.86	58.57	66.14	73.82
TiO ₂	0.81	0.92	0.83	0.42	0.76	0.60	0.54
Al ₂ O ₃	16.16	13.92	12.57	11.41	14.53	12.59	12.27
Fe ₂ O ₃	1.10	2.40	2.26	0.67	1.65	0.72	0.23
FeO	5.04	4.47	3.94	2.67	4.19	4.21	2.15
MnO	0.09	0.08	0.07	0.04	0.09	0.07	0.05
MgO	2.86	2.49	2.15	0.65	3.81	1.69	1.16
CaO	2.31	3.47	1.97	2.73	4.89	3.69	1.45
Na ₂ O	4.68	2.70	3.58	1.17	3.82	4.50	3.77
K ₂ O	3.18	2.90	2.44	5.78	3.24	2.09	1.97
P ₂ O ₅	0.00	0.20	0.20	0.12	0.26	0.20	0.17
CO ₂	0.00	0.06	0.14	0.06	1.51	0.10	0.41
S	0.00	0.08	0.06	0.29	0.03	0.01	0.03
Сумма	96.65	96.80	96.91	98.87	97.35	96.61	98.02

Примечание. Южнопеченгский подкомплекс (1—7 — Калоявская свита (1) — туф андезитового, 4 — риолит. Каплинская свита (5—7): 5 — андезит, 6 — дацит, 7 — риолит.

Таблица 2

Sm-Nd данные для пород ПорВЦ и близких по возрасту вулканитов

Проба	Порода	Свита	Содержание, ppm		Изотопные отношения		T _{DM}	Возраст	ε _{Nd} (T)
			Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd			
02/10	Габбро-долерит	Заполянинский вулкано-центр	6.37	26.8	0.1439	0.511812±23	2910	1920	-3.11
02/12	Базальт		4.94	21.2	0.1409	0.511804±23	2807	1920	-2.53
02/12B	Базальт		6.52	27.5	0.1435	0.511887±21	2733	1920	-1.54
02/17	Базальт		6.61	28.1	0.1420	0.511889±14	2672	1920	-1.13
88-8	Андезит	Каплинская свита	9.17	52.0	0.1066	0.511243±9	2703	1904	-5.21
88-126	Андезит		8.11	46.3	0.1058	0.511217±4	2719	1904	-5.53
88-130	Андезит		8.38	47.3	0.1072	0.511264±5	2688	1904	-4.95
СЮ-2	Андези-базальт		7.13	39.2	0.1101	0.511393±15	2575	1904	-3.13
C-1418403	Дацит	Инtruзии г. Порьиташ	2.22	10.14	0.1323	0.511542±7	2995	1904	-5.66
C-1418701	Риолит		4.94	24.3	0.1231	0.511481±8	2795	1904	-4.59



Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из пород ПорВЦ

а также с трахидацитами Панареченской структуры — 1907 ± 18 млн. лет [2].

Литература

1. Скуфьин П. К. Раннепротерозойские вулканогенные формации Печенгско-Варзугского пояса. Автореферат докторской диссертации. М.: 1998, 66 с.
2. Скуфьин П. К., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П. Изотопный возраст субвулканических гранитоидных пород раннепротерозойской Панареченской вулканотектонической структуры (Кольский полуостров) // ДАН, 2006. Т. 408. № 6. С. 805—809.
3. Скуфьин П. К., Баянова Т. Б. Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро-верлитовым комплексом (Кольский полуостров) // Петрология, 2006. Т. 14. № 6. С. 649—669.
4. Скуфьин П. К., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П. и др. Абсолютный возраст гранитоидов Шуониявского массива из южного обрамления Печенгской структуры (Кольский полуостров) // ДАН, 2000. Т. 370. № 2. С. 227—230.

Базальты Среднего Тимана: Rb–Sr, Sm–Nd и Ar–Ar данные

О. В. Удоратина¹, В. Л. Андреичев¹, А. В. Травин², В. М. Саватенков³

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар,

²Институт геологии и минералогии, Новосибирск,

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Тела покровных базальтов и долериты дайкового комплекса Среднего Тимана интенсивно изучались в связи с открытием месторождений бокситов в конце прошлого века. Полученные за десятилетия исследований данные рассеяны в многочисленных отчетах и немногих опубликованных работах.

Покровы базальтов и дайки долеритов Среднего Тимана включаются в состав средневерхнедевонского канино-тиманского комплекса [5]. Раннефранский (пашийско-среднекыновский) возраст комплекса определяется по залеганию покровов, потоков и слоев вулканогенно-осадочных пород среди палеонтологически охарактеризованных отложений пашийского и кыновского горизонтов. В рамках различных геодинамических концепций излияние лав базальтового состава происходило пульсационно и кратковременно во время формирования прибрежно-морских осадочных отложений на участках островной суши в зонах растяжения, сформированных при рифтогенных процессах на западной (Тиманской) окраине Уральского палеоокеана.

Породы практически не изучены прецизионными изотопно-геохронометрическими методами. Известна лишь одна Sm–Nd изохронная датировка по базальтам Вымско-Вольской гряды (порода + клинопироксен + плагиоклаз), равная 383 ± 38 млн лет [7] и отвечающая границе среднего-верхнего девона современной шкалы геологического времени.

Нами проведено исследование базальтов в двух карьерах в пределах Вежаю-Ворыквинской группы бокситовых месторождений на Среднем Тимане в верховьях р. Верхняя Ворыква. Опробованы вскрытые части покрова базальтов (долеритов) мощностью от 0 до 12 метров. В базальтах на разных уровнях прослеживается как концентрически-скорлуповатая отдельность [4], так и спутано-столбчатая, либо столбчатая. Выделяются два типа пород: базальты, слагающие весь покров, и щелочные породы подошвы покрова.

Базальты (долериты) представляют собой породы темно-серого до черного цвета, порфировые. Под микроскопом наблюдается долеритовая структура. Вкрапленники представлены пироксеном (0.5–2.5 мм) и плагиоклазом (1.5–3 мм). Основная масса сложена микролитами пироксена и плагиоклаза, сохраняется стекло. Рудный

минерал представлен титаномагнетитом. Породообразующие минералы имеют четко выраженное зональное строение (минералы вкрапленников), так и не зональное (минералы матрикса) [3]. Зональные плагиоклазы в центральных частях соответствуют лабрадору и битовниту, в краевых представлены андезином, а плагиоклазы основной массы, как правило, андезины. В центральных частях покрова плагиоклазы имеют более основной состав. В пироксенах зональность различная, но в целом отмечается уменьшение магнетиальности и соответственно увеличение железистости от центральных зон пироксена к краевым. Рудный минерал присутствует в виде титаномагнетита, распавшегося при остывании расплава на магнетит с ламеллями ильменита [1].

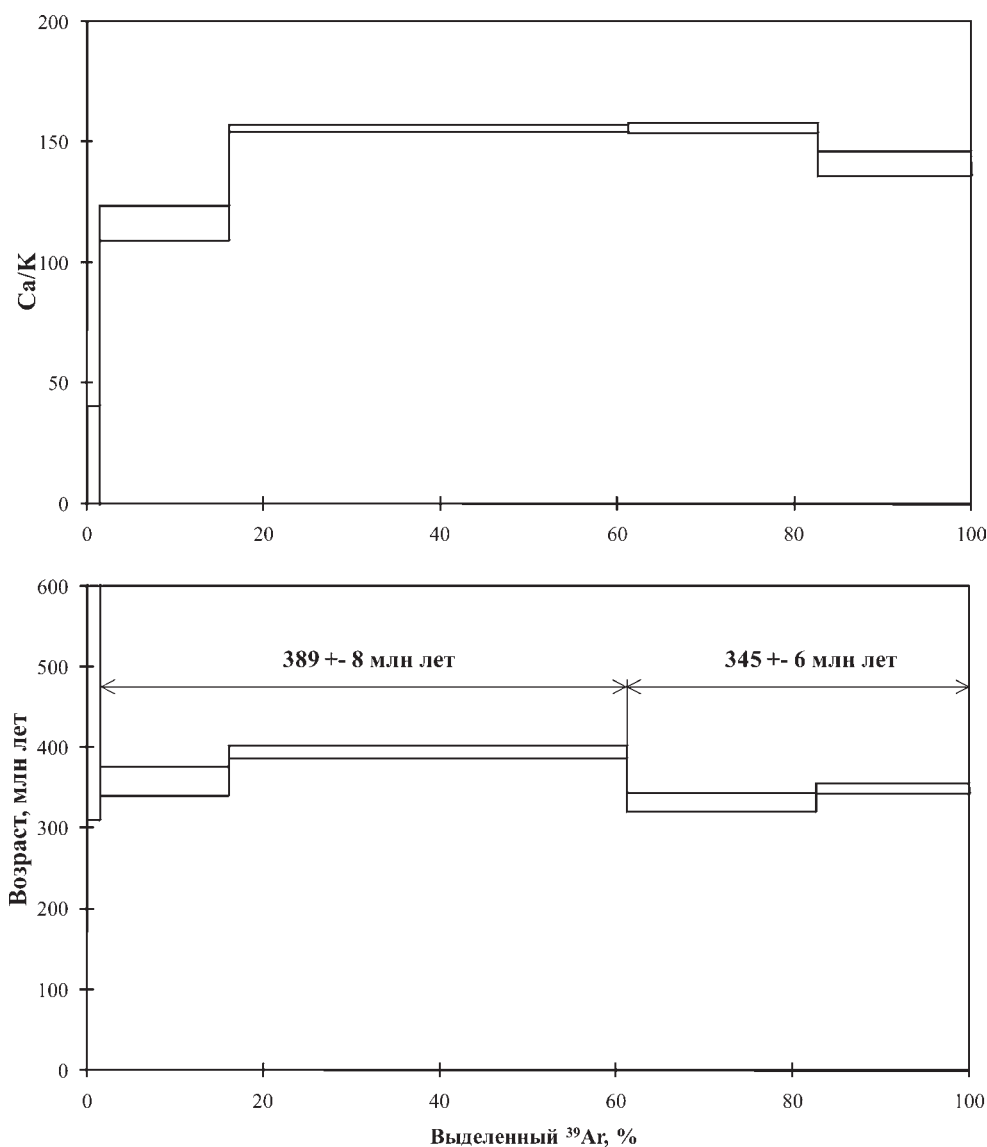
Базальты (долериты) характеризуются содержанием SiO_2 от 46.19 до 49.19 мас. %, породы низкоглиноземистые и низкотитанистые [2]. По содержанию суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) большинство базальтов относятся к нормально-щелочному и субщелочному петрохимическому ряду, характеризуются низким и умеренным содержанием калия. По положению точек составов на различных классификационных диаграммах породы относятся к породам толеитовой серии. На диаграммах, использованных для реконструкции геодинамических обстановок формирования, точки составов имеют неоднозначное положение, но большинство попадает в поле континентальных рифтов.

Подошвенная часть покрова сложена щелочными базальтами светло-коричневого цвета с мелкозернистой, афировой структурами. Под микроскопом наблюдается порфировая структура, вкрапленники сложены тонкими игольчатыми лейстами трудно диагностируемого сапидического минерала, основная масса представлена микролитами этого же минерала. Согласно микронзондовым исследованиям и данным Рамановской спектроскопии это калиевый полевой шпат, погруженный в матрицу стекла. По химическому составу породы подошвы также отличаются от остальных пород покрова. Содержание SiO_2 составляет 53.06 мас. %, породы умеренно высокотитанистые, высокоглиноземистые, содержание K_2O составляет 10.84 мас. %, что позволяет отнести изучаемые породы к щелочным. Однако отсутствие типичных щелочных минералов как сапидических, так и фемических в составе пород,

возможно, указывает на ее измененный состав, обусловленный расположением в подошве покрова. На всех диаграммах положение точки состава аномальное. Содержание РЗЭ относительно высокое (43.82 г/т). Спектр распределения РЗЭ отличается от спектров базальтов, имеет отрицательный наклон, а также слабо проявленный отрицательный европиевый минимум. Наблюдается обеднение легкими редкими землями относительно тяжелых ($La_N/Yb_N = 0.46$ г/т). Генезис породы неясен.

Для определения возраста базальтов, а также для получения данных о глубине формирования пород проведены изотопно-геохимические исследования пород и минералов различными методами с привлечением материалов из коллекций В. И. Степаненко и В. Л. Андреичева по базальтам Валсовского покрова и северотиманским базальтам, соответственно.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) проводилось методом ступенчатого нагрева монофракции плагиоклаза из базальтов пробы 2А/11 (центральная часть покрова). Полученные результаты (см. рисунок) неоднозначны. В возрастном спектре выделяется основное плато (~60 % выхода ^{39}Ar) с возрастом 389 ± 6 млн лет, а в области высоких температур наблюдается плато (40 % выхода ^{39}Ar) с более молодым возрастом, равным 345 ± 6 млн лет. По-видимому, возраст 389 ± 6 млн лет, практически совпадающий с приводимым выше Sm-Nd возрастом, на данном этапе исследований следует рассматривать как время излияния базальтов, а появление возраста 345 ± 6 млн лет может быть обусловлено перераспределением аргона во время облучения, хотя Ca/K отношения свидетельствуют об одном источнике аргона. Более убедительная аргументация этих предположений станет возможной при дальнейших исследованиях.



Результаты Rb-Sr исследований базальтов по породе целом (ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) и Sm-Nd (ИГГД РАН г. Санкт-Петербург) представлены в таблице.

Аналитические данные не образуют изохронной зависимости, то есть возраст установить невозможно. Практически все исследуемые породы имеют низкие Rb/Sr отношения, поэтому измеренный изотопный состав стронция близок к первичному, рассчитанному на возраст 389 млн лет (таблица). Базальты характеризуются высокими значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, превышающими 0.707, что является нетипичным для глубинных пород мантийного генезиса и позволяет допустить контаминацию базальтового расплава коровым материалом.

Sm-Nd данные также не позволяют построить изохрону. Величины ϵ_{Nd} , рассчитанные на $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтов 389 ± 8 млн лет, харак-

теризуются положительными значениями от 2.4 до 5.5. В базальтах Верхне-Ворыквинского покрова они составляют $+3.8 - +4.1$, в щелочных базальтах подошвенной части наблюдается понижение до $+2.4$. Базальты Валсовского покрова также характеризуются низкими положительными значениями $+2.8 - +3.0$. В базальтах Северного Тимана эта величина достигает $+5.5$.

Таким образом, изотопно-геохимические исследования базальтов Верхне-Ворыквинского покрова позволили установить вероятное время формирования базальтов, равное 389 ± 8 млн лет. Породы характеризуются высокими и варьирующими начальными отношениями изотопов стронция и положительными значениями ϵ_{Nd} . Величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и значения ϵ_{Nd} существенно меняются в щелочных базальтах подошвы Верхне-Ворыквинского покрова и в измененных базальтах Валсовского покрова.

Химический состав (мас. %), концентрации и изотопный состав Rb, Sr, Sm и Nd и значения ϵ_{Nd} в базальтах Тимана

№ обр.	C3/10	C6/10	2A/11	12-2A/11	19/71	26/73	232/A81
№/№	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	53.06	50.64	47.83	48.76	50.56	45.34	47.54
TiO ₂	2.54	1.89	1.45	1.23	1.73	1.72	0.96
Al ₂ O ₃	18.36	12.24	15.22	15.45	12.90	13.71	13.75
Fe ₂ O ₃ общ	7.01	12.83	13.01	12.57	13.40	12.90	10.80
MnO	0.13	0.20	0.18	0.2	0.25	0.67	0.18
MgO	1.87	6.86	7.7	7.28	5.66	5.26	10.26
CaO	0.79	10.14	20.51	11.44	10.08	10.86	10.53
Na ₂ O	0.32	2.04	2.03	1.91	2.20	2.15	2.25
K ₂ O	10.84	0.43	0.46	0.2	0.31	0.19	0.18
P ₂ O ₅	0.21	0.15	0.13	0.13	0.18	0.17	0.06
ППП	4.34	0.68	2.02	1.04	2.23	6.61	2.50
H ₂ O ⁻	1.42	0.75	1.38	0.91	1.28	1.72	0.63
CO ₂	0.10	0.10	0.02	0.02	0.10	3.43	0.10
Rb, мкг/г	57.9	9.6	22.6	Не опр.	6.6	3.9	3.7
Sr, мкг/г	83.1	166.2	200.5	Не опр.	203.2	192.3	104.8
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2.020	0.167	0.033	Не опр.	0.094	0.059	0.101
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	0.72349 ± 20	0.71167 ± 15	0.70841 ± 3	Не опр.	0.70833 ± 18	0.70732 ± 11	0.71020 ± 17
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	0.71230	0.71074	0.70823		0.70781	0.70699	0.70964
Sm, мкг/г	5.52	4.20	3.90	3.90	4.53	4.38	2.00
Nd, мкг/г	19.46	14.60	13.69	13.60	17.02	16.18	6.14
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1715	0.1729	0.1719	0.1748	0.1607	0.1637	0.1968
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	0.512699 ± 7	0.512787 ± 2	0.512771 ± 4	0.512787 ± 4	0.512689 ± 4	0.512710 ± 4	0.512922 ± 5
$\epsilon_{\text{Nd}} (0)$	1.2	2.9	2.6	2.9	1.0	1.4	5.5
$\epsilon_{\text{Nd}} (t)$	2.4	4.1	3.8	4.0	2.8	3.0	5.5
T(DM)	1634	1361	1388	1428	1330	1346	2067
T(DM) ₂	950	813	835	820	921	900	692

Примечание. 1–4 – Верхневорыквинский покров (Средний Тиман): 1 – подошва, 2 – нижняя часть, 3 – средняя часть, 4 – верхняя часть; 5–6 – Валсовский покров (Средний Тиман), 7 – Северный Тиман (мыс. Бол. Румяничный). Не опр. – не определены.

Литература

1. Анферова Е. А. Рудные минералы базальтов Верхне-Ворыквинского покрова (Средний Тиман) // Металлогения древних и современных океанов — 2012. Гидротермальные поля и руды: Материалы XVIII научной молодежной школы. Миасс: ИМин УрО РАН. 2012. С. 333–335.
2. Анферова Е. А., Удорткина О. В. Базальты Верхне-Ворыквинского покрова Среднего Тимана // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар. Геопринт. 2013. С. 8–12.
3. Анферова Е. А., Шевчук С. С., Удорткина О. В. Плагииоклазы базальтов Верхне-Ворыквинского покрова Среднего Тимана // Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия: IV Всероссийская школа молодых ученых. Сборник трудов. Черноголовка. 2013. С. 5–7.
4. Голубева И. И., Ракин В. И. Концентрически-скорлуповатая отдельность в долеритах Среднего Тимана // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, № 10, 2012. С. 19–21.
5. Корреляция магматических комплексов Европейского Северо-Востока СССР / В. Н. Охотников, В. И. Мизин, Л. Т. Белякова и др. // Серия препринтов «Научные рекомендации — народному хозяйству». Сыктывкар. 1985. Вып. 53. 24 с.
6. Макеев А. Б., Брянцининова Н. И. Минеральный состав базальтов Вольско-Вымской гряды (Средний Тиман) // Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества: проблемы структурирования, упорядочения и эволюции структуры: Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт. 2012. С. 281–283.
7. Природа «туффизитов» Среднего Тимана в связи с проблемой коренных источников алмазов / Отв. ред. Ваганов В. И., Голубев Ю. К., Щербакова Т. Е. и др. М.: ЦНИГРИ, 2001. 50 с.
8. Травин А. В., Юдин Д. С., Владимиров А. Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009. Т. 11. С. 1181–1199.

Петрогенезис и возраст базитов зоны Главного Уральского разлома на севере Урала

В. Р. Шмелев¹, Ф.-С. Мон²

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург,

² Институт геологических наук КАГН, Китай

В зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на Приполярном и Полярном Урале с комплексами офиолитовых ультрабазитов и габбро ассоциируют специфические образования преимущественно основного состава (базиты), природа и возраст которых до настоящего времени вызывают дискуссию среди исследователей.

Первый тип базитов представлен дайкообразными и более сложной морфологии телами метабазальтоидов, залегающих в блоках ультрабазитов зоны полимиктового меланжа ГУР, а также восточнее, в пределах крупных массивов. Формально их можно рассматривать в качестве фрагментов дайкового комплекса офиолитов.

В массиве Рай-Из (Полярный Урал) они находятся среди вторичных гарцбургитов и оливин-энстатитовых пород зоны высокотемпературного метаморфизма, в виде тел амфиболитов (гранатовых, цоизитовых) массивного или полосчатого строения. Остальная часть метабазальтоидов сосредоточена в серпентинизированных гарцбургитах зоны полимиктового меланжа ГУР. Первоначально они были известны только на Приполярном Урале в составе сертыньинского

комплекса [6]. Особенностью последнего является присутствие алмазов, обнаруженных в коре выветривания туфобрекчий, имеющих предположительно лампроит-кимберлитовый генезис [3]. Метабазальтоиды и туфобрекчии были также обнаружены нами в серпентинитах меланжа (р. Нырдовоменшор) массива Рай-Из на Полярном Урале. Таким образом, данный тип образований имеет региональное распространение, контролируясь исключительно (?) ультрабазитами зоны ГУР.

Изучение «алмазоносных» пород сертыньинского комплекса и их аналогов на Полярном Урале показало, что они сопоставимы по строению и составу. Метабазальтоиды представлены очень прочными (вязкими) разновидностями с комковато-брекчиевидной или флюидалной текстурой и характерным кавернозным обликом, а также обычными долеритами. Породы родингитизированы, содержат везувиан и гроссуляр; также отмечается хлорит, альбит, натровый амфибол. Из первичных минералов присутствует авгит (вкрапленники и основная масса) и бурая роговая обманка. В большинстве пород содер-

жится (до 50% объема и более) тонкочешуйчатый высокожелезистый биотит (аннит). По набору признаков данный комплекс пород сопоставим с флюидизатно-эксплозивными образованиями [6].

Метабазиты, не смотря на различия в структурном положении и минералогии, демонстрируют близкие параметры химического состава. Породы характеризуются умеренным и высоким содержанием TiO_2 (до 2.8 мас.%), повышенной железистостью ($\geq 45\text{--}64\%$) и низкими (до 200—300 г/т) содержаниями стронция. Показательно, что при существенных вариациях кремнезема и щелочности (содержание K_2O меняется от 0 до 6.5 %), породы обладают сопоставимым уровнем содержаний и подобными субгоризонтальными трендами распределения РЗЭ, аналогичными трендам океанических N-MORB базальтов. Геохимических признаков лампроитов и щелочно-ультраосновных образований не обнаруживается.

Для оценки возраста пород был использован материал, предоставленный нам Патокской ГСП ООО «Кратон» (г. Сыктывкар) по туфобрекчиям базальтоидов р. Сертынья, включая данные датирования цирконов (3 зерна) на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. С целью получения более представительной выборки проведено дополнительное изотопное изучение других зерен цирконов методом LA-MC-ICPMS в изотопной лаборатории Тяньцзинского Института геологии ресурсов (КНР).

Результаты «перекрестного» изотопного исследования оказались интересными в том отношении, что ни одной цифры, относящейся к этапу ордовикско-силурийского формирования палеозойских офиолитов или более позднего преобразования в процессе обдукции, не было получено. Все датировки по цирконам оказались более древними и разделились на три группы: архейскую (2605 и 2659 млн. лет), ниже-среднепротерозойскую (1200 и 1713 млн. лет) и венд-нижнекембрийскую (530, 561 и 617 млн. лет). Однозначная интерпретация этих данных затруднительна, однако, предварительно можно предложить следующее объяснение.

Датировки первых двух групп, могут указывать на ксеногенную природу цирконов и отражать события в древней мантии (цирконы с подобными возрастами часто встречаются в ультрабазитах Урала). Датировки третьей группы с сопоставимыми (полученными разными методами) значениями, вероятно, имеют непосредственное отношение к объекту исследований. Из них цирконы с возрастом 561 и 617 млн. лет могут отвечать времени внедрения базальтоидов и фиксировать вендский этап формирова-

ния офиолитов, выделенный на восточном склоне Среднего Урала [2]. Циркон с возрастом 530 млн. лет может соответствовать времени флюидизатно-эксплозивного процесса [6] и инфильтрации океанических базальтоидов глубинными мантийными флюидами, транспортирующих (?) алмазный парагенезис. Полученные недавно кембрийские U-Pb цирконовые датировки (520—550 млн. лет) для кимберлитов Хартесского комплекса [1], расположенного всего лишь в 20 км западнее в рифейских толщах, позволяют предполагать существование временной взаимосвязи между ними и флюидизатно-эксплозивными образованиями. Возможно, что становление Хартесского и Сертыньинского комплексов, является следствием единого глубинного мантийного процесса. Возраст протолита метабазальтоидов (амфиболитов) зоны метаморфизма массива Рай-Из пока остается неопределенным.

Второй тип базитов, представленный амфиболовыми габбро и габбро-амфиболитами, находится в восточном обрамлении Войкарского и Рай-Изского габбро-гипербазитовых массивов, на границе с плагиогранитоидами Собского интрузивного комплекса. Эти породы совместно с жильной серией плагиоклазитов и горнблендитов, известные под названием собского (пятиреченского) плагиомигматитового комплекса, рассматриваются как продукт амфиболитового метаморфизма и палингенеза преимущественно офиолитового субстрата [5, 8]. На геологической карте ГКК-1000 они отнесены к кэршорскому ($\text{O}_3\text{--S}_1$) офиолитовому комплексу Полярного Урала. Геологическое, геохимическое и изотопное изучение пород южного обрамления массива Рай-Из позволяет предложить иную трактовку генезиса и возраста этих образований.

Согласно полученным данным к кэршорскому комплексу относится только незначительную часть габбро-амфиболитов (с низким Sr) и пород полосчатого комплекса на контакте с ультрабазитами массива. Весь остальной объем пород плагиомигматитового комплекса относится к постофиолитовой (островодужной) ассоциации. Слагающие ее роговообманковые габбро и габбро-диориты характеризуются повышенной железистостью, обогащенностью стронцием ($e^{\text{Sr}} 400$ г/т), высоким уровнем и отличными от офиолитов отрицательными трендами распределения РЗЭ. Именно этот субстрат (а не габбро офиолитов) испытал частичное плавление и мигматизацию. По направлению к центральной части Собского комплекса амфиболовые габбро сменяются габбро-диоритами, а затем диоритами и плагиогранитоидами. Не

смотря на различия в химическом составе пород, все они имеют единую геохимическую специализацию, что позволяет рассматривать базиты в качестве краевой части Собского плутона (комплекса).

Предпринятое U-Pb датирование методом LA-MC-ICPMS цирконов базитов и диоритов выявило существование закономерной картины, выраженной в заметном омоложении возрастов по направлению к центральной части плутона. Вблизи контакта с ультрабазитами (г. Круглая) для лабрадоритового амфиболового габбро (габбро-диорита) получена датировка (по 30 зернам) 418 ± 2 млн. лет (поздний силур) [7]. Западнее (р-н г. Черная) в близких по химизму породах циркон имеет возраст (по 7 зернам) 394 ± 7 млн. лет (средний девон). Непосредственно вблизи границы с массивом плагиогранодиоритов (руч. Черный), для гнейсовидных диоритов определен возраст (по 19 зернам) 378 ± 3 млн. лет (верхний девон), который оказывается моложе ранее установленного (нижний девон) для собского комплекса [5].

Таким образом, согласно геохимическим и изотопным данным базиты плагиомигматитового «комплекса» не имеют признаков офиолитовой природы и целиком относятся к Собскому комплексу, аналоги которому существуют в более южных районах Урала. Данный комплекс формировался как многофазное образование в течение длительного времени, очевидно, с позднего силура по поздний девон включительно в надсубдукционных геодинамических условиях.

Литература

1. Водолазская В. П., Опаренкова Л. И., Зархидзе Д. В., Иванов Н. Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q40 — Печора. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2013. 365 с.
2. Петров Г. А., Ронкин Ю. Л., Маслов А. В., Лепихина О. П. Вендский и силурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне среднего Урала // ДАН. 2010. Т. 432. № 2. С. 220—226.
3. Рудный потенциал Ханты-Мансийского автономного округа. Стратегия и тактика геологоразведочного и горнорудного производства / Под ред. К.К. Золоева и др. Екатеринбург-Ханты-Мансийск. 2001. 176 с.
4. Соболев С. Ф. Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала. М.: Наука. 1965. 163 с.
5. Удорткина О. В., Кузнецов Н. Б. Собский плагиогранитный комплекс Полярного Урала // Бюллетень МОИП. Отд. геологич. 2007. Т. 82. Вып. 3. С. 49—59.
6. Шмелев В. Р. Флюидизатно-эксплозивные образования зоны Главного Уральского глубинного разлома и алмазоносность западной части ХМАО // Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа. Ханты-Мансийск. 2004. С. 282—289.
7. Шмелев В. Р., Мон Ф.-Ц. Природа и возраст базитов офиолитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // ДАН. 2013. Т. 451. № 2. С. 211—215.
8. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулканоплутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР. 1984. 158 с.

Причины вещественной гетерогенности ультрабазитов Полярного Урала

В. Р. Шмелев¹, С. Арай², А. Тамура²

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, ² Университет Каназава, Япония

Офиолитовый пояс Полярного Урала, маркирующий зону Главного Уральского разлома, представлен крупными массивами ультрабазитов и габбро (Войкарский, Рай-Из и Сыум-Кей), характеризующимся разнообразием породных комплексов, сложной внутренней структурой и разнотемпературным метаморфизмом [1—3]. К настоящему времени установлены многие закономерности формирования офиолитов, однако, проблема генезиса мантийных ультрабазитов, с локализованным в них хромитовым оруденением, содержащим ультравысокобарический парагенезис минералов [4] продолжает и сейчас оставаться весьма актуальной.

Проводимые исследования минералогии и геохимии мантийных ультрабазитов свидетельствует о том, что значительная их часть фактически не является реститами «sensu stricto». Ультрабазиты испытали мощное и очевидно неоднократное флюидно-магматическое воздействие, в результате которого претерпели рефertilизацию (с обогащением пород легкими и средними РЗЭ, мобильными редким элементами), а также реакционную депироксенизацию с образованием дунитов и хромитового оруденения в зонах интенсивной тектонической проницаемости [3].

Вместе с тем, представлялось важным понять какие процессы и механизмы, являются от-

ветственными за «первичную» вещественную гетерогенность ультрабазитов. Для выяснения этого вопроса нами было проведено изучение геохимии породообразующих минералов (пироксенов, амфибола) из лерцолитов и гарцбургитов полярноуральских массивов в серии полированных шлифов методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в университете Каназава (Япония). Полученные результаты позволяют уточнить и дополнить сделанные ранее обобщения [3, 5], а также предложить новую интерпретацию петрогенезиса ультрабазитов.

Согласно полученным данным становление главных типов ультрабазитов является результатом разноглубинного частичного плавления мантии в различных геодинамических обстановках, которое реализовалось по следующему сценарию:

(1) Формирование диопсидовых гарцбургитов и «обычных» гарцбургитов ($Cr\# Sp \geq 25-50$) в процессе частичного плавления лерцолитового протолита сначала в гранатовой (5–10%), а затем шпинелевой фации. Ультрабазиты данного типа пользуются распространением преимущественно (?) в юго-восточной (восточной) части Войкарского массива. Критерием выделения этих образований служит существование крутых трендов распределения средних и тяжелых РЗЭ в клинопироксенах, близких соответствующим трендам модельного распределения. Суммарная степень частичного плавления при формировании пород составляла порядка 15–20%, что в целом согласуется с ранее полученными оценками [5, 6]. Ультрабазиты с признаками полибарического плавления, вероятно, являются наиболее ранними образованиями глубинных (корневых) зон палеоспрединга, затронутых плюмовыми процессами.

(2) Формирование лерцолитов ($Cr\#Sp 14.4-18.4\%$) и переходных диопсидовых гарцбургитов, в процессе частичного плавления мантийного протолита в шпинелевой фации стабильности. Они распространены во всех полярноуральских массивах, однако лерцолиты в Войкарском массиве пока не установлены. В сравнении с первым типом образований, клинопироксен и амфибол ультрабазитов характеризуются, пологими трендами распределения средних и тяжелых РЗЭ, которые близки трендам модельных составов, отвечающим 5–8% (лерцолиты) и 10–12% (диопсидовые гарцбургиты) степени частичного плавления. Дискретный характер изменения хромистости шпинели от лерцолитов к диопсидовым гарцбургитам, возможно свидетельствует о двухстадийности процесса частичного плавления. Совокупность минералого-геохимических данных указывает на формирование ультрабазитов в спрединговой океанической обстановке.

(3) Формирование гарцбургитов в процессе частичного, индуцированного флюидом плавления в шпинелевой фации на месте ранее деплетированного субстрата. Индикатором данного процесса служит существование линейных (положительных), либо горбообразных трендов распределения РЗЭ в клинопироксене гарцбургитов, нетипичных для обычного «сухого» частичного плавления. Кроме этого, в пользу флюидонасыщенных условий плавления, наряду с обогащенностью клинопироксенов легкими и даже средними РЗЭ, свидетельствует также пониженный уровень содержания титана. Общая степень частичного плавления при образовании гарцбургитов составляла около 14–16%. Геохимические особенности пород и минералов этапа плавления с участием флюида в большей степени отвечают надсубдукционным условиям.

Особенностью мантийных ультрабазитов Полярного Урала, прошедших различные этапы и стадии частичного плавления, является их флюидно-магматическое преобразование, реализуемое в различной форме. Первичный клинопироксен испытывает модификацию состава с ростом содержания легких РЗЭ, стронция, свинца и циркония. Наблюдается сквозная кристаллизация равновесного с клинопироксеном амфибола переменного состава (от паргасита до тремолита). В случае преимущественно водного воздействия происходит перераспределение РРЗЭ между клинопироксеном и амфиболом; в отдельных случаях устанавливается полное «замещение» клинопироксена. При воздействии флюидизированных расплавов клинопироксен напротив обогащается редкими элементами. Геохимические особенности амфиболов (обедненность Nb, Zr) указывают на их кристаллизацию в надсубдукционной обстановке. Сравнение геохимии пород и минералов дает основание предполагать, что преобразование ультрабазитов сопровождалось кристаллизацией в них акцессорных минералов концентраторов РЗЭ.

Литература

1. Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1987. Вып. 404. 246 с.
2. Чащухин И. С., Вотяков С. Л., Щапова Ю. В. Кристаллохимия шпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 2007. 310 с.
3. Шмелев В. Р. Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология, 2011. Т. 19. № 6. С. 649–672.

4. Arai S., Miura M., Yamamoto S., Shmelev V. Textural and petrological characteristics of ultrahigh-pressure chromitites, indicating a mantle recycling origin? // Geophysical Research Abstracts EGU General Assembly. 2013. Vol. 15. P. 3833.

5. Batanova V. G., Belousov I. A., Savelieva G. N. and Sobolev A. V. Consequences of Channelized and Diffuse

Melt Transport in Supra-subduction Zone Mantle: Evidence from the Voykar Ophiolite (Polar Urals) // Journal of Petrology. 2011. V. 52. (12). P. 2483–2521.

6. Sharma M., Wasserburg G. J., Papanastassiou D. A. et al. High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. V. 135. P. 101–114.

Породообразующие и акцессорные минералы метагранитоидов Марункеуского эклогит-гнейсового комплекса (Полярный Урал)

А. С. Шуйский¹, К. В. Куликова¹, Д. А. Варламов²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;

²Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

Изученные породы выявлены в поверхностных обнажениях в районе Слюдяной Горки в южной части хребта Марун-Кеу, Полярный Урал. Структурно они приурочены к южной части древнего Марункеуского блока.

Было опробовано небольшое тело (примерно 300 м в поперечнике) метагранитоидов в юго-западной части Слюдяной Горки. Тело сечет полосчатую толщу гнейсов, эклогитов и амфиболитов, содержащих субсогласные тела метадолеритов. На одном из контактов с метадолеритами внутри метагранитоидов наблюдаются небольшие ксенолиты (до десятков см в поперечнике) последних.

Абсолютный возраст гранитоидов определялся U-Pb методом по единичным зернам циркона на ионном микрозонде SHRIMP PG в Стэнфордском университете, США. Были получены конкордантные значения возраста на уровне 495 ± 2.4 млн. лет, что соответствует позднему кембрию — раннему ордовики [2], но на картах нового поколения тело обозначено как блок раннепротерозойского возраста ($gyPR_1e$) [1].

Макроскопически метагранитоиды — серые породы с массивной текстурой и порфировластовой, с элементами лепидонематогранобластовой, микроструктурой. Порода сложена (в об. %) крупными выделениями калиевого полевого шпата (25–30) размером от 0.8 до 1.2 см, кварцем (25) и плагиоклазом (30), призматическими зернами амфибола (2–3) и эпидота-клиноцоизита (2–3), чешуйками мусковита (2) и биотита (5), из аксессуариев характерны титанит, апатит и циркон.

По петрохимическим данным породы относятся к гранитам, содержание SiO_2 достигает 68.5 мас. %, имеют слегка повышенную щелочность преимущественно за счет K_2O ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ —

7.85 мас. %) и принадлежат к калиево-натриевой серии.

Суммарное содержание редкоземельных элементов достигает 213 г/т. Спектры РЗЭ характеризуются V-образным видом с четко проявленным европиевым минимумом и преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми.

Спайдер-диаграммы изученных метагранитоидов, нормированные на гипотетический плагиогранит СОХ, показывают обогащение крупноионными элементами (Rb, Ba, Th), имеют слегка пониженное содержание высокозарядных элементов (Hf, Sm, Y, Yb) и низкое содержание Zr.

На дискриминационных диаграммах Пирса, предназначенных для интерпретации геодинамической обстановки формирования гранитоидов, точки составов метагранитоидов Марункеуского эклогит-гнейсового комплекса попадают в область составов, отвечающих внутриплитным обстановкам.

Микрозондовые определения составов породообразующих и акцессорных минералов в аншлифах метагранитоидов выполнены в ИЭМ РАН (Черноголовка) на сканирующем электронном микроскопе Tescan VEGA-II XMU с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 с расчетом результатов рентгеноспектрального микроанализа с помощью программы INCA Energy 300. Сделано более 100 микрозондовых анализов (некоторые составы темноцветных минералов приведены в табл., часть точек — на рис.).

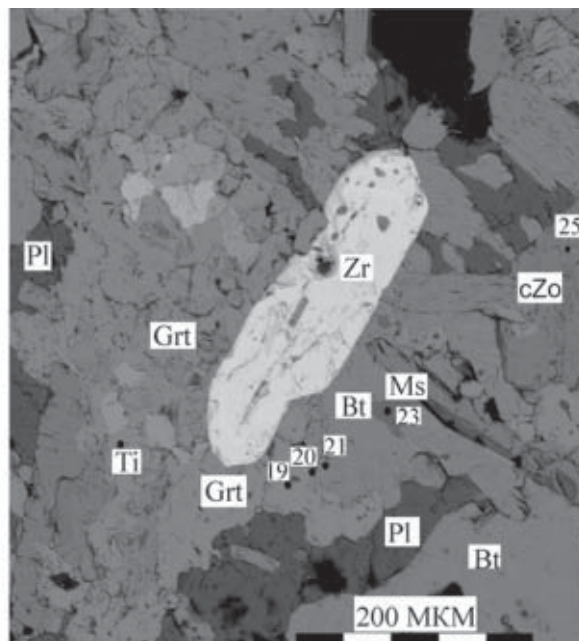
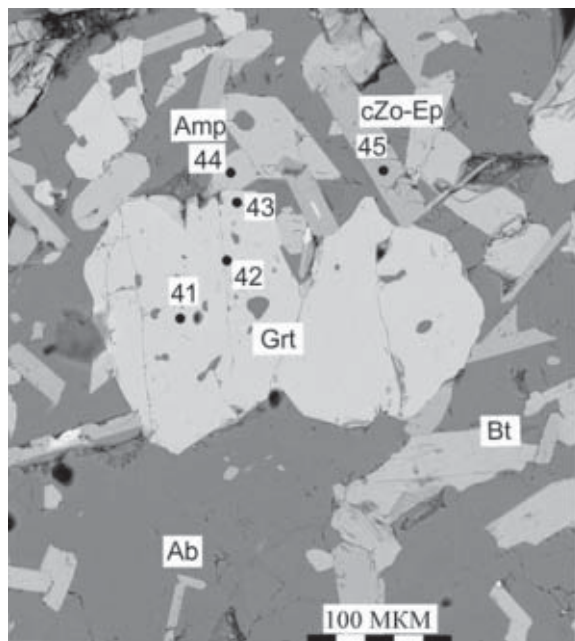
Плагиоклаз образует вытянутые таблички размерами до 0.5 мм, с содержанием Na_2O от 9.82 до 10.72 мас. %, что соответствует альбиту и олигоклазу (№ Pl — 10–12).

КПШ образует крупные порфировласты до 1.2 см в размере, а так же мелкие таблички. Со-

**Химический состав темноцветных минералов метагранитоидов
Марункеуского эклогит-гнейсового комплекса, мас. %**

Компо- нент	<i>Cam</i>	<i>Bt</i>	<i>Ep</i>	<i>Ep</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>
	44п	21к	25	45	41ц	42п	43к	54ц	55к
SiO ₂	40.01	35.50	38.61	37.49	37.71	37.02	36.93	37.23	37.03
TiO ₂	0.59	3.52	0.17	-	0.27	-	0.02	0.04	0.10
Al ₂ O ₃	13.54	15.45	25.99	25.40	21.40	21.47	21.02	21.59	21.62
FeO	22.18	24.72	9.76	9.94	26.82	27.17	27.46	25.60	26.08
MnO	0.27	0.14	0.18	0.12	1.56	1.44	0.89	1.38	1.13
MgO	6.75	7.37	0.15	0.05	1.57	1.74	1.86	1.28	1.63
CaO	10.44	0.37	24.13	23.55	11.83	11.03	10.57	13.04	13.00
Na ₂ O	1.79	0.17	-	0.09	-	-	0.12	0.15	0.05
K ₂ O	2.39	9.17	0.03	0.03	-	-	0.03	0.06	0.04
Сумма	97.95	96.42	99.07	96.67	101.20	99.87	98.88	100.37	100.83
Формульные коэффициенты									
Si	6.10	2.83	2.98	2.96	2.96	2.94	2.96	2.93	2.90
Ti	0.07	0.21	0.01	-	0.02	-	0.00	0.00	0.00
Al	2.43	1.45	2.36	2.36	1.98	2.01	1.98	2.00	1.99
Fe ³⁺	0.82	-	0.67	0.73	0.06	0.10	0.11	0.14	0.17
Fe ²⁺	2.01	1.64	-	-	1.69	1.70	1.73	1.53	1.53
Mn	0.03	0.01	0.01	0.01	0.10	0.10	0.06	0.09	0.08
Mg	1.53	0.87	0.02	0.01	0.18	0.21	0.22	0.15	0.19
Ca	1.71	0.03	1.99	1.99	0.99	0.94	0.91	1.10	1.09
Na	0.53	0.03	-	0.01	-	-	0.02	0.02	0.01
K	0.47	0.93	0.00	0.00	-	-	0.00	0.01	0.00

Примечание: 43к — анализ в краевой зоне индивида, 41п — анализ в промежуточной зоне, 41ц — анализ в центре



Взаимоотношения минералов в метагранитоидах марункеуского эклогит-гнейсового комплекса (фото в обратно-рассеянных электронах, номера на фото соответствуют номерам проб в таблице)

держание K_2O от 14.80 до 15.11 мас. %, примеси BaO до 0.8 мас. %

Амфибол представлен ферропаргаситом с магнезиальностью $X_{Mg} = 33-48$.

Биотит образует вытянутые чешуйки размерами до 0.6 мм, состав является промежуточным между флогопитом и аннитом ($X_{Mg} = 35-44$), содержание TiO_2 колеблется от 3 до 3.5 %, зачастую биотит совместно с клиноцоизитом и мелким гранатом формирует своеобразные «сегрегации» темноцветных минералов в лейкократовой матрице.

Мусковит ($K_{0.56}Na_{0.02}Ca_{0.01}Fe^{2+}_{0.35}(Al_{1.32}Mg_{0.26}Ti_{0.07})_{1.65}[Si_{3.93}Al_{0.07}O_{10}](OH)_2$) образует вытянутые мелкие чешуйки до 0.3 мм и соответствует по составу селадониту.

Клиноцоизит образует скопления мелких зерен, вытянутых в длину, с размерами зерен до 0.5 мм. Содержание эпидотового минала в них варьирует от 26.4 до 35.5 %, в некоторых клиноцоизитах в ядрах встречается алланит ($Ca_{0.87-0.94}Mg_{0.36-0.56}Ce_{0.38-0.42}La_{0.20-0.36}Nd_{0.09-0.14}(Pr, Sm, Eu)_{0.04}Pb_{0.01}Th_{0.01-0.03})_{2.2-2.4}(Fe^{3+}_{0.26-0.40}Ti_{0.70-0.80})_{1.06-1.10}(Al_{1.06-1.37}Fe^{3+}_{0.73-0.94})_2[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$ с содержаниями (мас. %) La_2O_3 5.2–6.8 %, Ce_2O_3 10.5–11.8 %, Nd_2O_3 2.7–3.2 %, прочие LREE — до 2 %, PbO — до 0.52 %, ThO_2 от 0.57 до 1.39 %.

Гранат представлен порфиробластами от 0.06 мм до 0.15 мм, которые, как правило, содержат включения кварца. По составу являются довольно необычными для гранитоидов гроссуляр-альмандинами ($Alm_{54-62}Gros_{26-36}Py_{7-8}Sps_{2-3}$), доля пиропового минала не превышает 9 % (магнезиальность X_{Mg} 7–12). В целом для большинства зерен гранатов из метагранитоидов характерны постепенное падение концентрации марганца от центра к каймам и повышение концентрации железа.

Циркон ($Zr_{0.97-0.98}Fe_{0.01}Th_{0.01}Hf_{0.02}Ce_{0.02}U_{0.02})_{1.05-1.06}SiO_4$) образует длиннопризматические кристаллы до 0.3 мм, Содержание HfO_2 варьирует от 0.88 до 1.63 %, ThO_2 до 0.42 %, UO_2 — до 0.31 % (изредка встречаются метамиктные ядра зерен с суммарным содержанием $UO_2 + ThO_2$ до 5 %).

Титанит $Ca_{0.98-1.06}(Ti_{0.89-0.91}Fe_{0.01-0.03})_{0.90-0.95}[Si_{0.96-1.00}Al_{0.07-0.08}O_4](OH, F)$ встречается в виде идиоморфных желто-зеленых до бурого клиновидных зерен до 0.2–0.3 мм (содержит до 2.2 мас. % Al_2O_3 и 0.9 мас. % фтора).

Апатит представлен бесцветным фторапатитом (до 3.5 мас. % F) размером до 0.02 мм. Руд-

ные минералы практически беспримесным ильменитом, который образует мелкие, до 0.02 мм, неправильные зерна. В породе много мелкого рутила, зачастую лейкоксенизированного.

Для метагранитоидов (вернее, для комплекса темноцветных минералов) с помощью программы TPF [4] рассчитаны равновесные $T = 732^\circ C$ и $P = 8.8$ кбар [3], отражающие проградную метаморфическую стадию их преобразования.

Таким, образом минералы метагранитоидов отражают проградную стадию метаморфизма их преобразования, для данного парагенезиса (каймы зерен) условия формирования оценены как $T = 732 \pm 10^\circ C$ и $P = 8.8 \pm 0.2$ кбар.

Работа проводится в рамках программы фундаментальных исследований РАН № 12-С-5-1024 «Субсинхронное формирование разнотипных гранитоидов: петрогенез, природа источников магм, геодинамика»; в рамках программы фундаментальных исследований РАН № 12-С-5-1021 «Эклогит-гнейсовые комплексы как индикаторы континентальной субдукции».

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская — Лист Q-41-I, II (Лаборова). Объяснительная записка // СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.
2. Куликова К. В., Варламов Д. А. Особенности метаморфической эволюции марункеуского эклогит-гнейсового комплекса (Полярный Урал) // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. XV чтения памяти А. Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 152–154.
3. Куликова К. В., Соболева А. А., Удоратина О. В., Гроув М. Возраст метагранитоидов эклогит-гнейсового комплекса хребта Марункеу (Полярный Урал) // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. XV чтения памяти А. Н. Заварицкого. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2012. С. 155–157.
4. Fonarev V. I. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes / V. I. Fonarev, A. A. Graphchikov, A. N. Konilov // Intern. Geol. Rev. 1991. V. 33, №8. P. 743–783.

Стратиграфия и палеонтология

Стратиграфические исследования средне– верхнедевонских отложений в бассейне р. Цильмы (Средний Тиман)

Е. М. Ардашова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Средний Тиман располагается в центральной части Тиманского кряжа и ограничен с севера широтой 66°. На юге граница проводится по южному окончанию Четласского камня. Сам район исследований расположен в северо-западной части Республики Коми, в бассейне р. Цильмы. По административному делению район относится к Усть-Цилемскому району Республики Коми; в географическом отношении — расположен в пределах листов Q-39-XIX-XXI топографической карты масштаба 1:200 000.

На территории исследований девонские отложения впервые были обнаружены в 1875 г. А. А. Штуkenбергом [14]. Впоследствии изучением девонских отложений Цилемской площади занимались многие исследователи.

С 1932 по 1936 гг. А. А. Малаховым и его сотрудниками проводилась первая геологическая съемка на Среднем Тимане. В результате была построена геологическая карта масштаба 1:500 000 и предложена первая схема стратиграфического расчленения. Девонские отложения были подразделены на три горизонта (снизу вверх): Умбинский, Косминский и Мыльский — по названию рек, где наиболее хорошо обнажен тот или иной горизонт. Умбинский горизонт отнесен к живетскому ярусу среднего девона, а два других — к франскому ярусу верхнего девона. В косминских песчаниках отмечено наличие массы обугленных растительных остатков, наряду с которыми встречены остатки ихтиофауны (обнажения по р. Цильме, выше и ниже р. Рудянки). Из-за отсутствия резкой литологической разницы между косминскими и мыльскими слоями границу между ними А. А. Малахов проводил по массовому появлению брахиоподовой фауны. В верхних частях мыльского горизонта опять же были встречены обугленные растительные остатки [1].

В 1948 г. С. В. Тихомиров расчленил отложения в бассейне р. Печорской Пижмы на 11 слоев (пижемские, яранские, пестроцветные, туфодиабазовые, средненские, денисовские, синещельские, нижневерховские, верхневерховские, березовские и каменоручейские) и сопоставил их с Главным девонским полем и Южным Тиманом [7].

В 1955, 1956 и 1958 гг. в бассейне среднего течения р. Цильмы производились геолого-поисковые работы под руководством геолога В. П. Пономарева¹. Помимо геологической съемки масштаба 1:200 000, изучения стратиграфии и фациального анализа, поисков структур, благоприятных для накопления нефти и газа в задачи работ входило также и попутное изучение меднорудных объектов на данной площади. В результате В. П. Пономарев пришел к выводу, что в исследованном районе девонские отложения представлены, главным образом, франским ярусом верхнего девона, а отложения живетского яруса среднего девона были выделены условно.

Отложения среднего девона отмечены в районе устья р. Космы, в верховьях р. Березовки (приток р. Цильмы), по р. Малому Номбуру и в бассейне среднего течения р. Верхней Валсы. Между верхним и средним девоном отмечена четкая литологическая граница. Отложения верхнего девона были подразделены на два подъяруса: нижнефранский и среднефранский. По литологическим признакам нижнефранских отложений В. П. Пономарев разделил на нижнюю часть (с пашийско-кыновскими слоями) и верхнюю (с саргаевскими). Граница между ними была проведена по массовому появлению брахиоподовой фауны и по смене красно-коричневых терригенных пород — саргаевскими сероцветными терригенно-карбонатными, там, где А. А. Малахов [1] проводил границу между косминским и мыльским горизонтами. Граница саргаевских слоев с вышележащими отложениями среднефранского подъяруса также проведена по смене фауны (фауной семилукских слоев), отмечено, что литологически эта граница не выделяется.

В 1965–1966 гг. на Среднем Тимане, в бассейне среднего течения р. Цильмы В. П. Пономаревым впервые были закартированы песчаники живетского яруса среднего девона. По спорам выделены пашийский-кыновский горизонты, по фауне саргаевский и семилукский, спорами охарактеризованы ранее не выделявшиеся отложения верхнефранского подъяруса в объеме ветло-сянской и сирачойской свит².

В 1973 году в свет выходит издание «Стратиграфия СССР», в томе, посвященном девон-

¹Пономарев В. П. Отчет «О геолого-поисковых работах в бассейне среднего течения реки Цильмы на Среднем Тимане в 1955, 1956 и 1958 гг.» Ухта, 1959. Геолфонд №2755.

²Пономарев В. П., Агулов Н. В., Лазаревич К. С., Абрамичев А. П. Отчет Средне-Цилемской геолого-поисковой съемочной партии по работам 1965–1966 гг. Ухта, 1967. Геолфонд №5026.

ской системе, подведены итоги изучения девона на территории Тимано-Печорской области [11]. Нижний отдел девонской системы на Среднем Тимане не был выделен. Средний отдел подразделяется на афонинский и старооскольский горизонты (по-видимому, соответствующие пижемской свите С. В. Тихомирова). Верхний отдел представлен франским ярусом. К пашийскому горизонту относятся низы нижней части косминской свиты схемы А. А. Малахова, туффоидный слой схемы С. В. Тихомирова. Кыновский горизонт на Среднем Тимане без расчленения на подгоризонты в объеме верхней части нижней половины косминской свиты схемы А. А. Малахова, соответствующей пестроцветному слою схемы С. В. Тихомирова. Саргаевский горизонт в объеме верхней части косминского горизонта схемы А. А. Малахова, соответствующего средненским, денисовским и синещельским слоям С. В. Тихомирова. Семилукский горизонт соответствует нижеверховским слоям схемы С. В. Тихомирова [1, 7, 11].

В 1974, 1978–80 гг. на территории района производилось картировочное бурение под руководством В. П. Пономарева. По результатам данных работ в 1981 г. была заново составлена объяснительная записка к геологической карте листа Q-39-XXI³. Расчленение сделано на основании спорных комплексов, определение занималась В. Ф. Сеннова. Стратиграфическое расчленение основано на результатах палинологического анализа. Верхний отдел представлен только франским ярусом, верхние его горизонты: бурегский и воронежский, размыты.

В нижефранском подъярусе по литологическим и палинологическим признакам выделены пашийский и кыновский горизонты. По всему разрезу отмечены редкие крупные обломки углещифицированных растительных остатков и детрит. В аргиллитах, с обуглившимися растительными остатками и в алевролитах выделен комплекс спор с типично пашийскими формами и живетскими, возможно переотложенными. Саргаевские отложения были изучены по выходам в берегах р. Цильмы и ее притоков, а также в ряде неглубоких (до 71,5 м) скважин, пробуренных вдоль реки и к северу от нее. Семилукский горизонт представлен терригенно-карбонатными отложениями с голубовато-серой окраской глин и алевролитов.

Открытие в южной части Среднего Тимана месторождений бокситов послужило толчком к проведению поисковых работ на всей территории Тиманского Кряжа. В 1975–1977 гг. сотрудники Ухтинской геологоразведочной экспедиции выполняют детальные поисковые работы на Верх-

не-Цилемской площади. Среднедевонские отложения в северо-западной части Среднего Тимана были подразделены (снизу вверх) на заостровскую и пижемскую свиты, нижефранские отложения на яранскую, листовенничную, цилемскую и устьчиркинскую свиты [8, 9].

В 1988 г. А. Е. Цаплиным и В. С. Сорокиным в составе среднего девона выделены эйфельский и живетский ярусы. Франский ярус территории разделяется на яранскую, листовенничную, валсовскую, цилемскую, устьчиркинскую, устьярегскую, крайпольскую и березовскую свиты [10].

Стратиграфическое положение среднедевонских (позднеэйфельских) отложений Среднего Тимана детально изучены О. П. Тельновой [2, 4, 5, 6]. М. Г. Раскатовой установлены пять последовательно сменяющихся палинологических комплексов пограничных средне-, верхнедевонских отложений на Среднем, Северном и Южном Тимане [3].

Позже в 2006 г. В. С. Цыганко привел анализ стратиграфической изученности девонских отложений Тимана. На территории Среднего Тимана средний девон представлен эйфельским и живетским ярусами. Эйфельскому ярусу соответствуют по объему верхняя часть заостровской свиты и нижняя пижемской. Объем живетского яруса был принят в соответствии с Международной стратиграфической шкалой девонской системы (МСШ). Международная комиссия по стратиграфии девона (SDS) рекомендует проводить верхнюю границу живетского яруса (нижнюю границу франского яруса) по появлению наиболее древних представителей конодонтов рода *Ancyrodella*. В связи с этим к живетскому ярусу отнесены отложения яранского, джьерского и тиманского горизонтов. Франский ярус включает саргаевский, доманиковский, ветласянский, сирачойский, евлановский и ливенский горизонты [12, 13].

Следует отметить, что детальные стратиграфические исследования Цилемской площади не проводились вот уже двадцать лет. Однако, в последнее время интерес к ней снова возрастает. В ходе полевых исследований под руководством И. Х. Шумилова обнаружены и исследованы палеопочвы с инситуальными корневыми системами, им же найдены остатки ствола археоптерисовых с хорошо сохранившейся внутренней структурой, территория представляет огромный интерес для проведения палеоботанических исследований, собраны образцы для проведения палинологического анализа с целью уточнения стратиграфической схемы.

Работа выполнена при поддержке Программы УрО РАН № 12-У-5-1043.

³Пономарев В. П., Колониченко Е. В., Шпалык А. В. Отчет «О производстве геолого-съёмочных работ м-ба 1:200 000 на листе Q-39-XXI». Ухта, 1981. Геолфонд №9691.

Литература

1. Малахов А. А. Геология Среднего Тимана и Западного Притиманья. Л.; Архангельск; М.: Гостоптехиздат, 1940. 114 с.
2. Мальков Б. А., Тельнова О. П. Стратиграфическое положение и возраст металлоносных отложений девона Среднего Тимана // Геология девона Северо-Востока европейской части СССР: Тез. докл. совещания. Сыктывкар, 1991. С. 45–46.
3. Раскатова М. Г. Девонские палинокомплексы Тимано-Печорской провинции // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология, 2001. Вып. 12. С. 79–87.
4. Тельнова О. П. Палиностратиграфия девона Тимана и полуострова Канин // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России. Сыктывкар, 1994. С. 43–44.
5. Тельнова О. П. Реконструкции обстановок осадконакопления и биоты на Тимане в позднем эйфеле // Южные районы Республики Коми: Геология и минеральные ресурсы, проблемы освоения. Материалы третьей Всероссийской научной конференции. Сыктывкар, Геопринт, 2002. С. 89–90.
6. Тельнова О. П. Стратиграфическое положение, возраст, климатические и фациальные условия формирования продуктивных отложений месторождения Ичетью // Алмазы и алмазаносность Тимано-Уральского региона: Материалы Всерос. совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 48–50.
7. Тихомиров С. В. Девон Среднего Тимана // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948. № 2. С. 47–56.
8. Цаплин А. Е. Основные черты строения среднедевонских отложений в северо-западной части Среднего Тимана // Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка, 1982. № 12. С. 48–56.
9. Цаплин А. Е. Основные черты строения яранской и листовенничной свит нижнего франа в северо-западной части Среднего Тимана // Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка, 1984. № 6. С. 15–20.
10. Цаплин А. Е., Сорокин В. С. Франский ярус Среднего Тимана (методические рекомендации по проведению крупномасштабных геологосъемочных работ на Среднем Тимане). Ухта, 1988.
11. Цзю З. И., Коссовой Л. С. Тимано-Печорская область // Стратиграфия СССР. Девонская система. Под ред. Д. В. Наливкина, М. А. Ржонсницкой, Б. П. Марковского. Кн. 1. М.: Недра, 1973. С. 145–166.
12. Цыганко В. С. Девон Тиманской гряды: основные черты строения и ресурсный потенциал // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 365–384.
13. Цыганко В. С., Груздев Д. А. Подъярусное расчленение и корреляция разрезов франского и фаменского ярусов девона Тимано-Североуральского региона // Биогеология, эволюция организмов и биоразнообразие в геологической истории Тимано-Североуральского региона, моделирование палеоэкосистем, палеонтологические и стратиграфические геокорреляции. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 54–88.

История изучения неогеновых отложений на Европейском Северо-Востоке

Т. А. Афанасьева

Государственный геологический музей РАН, Москва

Многие годы на Европейском Северо-Востоке существует парадоксальная ситуация: одни и те же отложения считают ледниковыми образованиями четвертичного возраста и ледово-морскими осадками неогена с разрывом во времени в 2–3 млн лет.

Большинство первых исследователей региона всю толщу покровных образований рассматривали как морские и ледниково-морские отложения четвертичного возраста. В 1876 г. П. А. Кропоткиным была обоснована теория великого покровного оледенения Европейской России, которая к началу XX в. завоевала всеобщее признание.

В первой половине XX в. появились систематизированные сводки по геологическому строению региона, в которых признавалось переслаивание ледниковых отложений с толщами водного генезиса. В 1939 г. В. А. Варсанюфьева установила, что на территорию Европейского Севера неоднократно распространялись морские трансгрессии.

В 1960-е годы широко развернулись геолого-съемочные и поисковые работы, сопровождавшиеся масштабными буровыми работами. Появились местные стратиграфические схемы, в которых все большее значение стала приобретать марино-гляциальная теория. Толща кайнозоя была расчленена на серии и свиты.

В 1962 г. все свиты большеземельской серии были впервые отнесены к неогену [1].

В 1963–1964 гг. К. К. Воллосович и М. С. Калецкая на Уральское межведомственное стратиграфическое совещание предоставили стратиграфические схемы, в которых колвинская свита рассматривалась как плиоцен-плейстоценовая.

В 1966 г. В. И. Белкин, В. С. Зархидзе и И. Н. Семенов подсчитали, что для формирования толщи осадков большеземельской серии потребуется время, значительно превышающее продолжительность четвертичного периода.

В Решении совещания по стратиграфии неогена (1966 г.) было записано, что в Тимано-Уральском регионе плиоценовые отложения (войская, сяттейская, полярно-бугринская, колвинская свиты) выделены без подразделения на ярусы. Однако это решение было забыто на долгие годы, и все названные свиты были помещены в стратиграфические схемы четвертичных отложений.

Итоги изучения плиоцен–плейстоценовых отложений региона 1963–1972 гг. с освещением

основных дискуссионных вопросов подведены в монографии «Стратиграфия плиоцен-плейстоценовых отложений Тимано-Уральской области и их корреляция по Предуралью» [9].

В 1972 г. в Институте геологии Башкирского филиала АН СССР была организована Волго-Уральская четвертичная комиссия (ВУЧК). Основная ее задача заключалась в корреляции и координации всех исследований четвертичных отложений в полосе Предуралья — от Каспийского бассейна на юге до Баренцева моря на севере. Первый опыт корреляции изученных разрезов был представлен в виде схемы «Опыт корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений Волго-Уральской области» [6]. В этой схеме, впервые для Тимано-Уральской области, плиоцен был выделен в виде морских свит большеземельской серии.

В 1983 г. на Втором Межведомственном совещании по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы схема Тимано-Уральской области не была принята, выделенные в схеме свиты были переименованы и все включены в плейстоцен.

В конце 1980-начале 1990 гг. для обоснования неогенового возраста свит В.С. Зархидзе использовал метод сопоставления моллюсков колвинской свиты с комплексами моллюсков, изученными в плиоцен-плейстоценовом разрезе Исландии. Другие исследователи неогеновый возраст свит устанавливали через корреляцию отложений по фораминиферам и диатомеям. Однако все эти корреляции по палеонтологическим данным «не являются пока убедительными» [4, с.10].

Непринятие неогеновых отложений на Европейском Севере имеет вполне определенные основания: во-первых, все стратотипы неогена разработаны на юге Европы для морей Тетиса и Паратетиса и не могут быть непосредственно использованы для расчленения отложений Севера; во-вторых, недостаточно изучена фауна и флора арктических широт. Встречающиеся в неогеновых свитах большеземельской серии органические комплексы практически не отличаются от современных. Однако изучение флоры всей полосы Предуралья с юга на север показало, что даже в пределах Южного Предуралья флоры нижнего-среднего плиоцена были практически современными. Тогда какими же они должны быть на Севере?

На севере Предуралья арктические современные виды должны были появиться еще раньше. Это «омоложение» могло проявиться и на дру-

гих группах биоты Севера, поэтому плиоцен и плейстоцен по органическим остаткам оказались практически неразделимыми. Вопрос о неогеновых отложениях на Севере мог быть разрешен только постановкой палеомагнитных исследований. Для осуществления этих работ потребовалось более 15 лет, в течение которых В. Л. Яхимович добивалась проходки 2-3 скважин в Мингео РСФСР, Мингео СССР, Президиуме АН СССР и Межведомственном стратиграфическом комитете. Последний в лице А.И. Жамойды и И.И. Краснова поддержали эту просьбу [10].

Первые палеомагнитные исследования были выполнены в 1988 г. в долине р. Морею (скв. ВГК-10). Верхняя часть разреза была отнесена к ортозоне Брюнес, а вся нижняя – к ортозоне Матуяма. Впервые было установлено, что граница между четвертичными и неогеновыми отложениями проходит в кровле сяттейской свиты, а залегающие ниже морские осадки падимейской, а следовательно, и колвинской свит, имеют неогеновый возраст [10].

В 1990 г. была разработана первая в регионе стратиграфическая схема неогеновых отложений Тимано-Уральской области [11]. Она была представлена на Четвертом Уральском стратиграфическом совещании, но в связи с дискуссионностью выводов о результатах палеомагнитных исследований была рекомендована в качестве рабочего варианта.

Вторая скважина для палеомагнитного изучения (скв. ПМ-1) была задана на одной из вершин Большеземельской тундры. В разрезе были вскрыты палеомагнитные ортозоны Брюнес, Матуяма и Гаусс. В эпоху Матуяма сформировались свиты падимейской серии. В эпоху Гаусс – свиты колвинской серии. Результаты изучения разрезов двух скважин позволили составить опорный магнитостратиграфический разрез верхнего плиоцена и провести его корреляцию со стратиграфическими подразделениями Предуралья и Каспийского бассейна [12].

Почти одновременно аналогичные магнитостратиграфические исследования проводились на севере Архангельской области, где в разрезах трех скважин были вскрыты ортозоны Матуяма, Гаусс и Гильберт.

В период с 1993 г. до 2000 г. была разработана более детальная стратиграфическая схема неогеновых отложений [2] и составлены первые легенды неогеновой системы к государственным геологическим картам масштаба 1:200 000 [5, 7].

С начала 2000-х гг. отложения неогена были отражены на всех изданных в регионе государственных геологических картах масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000 [8, 3]. Работы по картированию и изучению кайнозойских отложений палеомаг-

нитным методом продолжаются. К настоящему времени в пределах региона изучено более 20 разрезов кайнозоя, в которых вскрыты палеомагнитные ортозоны Матуяма, Гаусс, Гильберт и отдельные фрагменты ортозон 5 и 6. Таким образом, даже с учетом понижения нижней границы четвертичной системы на уровень 2,6 млн. лет, получено достаточно данных о наличии неогеновых отложений на Европейском Северо-Востоке. Они представлены свитами миоценового и плиоценового отделов [2, 3, 5, 7, 8, 11].

Литература

1. *Афанасьев Б. Л., Белкин В. И.* Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд-во МГУ, 1963. С. 7-12.
2. *Афанасьева Т. А.* Палеоген и неоген западного склона Полярного, Приполярного Урала и Предуралья: автор. дис. СПб.: СПГИ, 1996. 22 с.
3. *Водолазская В. П., Опаренкова Л. И., Зархидзе Д. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q 40. Печора. Объяснит. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 365 с.
4. *Гладенков Ю. Б., Петров О. М.* Дискуссионные проблемы стратиграфии верхнего кайнозоя Севера СССР // Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода. 1990. № 59. С. 5-10.
5. *Дембовский Б. Я., Иванов В. Н., Кузнецов Н. А. и др.* Легенда Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Воркута, 1999.
6. Опыт корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений Волго-Уральской области. Уфа: БФАН СССР, 1981. 61 с.
7. *Шишкин М. А., Криночкин В. Г. и др.* Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Воркута, 1998. 184 с.
8. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Афанасьева Т. А. и др.* Отчет по объекту ГДП-200 листов Q-41-XIX, XX: (Пачвожско-Лемвинская площадь). Воркута, 2002. 119 с.
9. *Яхимович В. Л., Немкова В. К., Семенов И. Н.* Стратиграфия плиоцен-плейстоценовых отложений Тимано-Уральской области и их корреляция по Предуралью. М.: Наука, 1973. 100 с.
10. *Яхимович В. Л., Данукалов Н. Ф.* Арктический плиоцен Тимано-Уральской области. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. 20 с. Препринт.
11. *Яхимович В. Л., Зархидзе В. С.* Стратиграфия неогена Тимано-Уральской области. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. 27 с. Препринт.
12. *Яхимович В. Л., Зархидзе В. С., Афанасьева Т. А.* Опорный магнито-стратиграфический разрез верхнего плиоцена Тимано-Уральской области (гряды Гамбурцева и Яранмусюр). Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 12 с. Препринт.

Таксономический состав, условия обитания и захоронения фаменских позвоночных Тимана

П. А. Безносков¹, Э. В. Лукшевич², П. Э. Альберг³

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия;

²Латвийский университет, Рига, Латвия; ³Упсальский университет, Упсала, Швеция

Ископаемые позвоночные из фаменских отложений Тимана известны еще с конца XIX в., когда Й. В. Рогон [16] описал остатки рыб, собранные Ф. Н. Чернышевым на р. Ижме. Однако, в отличие от более богатой и разнообразной ихтиофауны франских отложений, вплоть до конца XX в. они оставались довольно слабо изученными [11, 12]. Проведенная авторами в последнее десятилетие серия полевых и лабораторных исследований позволила получить новые данные по фауне фаменских позвоночных Тимана, возрасту и условиям формирования вмещающих их пород. Наиболее широко фаменские отложения развиты на Южном Тимане, где представлены сосногорской и ижемской свитами. На Среднем Тимане они полностью отсутствуют. Относительно небольшое поле выхода фаменских осадков имеется также на Северном Тимане.

Сосногорская свита. Была выделена из состава ижемской свиты на основании резких фациальных отличий от перекрывающей ее толщи [1]. Отложения свиты развиты на восточном крыле Ухтинской складки и в естественных выходах отмечены по берегам рек Ижма, Сюзью и Понью, а также вскрыты рядом скважин. Свита представлена толщей переслаивания глинистых и доломитистых известняков, известковистых доломитов и глин. Глинами сложена в основном нижняя часть разреза, соответствующая, вероятно, самым верхам франского яруса (Дж. Маршалл, устное сообщение), в то время как верхняя глинисто-карбонатная часть сопоставляется с волгоградским горизонтом нижнего фамена [7].

Отложения сосногорской свиты формировались предположительно в условиях мелководной лагуны, обособленной с востока выведенным на поверхность телом позднефранского барьерного рифа. При этом связь с остальной частью бассейна, по всей видимости, не была постоянной, в результате чего лагуна могла превращаться в замкнутый водоем типа прибрежного озера [6]. Возможно, относительная изоляция и непостоянство физико-химических условий определило обедненность отложений сосногорской свиты остатками организмов. Наряду с позвоночными здесь отмечены миоспоры, кальцинизированные инкрустации и оогонии харовых водорослей, а также ихнофоссилии [1, 15].

Все остатки позвоночных, собранные из естественных обнажений, приурочены к одному слою, получившему широкую известность под названием «рыбный доломит». Этот слой, представленный пластом желтовато-серого доломитистого известняка, характеризуется частой латеральной сменой текстурных особенностей и невыдержанной мощностью, варьирующей в разных обнажениях от 12 до 45 см. В типовом разрезе свиты на р. Ижма в основании «рыбного доломита» прослеживается несколько генераций темпестита, его толщу пронизывает сеть разнообразных ходов, а в кровле развиты ризокреты(?) и следы карстовых процессов.

Остатки позвоночных распространены в слое неравномерно, в нижней части образуя местами довольно плотные скопления; кости отличаются почти полным отсутствием следов коррозии. В нижней части, на уровне темпеститов, они, как правило, характеризуются средней степенью фрагментации, расположены в плоскости напластования и имеют гидродинамически стабильное положение – выпуклостью вверх, но по сторонам света ориентированы хаотично [14]. В подавляющем большинстве остатки позвоночных представлены здесь изолированными костями, однако элементы скелета отдельных особей зачастую расположены вблизи друг друга. В средней части слоя остатки полностью дисартикулированы, часто фрагментированы, но не окатаны и местами расположены довольно хаотично, что, очевидно, связано с высокой степенью биотурбации осадка. В кровле слоя, наряду с редкими изолированными костями встречены единичные сочлененные скелеты рыб длиной до 1.5 м. Все это свидетельствует об отсутствии транспортировки остатков и автохтонности данного захоронения.

Таксономический состав позвоночных сосногорской свиты приведен в таблице. Формы, определенные в открытой номенклатуре, в дальнейшем должны быть описаны как новые виды или роды. Единственный таксон видового уровня – антиарх *Bothriolepis jeremejevi* Rohon – известен только из отложений сосногорской свиты, хотя обнаруживает значительное сходство и возможно конспецифичен с *B. leptocheira* Traquair [13]. Именно его фоссилии преобладают в данном тафоценозе, составляя более 90% всех макроостатков. Эти бентосоядные пластинокожие

№	Таксон	Трофи- ческая специа- лизация	Южный Тиман		Сев. Тиман
			Сосногор- ская свита	Ижемская свита	Покаямская свита
	Placodermi				
1	<i>Bothriolepis jeremejevi</i> Rohon	1	●		
	* <i>B. ornata</i> Eichw.	1			?
2	<i>B. ciecere</i> Lyarskaja	1			●
3	<i>B. sp.</i>	1		●	●
	* <i>Phyllolepis</i> sp.	1			?
4	cf. <i>Dunkleosteus</i> sp.	5			●
5	<i>Pachyosteomorphi</i> gen. indet.	5		●	
6	<i>Ptyctodontida?</i> gen. indet.	2			●
	Chondrichthyes				
7	<i>Chondrichthyes</i> gen. indet.	4		○	
	Acanthodii				
8	" <i>Devononchus</i> " <i>tenuispinus</i> Gross	3			●○
9	<i>Haplacanthus</i> sp.	3		○	
10	cf. <i>Cheiracanthus</i> sp.	3		○	
11	<i>Howittacanthidae?</i> gen. indet.	3		○	
	Sarcopterygii				
12	<i>Holoptychius</i> sp.	5	●○		●
13	<i>Duffichthys</i> sp.	5	●○		
14	<i>Porolepiformes</i> gen. indet.	5		●	
15	<i>Osteolepiformes</i> gen. indet.	4		○	
16	<i>Struniiformes</i> gen. indet.	1, 4		○	
	Dipnoi				
17	" <i>Dipterus</i> " sp.	2			●
18	cf. <i>Jarvikia</i> sp.	1	●		
19	cf. <i>Holodipterus</i> sp.	2		●	
20	<i>Rhinodipteridae</i> gen. indet.	2	●○		
21	<i>Chirodipteridae</i> gen. indet.	2			●
22	<i>Dipnoi</i> gen. indet.	2		○	●
	Actinopterygii				
23	" <i>Moythomasia</i> " sp.	4		○	
	Tetrapoda				
24	<i>Tetrapoda</i> gen. et sp. nov.	5**	●		

Таксономический состав и трофическая специализация позвоночных из фаменских отложений Тимана по работам [11, 12] и собственным данным. Звездочкой (*) отмечены таксоны, указанные Д.В. Обручевым [8], присутствие которых не подтверждено. Обозначения: ● — макроостатки; ○ — микроостатки; 1—4 — консументы второго порядка: 1 — эпибентофаги, 2 — склерофаги, 3 — планктофаги, 4 — мелкие хищники; 5 — консументы третьего порядка, крупные хищники, ** возможно, падальщик.

рыбы, очевидно, составляли основу рациона хищных поролепиформных саркоптеригий *Holoptychius* sp. и *Duffichthys* sp. Кроме того, в сообществе присутствовали двоякодышащие рыбы cf. *Jarvikia* sp. и *Rhinodipteridae* gen. indet. Ювенильные зубные пластины последних широко представлены среди микроостатков.

Еще одним компонентом данного сообщества являлось примитивное четвероногое. В полевые сезоны 2008—2012 гг. были проведены масштабные палеонтологические раскопки, направленные на поиск его остатков. В результате был собран обширный материал, позволяющий в деталях реконструировать строение черепа, нижней челюсти и плечевого пояса. Ряд морфо-

логических особенностей свидетельствует, что эта новая форма является наиболее рыбообразной среди других примитивных девонских четвероногих, известных по экстенсивным остаткам и занимает промежуточное положение между рыбами и наземными позвоночными [9]. Некоторые признаки строения указывают на то, что образ жизни этого животного, вероятно, был связан с частым пребыванием на границе водной и надводной сред. Возможно, оно специализировалось на поедании обитателей литорали, либо трупов других гидробионтов, концентрировавшихся в прибрежной полосе.

Ижемская свита. В современном объеме включает только нормально-морскую часть фа-

менского разреза Южного Тимана и сопоставляется с задонским горизонтом и зоной *crepida* Стандартной конодонтовой шкалы [1]. Отложения свиты широко развиты от Ухтинской антиклинали на севере до возвышенности Джек-Пармы на юге и представлены преимущественно карбонатными породами, сформировавшимися в условиях открытого мелководного шельфа. Они содержат богатую фауну морских беспозвоночных, а также разнообразные ихнофоссилии, обильно встречающиеся по всему разрезу [2, 4, 7].

Макроостатки позвоночных ижемской свиты, как правило, редки и не отличаются хорошей сохранностью. Лишь в самых низах разреза местами они образуют небольшие скопления из сильно фрагментированных и окатанных рыбьих костей. При этом таксономический состав ихтиофауны ижемской свиты довольно разнообразен и представлен акантодами, панцирными, хрящевыми, кистеперыми, двоякодышащими и лучеперыми рыбами (см. таблицу).

Покаямская свита. Охватывает всю фаменскую часть девонского разреза на Северном Тимане, от лебедянского горизонта [5] до низов плавского [10]. Ее отложения выходят на дневную поверхность в южной части западного склона Северо-Тиманского вала на восточном побережье Чешской губы и в нижнем течении р. Волонги. Свита сложена кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими карбонатные и углистые прослои, сформировавшимися, вероятно, в условиях приливной дельтовой равнины [3].

До недавнего времени сведения о позвоночных покаямской свиты были крайне скудны. Отсюда были отмечены (но не описаны) лишь три таксона — *Phyllolepis* sp., *Bothriolepis ornata* Eichw. и *Holoptychius* sp. [8], причем первые два из них являются зональными формами. Это служило основанием для сопоставления покаямской свиты с подзоной *ornata* зоны *Phyllolepis*, соответствующей зонам *marginifera* и, возможно, *trachytera* Стандартной конодонтовой шкалы [11, 12].

Новый материал, собранный из разреза по р. Волонге в 2011 и 2013 гг., позволил уточнить таксономический состав ихтиофауны покаямской свиты (см. таблицу). Детальное исследование всех коренных выходов не выявило присутствия в них каких-либо остатков *Phyllolepis*. По всей видимости, этот таксон был определен Д.В. Обручевым [8] ошибочно, чему могла способствовать плохая сохранность материала. Также пока не удалось подтвердить присутствие в разрезе остатков *B. ornata*. Однако обнаружение здесь другой зональной формы — *Bothriolepis*

ciecere Lyarskaja — позволило уточнить возраст верхней части свиты [10].

В целом, основу сообществ ихтиофауны покаямской свиты образовывала пара хищник-жертва, представленная, соответственно, поролепиформом *Holoptychius* и антиархом *Bothriolepis* (*B. ciecere*, *B. sp.*). Их остатки довольно широко распространены по разрезу. Другие таксоны в большинстве своем, напротив, встречены лишь на отдельных уровнях. Возможно, они не являлись постоянными компонентами данной палеоэкосистемы, и во внутридельтовые области проникали спорадически в периоды паводков. Это объясняет совместное нахождение здесь как эвригалинных, так и типично морских форм.

Таким образом, полученные за последние несколько лет новые данные существенно дополняют сведения по таксономическому составу фаменских позвоночных Тимана, условиям их обитания, особенностям захоронения и распространению остатков в разрезе. Собранный уникальный палеонтологический материал имеет важное значение для дальнейших морфологических и филогенетических исследований, а также представляет несомненную музейную ценность.

Литература

1. Безносков П. А. Сосногорская свита — новое местное стратиграфическое подразделение верхнего девона на Южном Тимане // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 2009. С. 9—12.
2. Безносков 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.
3. Безносков П. А., Чупров В. С., Лукшевич Э. В. Разрез покаямской свиты по реке Волонга (верхний девон, Северный Тиман) // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия: Материалы III Всероссийского совещания. Санкт-Петербург, 2012. С. 40—41.
4. Гамолук О. В., Безносков П. А. Ихнофоссилии из типового разреза ижемской свиты (верхний девон) Южного Тимана // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы XX научной конференции. Сыктывкар, 2011. С. 28—30.
5. Косовой Л. С. Девонская система: Северный Тиман // Геология СССР. Т. II. Ч. 1. М., 1963. С. 290—300.
6. Майдль Т. В., Безносков П. А. Изотопный состав карбонатного углерода и кислорода и распределение

стронция в разрезе нижнего фамена по р. Ижма (Южный Тиман) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. № 4 (196). С. 4—8.

7. Москаленко М. Н., Москаленко К. А., Юдина Ю. А. Уточнение биостратиграфического расчленения и корреляции нижнефаменских отложений Ижма-Печорской синеклизы // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы: Мат. XIII Геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 224—228.

8. Обручев Д. В. К биостратиграфии ихтиофауны нижнего и среднего палеозоя СССР // Советская геология, 1958. Вып. 11. С. 40—53.

9. Ahlberg, P. E., Beznosov, P. A., Luksevius, E. & Clack, J. A. A very primitive tetrapod from the Earliest Famennian of South Timan, Russia // Ichthiolith Issues, Special Publication 12. Dallas, 2011. P. 11.

10. Beznosov, P., Mantsurova, V. & Luksevius, E. Vertebrate and miospore assemblages from the Famennian of North Timan (Upper Devonian, Russia) // STRATI 2013. Lisboa [in pres.]

11. Esin, D., Ginter, M., Ivanov, A. et al. Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Lower

Carboniferous on the East European Platform // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 2000. Vol. 223. P. 341—359.

12. Ivanov, A. O. & Luksevics, E. Late Devonian vertebrates of the Timan // Daba un Muzejs. Riga, 1996. № 6. P. 22—33.

13. Luksevics, E. Bothriolepid antiarchs (Vertebrata, Placodermi) from the Devonian of the north-western part of the East European Platform // Geodiversitas. 2001. 23 (4). P. 489—609.

14. Luksevics E., Beznosov P. A., Majdl' T. V., Ahlberg P. E. & Stinkulis G. Taphonomy of a Late Devonian vertebrate assemblage from Izhma River site, Sosnogorsk Formation, South Timan, Russia. // 3rd International Palaeontological Congress, London, June 28 — July 3 2010: p. 255.

15. Luksevics, E., Beznosov, P., Mikulas, R. & Meshis, S. Late Devonian trace fossils from the Sosnogorsk Formation (South Timan, Komi Republic) // Latvijas Universitate 71. Zinatniska konference. Geografija. Geologija. Vides zinatne. Riga: Latvijas Universitate, 2013. P. 332—334.

16. Rohon, J. V. Die devonischen Fische von Timan in Russland // Sitzung. konigl. bohmischen Gesellsch. Wiss., Math.-nat. 1899, CI. S. 1—77.

Биостратиграфия и биогеография Западной Арктики в середине пермского периода

Т. А. Грунт

Лаборатория-студия «Живая Земля», Москва

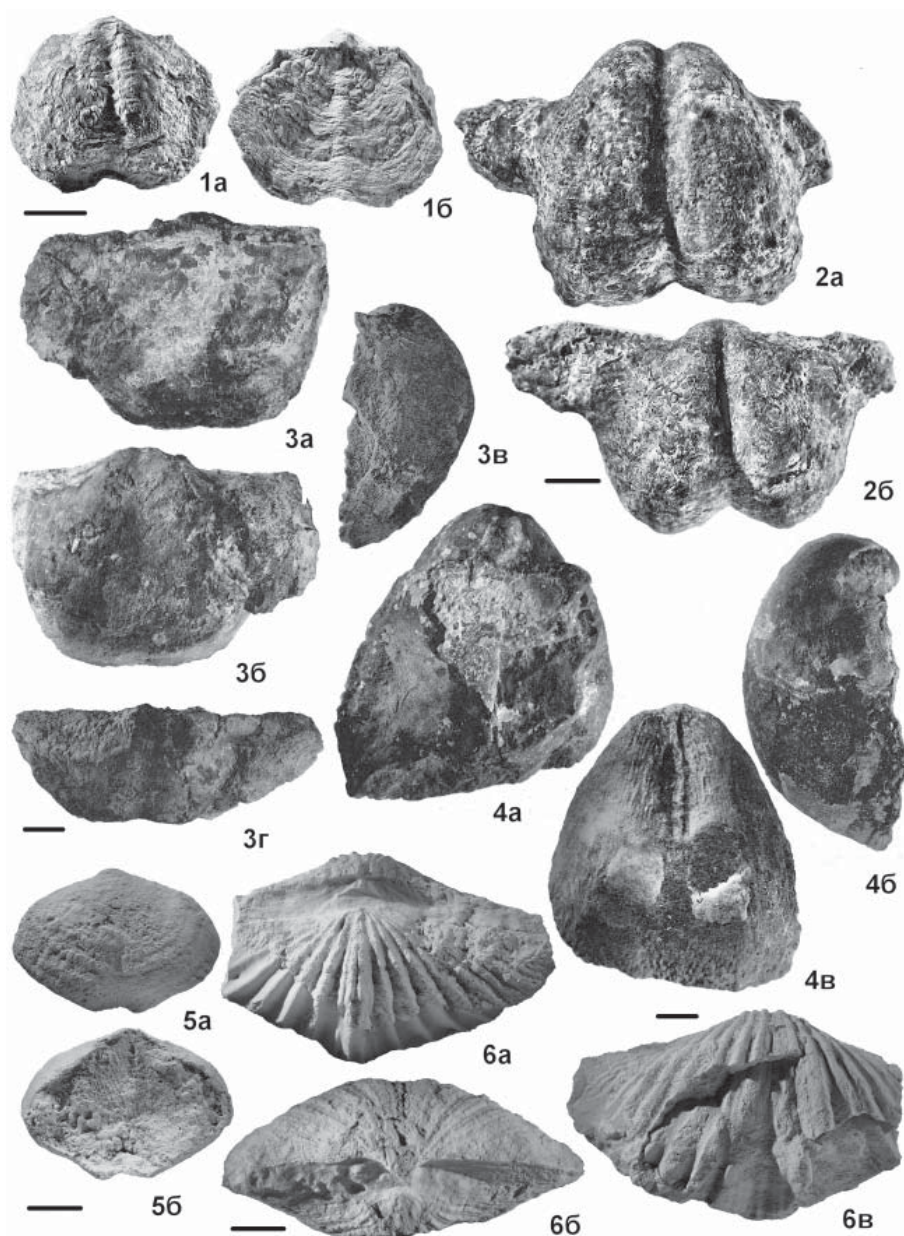
Начиная со второй половины пермского периода, Баренцевоморский шельф, акватории архипелага Свальбард (в том числе крупнейшего из входящих в его состав о-ва Шпицберген), С-В Гренландии, Свердрупского и Тимано-Печорского бассейнов, Новой Земли, Канина, Колгуева, Вайгача входили в состав обширного западно-арктического морского бассейна. Он характеризовался относительно устойчивым платформенным режимом осадконакопления сопровождавшимся слабым погружением. В отличие от Русской платформы — стратотипического региона пермской системы — здесь сохранялся устойчивый морской режим вплоть до конца пермского периода, что существенно для корреляции с Международным хроностратиграфическим стандартом, разработанным для тепловодных бассейнов. С этой точки зрения невозможно переоценить роль детально изученных пермских разрезов Свальбарда. Биогеографически

они были тесно связаны с акваториями Канадского арктического архипелага на западе [4, 5], и с бассейнами Чешской губы п-ова Канин на востоке [1].

На Свальбарде пермские отложения включают ф-цию Гипсхукен (Gipshuken Fm.), отвечающие верхней части группы Гипсдален (Gipsdalen Group), а также ф-цию Капп Старостин (Kapp Starostin Fm.), принадлежащую нижней части группы Темпельфьорд (Tempelfjorden Group) [3]. Ф-ция Гипсхукен складывается преимущественно тепловодными аридными или семи-аридными эвапоритами и карбонатами. Сходные отложения были широко представлены на Русской платформе и в Предуральском прогибе на протяжении кунгура (филипповский и иренский горизонты Восточноевропейской региональной шкалы), что отвечает началу обширной межрегиональной регрессии. Верхняя граница ф-ции Гипсхукен фиксируется по наличию существенного

перерыва, связанного с максимумом регрессивного цикла. Переход к перекрывающей ф-ции Капп Старостин демонстрирует изменение тепловодного карбонатного типа осадконакопления на кремниево-карбонатный, свойственный зоне умеренного климата [3]. В основании ф-ции Капп Старостин развиты окремненные, органогенные известняки и известковистые песчаники пачки Воринген (Vuringen Mb.). Они интерпретируются как прибрежно-морские, накапливавшиеся в период максимальной трансгрессии. На основании присутствия конодонтов *Neostreptognathodus*

pequopensis Behnken; *N. pnevi* Kozur & Movschovich; *N. svalbardensis* Scaniaewski; *Sweetognathus whitei* (Rhodes) возраст пачки Воринген традиционно определяется как позднеартинско—раннекунгурский [6]. Однако, анализ последовательности распространения конодонтов в пермских отложениях Свердрупского бассейна [5] и конодонтовой зональности Международного хроностратиграфического стандарта, показывает, что *S. whitei* маркирует нижнюю границу артинского яруса, *N. pequopensis* характерен для его верхней части, а появление *N. pnevi* отвечает нижней



Комплекс брахиопод из пачки Воринген (Vuringen Mb.) ф-ции Капп Старостин Западного Шпицбергена. Коллекция хранится в Музее естественной истории Берлина (Германия). Масштабная линейка: 1 см.

Фиг. 1. *Horridonia granulifera* (Toula, 1875): экз. MB-B.1535, цельная раковина с двух сторон; Скандсбукта. Фиг. 2. *Burovia fredericksi* Grunt, 2006: экз. MB-B.1543, брюшная створка в двух положениях; Скандсбукта. Фиг. 3. *Jakovlevia impressa* (Toula, 1875), экз. MB-B.1460, цельная раковина с разных сторон; Скандсбукта. Фиг. 4. *Wimanconcha angustata* (Sarytcheva, 1976): экз. MB-B.1541, цельная раковина с разных сторон; Диксон-фиорд, Илодален. Фиг. 5. *Pinegathyrus amdrupi* (Dunbar, 1962): экз. MB-B.1534, брюшная створка снаружи и изнутри; Скандсбукта. Фиг. 6. *Timaniella festa* Barkhatova, 1968: экз. MB-B.1490, цельная раковина с разных сторон; Скандсбукта.

границе кунгурского яруса Международного стандарта (или основанию саранинского горизонта Восточноевропейской шкалы). Совместное присутствие в основании пачки Воринген видов-индексов трех конодонтовых зон свидетельствует о том, что этот комплекс скорее всего является переотложенным. Кунгурские отложения в Свердрупском бассейне (Trappes Cove Fm.), содержащие *N. plevi* отделены от вышележащей ф-ции Сэбин Бэй (Sabine Bay Fm.) перерывом в осадконакоплении [5]. Из стратотипического разреза ф-ции Сэбин Бэй (п-ов Гриннелл) происходят высокоразвитые представители рода *Epijuresanites*, указывающие на наиболее вероятную корреляцию с отложениями уфимского яруса Восточноевропейской шкалы [1] или с верхами «кунгурского» яруса Международного стандарта. В то время, как в ф-ции Сэбин Бэй брахиоподы немногочисленны и нехарактерны, в вышележащей ф-ции Ассистанс (Assistance Fm.) присутствуют массовые бореальные брахиоподы характерные и для ф-ции Капп Старостин Свальбарда (см. табл. I). В бассейнах Канадской Арктики этому комплексу сопутствуют аммоидеи *Sverdrupites* и *Daubichites*, указывающие на принадлежность к роудскому ярусу. Таким образом, возраст основания ф-ции Капп Старостин не древнее верхов кунгура в терминах Международного стандарта или уфимского яруса Восточноевропейской шкалы.

По таксономическому составу брахиоподы из пачки Воринген очень близки к комплексу из основания разреза п-ова Канин. Также В основании обоих разрезов располагаются известняки с массовыми брахиоподами, среди которых многочисленны продуктиды *Burovia fredericki* Grunt, 2006. Слои с *Burovia fredericki* разреза Чешской

губы относятся к отложениям соликамского горизонта уфимского яруса, что подтверждается стратиграфическим положением этих слоев непосредственно под отложениями, содержащими *Licharewia* и *Pinegathyris* — типичных представителей казанской (роудской) фауны [1].

Очевидно, что уфимскому ярусу отвечает самостоятельный этап в развитии органического мира [2], а настойчивость руководства МСК по пермской системе в его ликвидации продиктовано лишь стремлением приведения в полное соответствие Общей стратиграфической шкалы пермской системы Международному стандарту.

Литература

1. Верхняя пермь полуострова Канин .М.: Наука. 2006. 213 с.
2. Лозовский В. Р. и др. Уфимский ярус Восточноевропейской шкалы: статус, валидность и корреляционный потенциал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 6. С. 48–56.
3. Dustura A. Permian depositional and environmental development in Svalbard // A dissertation for the degree of Philosophia Doctor. Norway: University of Tromsø. 2013. 313 p.
4. Harker P., Thorstensson R. Permian rocks and faunas of Grinnell Peninsula Arctic Archipelago // Geol. Survey of Canada. Mem. 309. 1960. 89 p.
5. Mei Shi-long et al. Evolution and distribution of the conodonts *Sweetognathus* and *Iranognathus* and related genera during the Permian, and their implications for climate change // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 180. 2002. P. 57–91.
6. Nakrem H. A. et al. Late Carboniferous to earliest Triassic conodonts of Svalbard // The Permian Strata of Svalbard. Abstracts and Proceedings. Norwegian Polar Institute, Tromsø. 2013. P. 19–20.

О морском миоцене р. Еджидью (южная часть гряды Чернышева) и вариантах интерпретации геологических данных

В. А. Жарков

ООО «Кратон», Сыктывкар

jarkov@mireko.ru

«В повседневной жизни и в научном исследовании мы видим то, к чему нас подготовила актуализированная гипотеза, а чтобы увидеть нечто радикально новое, нужно сменить модель» (Назаретян А. П., 2004).

В 2011 г опубликовано сообщение о находках кайнозойских моллюсков в песках, мореноподобных суглинках и супесях обн. 4003 р. Еджидью (приток р. Мал. Сыня, впадающей в р. – Бол. Сыня) [13]. С позиции полигляциализма наличие фауны в суглинках обычно объясняют перетолжением, следуя небесспорному для нашего региона тезису «... тот факт, что в морене встречаются теплолюбивые раковины, доказывает безусловное их вторичное залегание» [7]. Пески с морской фауной связывают с бореальными трансгрессиями, либо объявляют флювиогляциальными и даже аллювиальными [11, стр. 196]. Маринистская модель развития региона в кайнозой обязывает детально исследовать такие объекты, в особенности, удалённые от современных морских побережий, для определения условий образования и возраста пород, содержащих фауну. Ниже приведены краткие результаты изучения обн. 4003 при ГДП-200 листа Q-40-XXIII в 2011–2012 гг.

В правом борту р. Еджидью, в 12 км выше по течению от устья реки, в точке с координатами 65°50'37,4" с.ш., 58°22'18,7" в.д. под полуметровым слоем четвертичных песков расчисткой вскрыты (сверху вниз):

1. Суглинки серо-коричневые плотные с редкими обломками моллюсков 1.1 м
2. Супеси серые, плотные, с единичными гравийными зёрнами 1.8 м
3. Суглинки серо-коричневые плотные, с гравием и галькой (до 3–5 %), валунами, обломками и редкими целыми створками моллюсков размером до 2 см 2.8 м
4. Пески мелкозернистые плотные, светло-серо-коричневые 0.6 м
5. Супеси плотные, серые, с галькой и гравием (до 15 %) 0.6 м
6. Суглинки серо-коричневые с галькой и гравием 0.6 м
7. Супеси плотные с галькой (до 30 %), гравием (до 15 %), единичными валунами и редкими обломками моллюсков 2.8 м

8. Суглинки коричневатые-тёмно-серые, плотные 0.2 м
9. Гравийно-галечно-песчаные отложения. Гравий (~15 %) и галька (~20 %) до 5 см, хорошо окатаны. Встречаются мелкие валуны 0.4 м
10. Пески ср-кр/з с гравием (до 15 %) и мелкими обломками моллюсков 0.6 м
11. Галечно-гравийно-песчаный слой с мелкими обломками моллюсков 2.6 м
12. Суглинки коричневые с прослоями (2–5 см) песчано-гравийного материала 0.4 м

Наиболее насыщенные биотой суглинки слоя 3 состоят из равных частей глины, алевролита и песка. Обломки представлены минералами (70–80%) и горными породами (20–30%), с незначительным количеством угольных частиц, органических остатков и аутигенных рутила и сфена. Суглинки содержат до 5% гравия, гальки, и редкие валуны (до 0.4 м). Обломки пород, развитых на гряде Чернышева, менее окатаны, чем обломки пород, распространённых лишь на Урале.

Суглинки и супеси содержат представленные спорово-пыльцевые комплексы (СПК): *Betula* sect. *Albae* 17–22%, *Picea tobolica* и *P. sp.* 5–10%, *Pinus sibirica* и *P. silvestris* 2–6%, *Alnus* sp. 7–9%, *Salix* sp. 3–5%, *Corylus* sp. 6–9%, *Tilia tomentosiformis* 0–1%, *Quercus sibirica*, *Q. gracilis*, *Q. sp.* 1–5%, *Carpinus* sp. 0–1%, *Juglans sieboldianiformis* Vojc. 0–1%, *Platycarya* sp. 1–2%, *Carya spackmania*, *Carya* sp. 1–3%, *Engelhardtia* sp. 0–1%; *Castanea crenataeformis* Samig., *Castanea* sp. 3–6%; *Castanopsis pseudocingulum* (R. Pot.) Boitz. 0–1%, *Liquidambar* 1–2%, *Myrica pseudogranulata* Glad., *Myrica* sp. 1–3%, *Hamamelis* 0–1%, сем. *Taxodiaceae* 1–4%. Травы (9–19%) представлены разнотравьем 4–10%, маревыми сем. *Chenopodiaceae* 0–2%, лютиковыми сем. *Ranunculaceae* 0–1%, осоковыми сем. *Cyperaceae* 1–3%, кипрейными сем. *Onagraceae* 0–1%, сем. *Typhaceae* 0–1%, кустарничками *Ericaceae* 2–5%. Споры продуцированы сфагновыми мхами *Sphagnum* 6–9%, папоротниками *Polypodiaceae* 5–12%, и плаунками *Lycopodium* sp. 0–2%. Л. Г. Деревянко (ОАО ЦГЛ г. Сыктывкар) сопоставила СПК с комплексами абросимовского горизонта Западно-Сибирской низменности, верхнебельской подсвиты Средней Сибири и раннемиоценовой лыжской свиты среднего течения р. Печоры.

Среди моллюсков определены морские *Arctica* sp., *Macoma* sp., *Astarte montagui* (Dillwyn), *Astarte* sp. (в т.ч. ювенильная особь в слое 3), а в низах разреза — пресноводно-солонатоводные *Unionidae* [13]. Обнаружены фораминиферы, спикулы и геммулы губок, радиолярии, растительный детрит, мегаспоры и остракоды (до десятка створок на 500 г породы). Содержание фоссилий неравномерное, в песках биоты меньше, чем в суглинках и супесях, а в соседствующих образцах суглинка объёмом 30 см³ либо содержатся десятки фораминифер, спикулы и геммулы губок, единичные остракоды и обломки моллюсков, либо лишь спикулы и редкие фораминиферы. Заметно увеличение содержания фоссилий снизу вверх по разрезу. Определение палеосолёности по методу Стадникова показало, что слой 8 отложен в опреснённой морской воде, а слой 3 — в морской. Вышеизложенное свидетельствует об улучшении условий обитания в соответствии с нормализацией солёности при повышении уровня моря.

В слоях 4, 9, 10 и 11 фораминиферы редки (1—7 штук в 100 г) и они мелкие (до 0,2 мм). В слоях 1, 2, 3, 5, 7 и 8 их больше (26—75 экз., 10—14 видов) и, кроме мелких раковин, встречаются особи размером до 1 мм. По заключению Н. Ю. Аникиной (ОАО ЦГЛ г. Сыктывкар) комплексы, представленные эльфидиеллами, хайнезинами, криброэльфидиумами, кассидулинами с нередкими *Tappanella arctica*, *Toddinella lenticulare*, *Angulogerina* sp. и др., характерны для миоцена. В низах разреза *Retroelphidium* преобладают над *Cassidulina*, что говорит о формировании вмещающих пород в мелком опреснённом бассейне с пониженной придонной температурой. В верхах разреза доминируют *Cassidulina*, не встречающиеся в сильно опреснённых бассейнах.

В слоях 3, 7 и 8 обнаружены остракоды *Elofsonella concinna* (Jones), *Normanicythere leioderma* (Norman), *Sarsicytheridea punctillata* (Brady), *Heterocyprideis sorbyana* (Jones). По заключению Е. И. Шорникова (Институт биологии ДВО РАН), *Elofsonella concinna* отвечают *Elofsonella concinna* (sensu strictum), не обитающим в современной Арктике, но известным в ископаемом и современном состоянии в Западной Европе. *Heterocyprideis sorbyana* также отличаются от известных в современной Арктике, поэтому предполагается, что архаичные остракоды жили в морском бассейне, сообщавшимся с Атлантикой.

Характер сохранности фоссилий, объединённых общностью среды обитания (мелкий шельф) и закономерные изменения содержаний биоты в разрезе свидетельствуют о том, что мы имеем дело с танатоценозом *in situ*, характеризующим прибрежно-морское мелководье вплоть до волноприбойной зоны. Палеоэкологический ана-

лиз показывает, что низы разреза (с преобладанием грубозернистых отложений) отвечают началу трансгрессии, когда гряда Чернышёва представляла собой серию островов с реками, опреснявшими прибрежную зону. Суглинки верхов разреза сформированы в бассейне с нормальной солёностью и, по-видимому, характеризуют максимум трансгрессии, когда гряда Чернышёва полностью (или почти полностью) была покрыта морем.

Возраст отложений по фораминиферам и СПК — раннемиоценовый, а по остракодам — плиоценовый (колвинский) в интерпретации Н. В. Куприяновой (ВНИИОкеангеология), и миоценовый — в интерпретации Е. И. Шорникова. Сходный комплекс остракод приведён в коллективной статье [2] при характеристике «позднемиоценовой» колвинской свиты. По Н. Г. Чижовой с соавторами, колвинская свита отвечает среднемиоценовому этапу развития Печорской низменности [12]. О дочетвертичном возрасте суглинков слоя 3 говорит также присутствие аутигенных рутила и сфена [10]. Результаты лабораторных исследований и заключения специалистов о возрасте и генезисе пород, слагающих обн. 4003, позволяют сопоставить их с миоценовой лыжской свитой, вскрытой скважинами в бассейне р. Лыжи (левый приток р. Печора) [14]. До недавнего времени предполагалось, что миоценовые образования в Большеземельской тундре нигде не вскрыты современной эрозией [12]. После дополнительных исследований, в т.ч. палеомагнитным методом, обнажение 4003 рекомендуется в качестве гипостратотипа лыжской свиты. Неполная мощность стратона в обн. 4003 составляет 14,5 м. Следует учесть, что абсолютная отметка нижней части обнажения 4003 примерно 75 м, а отметка подошвы стратотипических разрезов — 20 м, что может свидетельствовать о неотектоническом подъёме гряды Чернышева в постмиоцене примерно на 100 м.

Впервые морские отложения на р. Бол. Сыня обнаружила А. И. Животовская [6]. Место хранения отчёта неизвестно, но на него ссылаются И. И. Краснов [7, 8], А. А. Чернов [11] и другие исследователи. Морской кайнозой р. Бол. Сыня описан в томе «Геология СССР» [3]. Морские диатомеи из образцов А. И. Животовской перечислены в обзоре В. А. Варсанофьевой [1] без привязки обнажений. Указано, что фоссилии найдены в синих ленточно-слоистых глинах, подстилающих суглинки максимального (рисского) оледенения. По мнению И. И. Краснова [7] диатомеи переотложены. Вероятно именно по этой причине геологи, проводившие съёмку гряды Чернышева в 1956—59 гг. и разделявшие представления о неоднократной экспансии ледников в Больше-

земельскую тундру, описывали разрезы суглинков как днепровскую или московскую морены. Они находили в них обломки моллюсков, но не пытались рассматривать отложения как морские и, тем более, неогеновые, которые, конечно же, не могли уцелеть после нескольких оледенений. Таким образом, на изданной карте четвертичных образований бассейна р. Бол. Сыня [4] морские отложения отсутствуют, а в районе обн. 4003 показана морена московского оледенения.

Приведём ещё пример ошибочности использования при палеорекострукциях только лишь полигляциалистской модели. В 1953 г. А. А. Чернов объяснил находки базальтовых обломков в аллювии р. Бол. Сыня переносом их на 220 км ледником, двигавшимся с северо-запада от коренных выходов базальтов на р. Адзьве [11, стр. 186]. В 1957 г. геологи обнаружили обломки базальтов в суглинках, вскрытых рекой в 6,7 км восточнее (выше по течению) обн. 4003. Находке экзотических для района пород также не придали значения, поскольку суглинки считались мореной, и всё объяснялось тем же ледниковым разнесом с севера гряды Чернышёва. В 1987—91 гг. на водоразделе между верховьями рр. Еджидью и Бол. Сарьюга, при заверке аэромагнитных аномалий бурением, были выявлены штокообразные тела базальтов. При проведении ГДП-200 в 2011 г. обломки базальтов найдены уже в аллювии р. Еджидью в 2,5 км от ближайшей скважины, вскрывшей базальты на глубине 16,2 м, сопоставимой с эрозионным врезом р. Еджидью [5]. Эти данные хорошо согласуются с маринистской моделью развития региона, предполагающей автохтонный характер обломков или их недалёкий перенос припайными или речными льдами. Ближайшие аномалии, ещё не заверенные бурением, расположены в 1 км к югу, а также в 500—600 м выше по течению от обнажения суглинков, в котором обломки базальтов обнаружены в 1957 г. Поэтому в бортах верховьев р. Еджидью и её притоков можно ожидать обнаружение коренных выходов базальтов, перекрытых оползнями. Базальтовые обломки, найденные А. А. Черновым в аллювии р. Бол. Сыня (примерно в районе железнодорожного моста), могут свидетельствовать о наличии базальтовых интрузий в 55 км южнее верховьев р. Еджидью — на водоразделе гряды Чернышева между верховьями рр. Кычанаэль и Изъяэль (правый приток р. Бол. Сыня и левый приток р. Косью, соответственно).

Литература

1. Варсановьева В. А. Четвертичные отложения бассейна Верхней Печоры в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края. // Ученые записки кафедры геологии, вып. I. Изд. Моск. Гос. Пед. инст. М., 1939. С. 45—116.
2. Генералов П. П., Кузин И. Л., Зайонц И. Л., Крапивнер Р. Б. Основные черты палеогеографии Печорской низменности и бассейна нижней Оби в новейшее время. // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеорологическое изд-во. 1970. С. 374—387.
3. Геология СССР. Т. II, ч. I. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. М., Госгеолтехиздат, 1963. 1080 с.
4. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-40-XXIII. В. П. Липатов и др. Редактор В. П. Горский. М., Недра, 1965. 64 с.
5. Жарков В. А. и др. Информационный отчёт по объекту: “Специализированные геолого-геофизические исследования в южной части гряды Чернышева” по состоянию на 1.06.93 г. Отчёт Шарьёвской ГПП за 1991—1993 гг. Воркута, 1994. Комигеолфонд.
6. Животовская А. И. Отчёт о геологической съёмке в бассейне р. Б. Сыни в 1932 году. Фонды Северо-западного геологического треста.
7. Краснов И. И. Отчёт Северо-Уральской партии сектора геологии ЦНИГРИ о полевых работах летом 1934 г по съёмке четвертичных отложений в Печорской низменности. Ленинград, 1935. Комигеолфонд.
8. Краснов И. И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1947. №9. С. 76—79.
9. Назаретян А. П. Цивилизационные кризисы в контексте Универсальной истории. Синергетика — психология — прогнозирование. М.: Мир, 2004. 368 с.
10. Суздальский О. В., Комарова А. Е. Аутигенные минералы морских послепалеогеновых отложений низовьев реки Енисей. // Учёные записки НИИГА, серия региональная геология, 1964. В.4. С. 167—178.
11. Чернов А. А. и др. Производительные силы Коми АССР. Т. I. Геологическое строение и полезные ископаемые. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 464 с.
12. Чижова Н. Г., Вревская Е. В., Зархидзе В. С. Этапность геологического развития севера Урала в позднем кайнозое. // Минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока СССР (Тр. Всесоюз. XI геол. конф. Коми АССР, т. 1). Сыктывкар, 1990. С. 278—282.
13. Чупрова Н. В., Крылов А. В. Предварительные данные о новых находках морских и пресноводных моллюсков в кайнозойских образованиях полярного и приполярного Предуралья. // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Вып. 20. 2011. С. 194—197.
14. Яхимович В. Л., Зархидзе В. С. Стратиграфия неогена Тимано-Уральской области. Препринт БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1990. 27 с.

Средневалдайский интерстадиал в бассейне р. Вычегды: строение разрезов, геохронология и палеогеография

Н. Е. Зарецкая¹, В. В. Шеботинов², А. В. Панин³, В. Ю. Кузнецов⁴, Ф. Е. Максимов⁴

¹Геологический институт РАН, Москва; ²Российский государственный педагогический университет, Санкт-Петербург; ³МГУ, Москва; ⁴СПбГУ, Санкт-Петербург

n_zaretskaya@inbox.ru

Бассейн р. Вычегды находится на северо-востоке Европы, в зоне влияния последнего оледенения. Ранее здесь для средневалдайского времени были получены разрозненные радиоуглеродные даты для отдельных разрезов: Кылтовка (р. Кылтовка, бассейн р. Вычегды) и Курьядор (р. Вычегда, верхнее течение) [1]. Разрез Кылтовка представляет собой 13-метровое обнажение террасы, сложенной комплексом озерно-ледниковых отложений в нижней и верхней частях, и аллювиальными — в средней [1]. По стволу ели в подошве аллювия была получена дата 47.520 ± 1000 (ЛУ-566), а по подошве и кровле старичного торфа выше по разрезу — 42.000 ± 1700 (ГИН-606) и 39.170 ± 470 (ЛУ-588) л.н., “которые датируют наиболее теплый период средневалдайского интерстадиала” [1]. Для разреза Курьядор была получена дата 31.080 ± 280 (ЛУ-577) [1]; небольшое количество дат объяснялось редкой встречаемостью органогенных отложений.

Нами в долине р. Вычегда были изучены разрезы, для которых получены серии радиоуглеродных и в некоторых случаях параллельных уран-ториевых дат. Разрезы приводятся сверху вниз по течению реки.

Разрез Курьядор высотой 15 м располагается в верховьях р. Вычегды, на правом берегу реки. Изучался разными группами исследователей [2–6]. Средневалдайские отложения вскрываются в средней части разреза, и имеют мощность порядка 5 м. В нижней части они сложены аллювием разных фаций: слоистыми суглинками, песками со знаками ряби и со следами мерзлотной переработки; по прослою оторфованного суглинка в кровле суглинистой толщи была получена ^{14}C дата 41.700 ± 600 (ГИН-14324), а по минеральным отложениям — серия инверсивных ОСЛ-дат, от 60 до 47 т.л.н. [4]. Аллювий перекрывается 1-метровой пачкой отложений, в разной степени насыщенных органогенным материалом. Верхняя часть пачки представлена сухими неяснослоистыми легкими суглинками, супесями и алевроитами. Сверху вниз повышается концентрация органогенного материала, и нижний слой представлен темно-коричневой, местами почти черной погребенной почвой. Ботанический анализ показал отсутствие водных или болотных растений, преобладает сухолюбивая растительность, что указывает на субэральный характер аккумуляции.

Для этой толщи было проведено детальное радиоуглеродное датирование, и получена серия из 5 дат в интервале от ~39 до ~26 тысяч ^{14}C лет назад; для нижних двух образцов были получены параллельные $^{230}\text{Th}/\text{U}$ даты, показавшие хорошую сходимости с калиброванными радиоуглеродными датами [6].

Разрез Сторожевск вскрывается в левом борту долины р. Вычегды в среднем ее течении: это — обнажение террасы высотой 7 м, разрез сложен аллювиальными песками, которые подстилаются тонкой пачкой тяжелого суглинка с растительным детритом. Полученная дата 25.060 ± 130 (ГИН-14878) позволяет говорить о средневалдайском возрасте отложений в подошве террасы.

Разрез Нёбдино расположен в правом борту долины р. Вычегда, в среднем ее течении, и представляет собой останец террасы. Обнажение высотой около 7 м, в верхней части (5.5 м) сложено разнообразными песками с псевдоморфозами по морозобойным клиньям. Песчаная толща подстилается 1.5-метровой толщиной очень тяжелых темно-серых суглинков с двумя прослоями органогенных горизонтов. Результаты радиоуглеродного датирования показали, что возраст суглинков в подошве террасы — средневалдайский: получены даты 35.750 ± 1200 (ГИН-14346) и 26.300 ± 500 (ГИН-14576).

Разрез Байка высотой 15 м находится в низовьях р. Вычегды, на левом берегу, ранее изучался группой исследователей [7]. Весь разрез сложен аллювием разных фаций (от руслового до фаций затонов и старичных отложений). Основание разреза представлено мощным (до 70 см) горизонтом погребенного торфа, по простиранию переходящего в серию прослоев оторфованного суглинка (отложения низинного гипнового болота). По спорово-пыльцевым данным [7], этот горизонт формировался в условиях более теплых, чем современные. Нами для этого горизонта была получена ^{14}C дата $39\,700 \pm 660$ (ГИН-14868). Залегающая выше толща представлена, в основном, слоистыми песками с прослоями суглинков; верхние горизонты пеков местами разбиты морозобойными трещинами. Кроме того, ниже по течению реки на высоте ~4.5 м от уреза вскрывается органогенный горизонт с псевдоморфозами по морозобойным клиньям, по сути своей являющийся отложениями обсохшего ни-

зинного болота. Для этого горизонта была получена ^{14}C дата $36\,360 \pm 410$ (ГИН-14866). По ранее полученным спорово-пыльцевым данным [7], верхняя песчаная толща откладывалась во время температурного минимума последнего криохрона. Соответственно, пачка подстилающих отложений формировалась в средневалдайское время.

Полученные нами серии радиоуглеродных дат были обработаны в программе Calib 7.0 для перевода в календарный возраст. Новые геохронологические и геологические данные позволяют сделать следующие выводы:

1. В средневалдайское время (43—26 ^{14}C т.л.н.) в долине р. Вычегды осадконакопление происходило, в основном, в обстановке текучих (накопление песков русловой и пойменной фаций аллювия), слаботекучих или стоячих вод (накопление суглинков, оторфованных суглинков и торфа фаций затона и старичной фаций аллювия) или в субаэральной обстановке (формирование пойменных луговых почв). Возможно, периоды накопления руслового аллювия были связаны с ухудшением климатических условий, о чем могут свидетельствовать встречающиеся в нем мерзлотные деформации.

2. На данном этапе исследований можно выделить временные интервалы, во время которых происходило органогенное осадконакопление, и которые, вероятно, соответствуют потеплениям в рамках средневалдайского интерстадиала. Это ранее выделенные урджское и тырыбейское потепления [1], а также выделенные нами курьядорское и сторожевское потепления; последнее непосредственно предшествовало последнему ледниковому максимуму.

3. Таким образом, в бассейне р. Вычегда во время средневалдайского интерстадиала можно выделить несколько фаз возможных похолоданий и потеплений, ранг и амплитуда которых пока не ясны; тем не менее, его хронологическая дроб-

ность уже указывает на частые в масштабе времени позднего плейстоцена колебания климата.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 13-05-00854.

Литература

1. Лавров А. С., Потапенко Л. М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины // М., «Аэрогеология». 2005. 348 с.

2. Гуслицер Б. И., Дурягина Д. А. Природные обстановки в бассейне верхней Вычегды в средне-поздневалдайское время // Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар. 1983. С. 26—27.

3. Андричичева Л. Н. Палеогеографические обстановки формирования отложений в опорном разрезе верхнего плейстоцена «Курьядор» на верхней Вычегде // Вестник ИГ КомиНЦ УрО РАН. 2009. № 10-11. С. 4—7.

4. Lyse A., Jensen M., Larsen E., Fredin O., Demidov I. Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large proglacial lakes, NW Russia // Boreas, 2011, v. 40, n. 3, p. 481-497.

5. Зарецкая Н. Е., Шеботинов В. В., Панин А. В. и др. Геохронология и дискуссионные вопросы палеогеографии позднего неоплейстоцена Вычегдско-Северодвинской флювиальной системы // Сборник статей VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 204-206

6. Максимов Ф. Е., Зарецкая Н. Е., Шеботинов В. В. и др. Новые возможности радиоизотопного датирования погребенных органогенных отложений (на примере разреза Курьядор, долина верхней Вычегды) // ДАН. Серия геология (в печати).

7. Sidorchuk A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N. Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychegda river, western Russia // River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change. D. Maddy, M.G. Macklin & J.C. Woodward (eds). A. A. Balkema Publishers. 2001. P. 265—295.

Комплексы девонских псаммостейдных бесчелюстных Среднего Тимана

В. Г. Глинский, А. О. Иванов

СПбГУ, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург

Первые данные о распространении таксонов псаммостейд привел Д. В. Обручев в монографии, посвященной ревизии этой группы в девоне СССР [1]. Автор упоминает находки *Tartuosteus* (?) *ornatus* (Rohon), *Psammolepis* cf. *undulata* (Agassiz) и *Psammosteus praecursor* Obruchev из устьчиркинской свиты (косминские слои) р. Цильма; *Psammosteus falcatus* Gross из каменно-ручейской свиты р. Печорская Пижма [1].

В результате экспедиционных работ в 1985–88 гг. при участии второго автора была собрана коллекция позвоночных из средне-верхнедевонских отложений рр. Печорская Пижма и Средняя, а так же из керна скважин Ухтинской ГРЭ [2]. Остатки псаммостейдных бесчелюстных встречаются в листовничной, цилемской, устьчиркинской и устьярегской свитах. Предварительные определения таксонов псаммостейд были приведены в нескольких работах по ихтиофауне Восточно-Европейской платформы [3, 4].

Детальное изучение этого материала позволило уточнить таксономический состав и их распространение. В отложениях листовничной свиты р. Печорская Пижма и в скважине 670 обнаружены боковая чешуя *Psammolepis* cf. *paradoxa* Agassiz, фрагмент бранхиальной пластинки *Psammolepis* sp. и неопределимый фрагмент *Psammosteida* indet. Тессеры *Psammosteus* cf. *livonicus* Obruchev и отдельные туберкулы *Psammosteidae* indet. найдены в цилемской свите в скважинах 570 и 655. Комплекс ихтиофауны устьчиркинской свиты, встреченный в обнажениях на р. Печорская Пижма, содержит фрагменты бранхиальных пластинок *Psammolepis undulata*, *Pl. venyukovi* Obruchev, *Psammosteus cuneatus* Obruchev, *Ps. livonicus*, *Ps. praecursor*. В отложениях устьярегской свиты остатки псаммостейд определены из устьсредненских и средненских слоев. Псаммостейды устьсредненских слоев из обнажений на р. Печорская Пижма и из скважины 655 представлены отдельными туберкулами *Psammosteus asper* Obruchev, коньковой и боковой чешуями *Psammosteus cuneatus*, фрагменты пластинок и боковой чешуи *Psammosteus* cf. *praecursor* и фрагмент бранхиальной пластинки *Psammosteidae* indet. В типовом разрезе средненских слоев на р. Средняя обнаружены бранхиальные пластинки *Psammosteus maeandrinus* Agassiz.

Все перечисленные таксоны псаммостейдных бесчелюстных встречаются в живетско-франских отложениях Главного девонского поля. *Psammolepis paradoxa* известен из гауйского гори-

зонта Латвии и Эстонии и предложен в качестве зонального вида для этого интервала [5]. *Psammolepis undulata* и *Pl. venyukovi* встречены в гауйско-аматском интервале [4]. Виды *Psammosteus cuneatus*, *Ps. livonicus*, *Ps. praecursor* распространены в аматском горизонте западной и восточной частей Главного поля [1]. *Ps. praecursor* предложен в качестве зонального вида для аматского горизонта [6]. *Psammosteus asper* найден в аматско-снетогорских отложениях Ленинградской и Вологодской областей. *Psammosteus maeandrinus* упоминается из аматско-псковского интервала различных местонахождений Главного поля [4].

На Среднем Тимане интервалы распространения большинства видов псаммостейд соответствуют таковым на Главном девонском поле, но несколько таксонов найдены на других уровнях. Так, *Psammosteus* cf. *livonicus* встречен в листовничной свите, сопоставляемой с гауйским интервалом [2]. А *Psammosteus cuneatus* и *Ps.* cf. *praecursor* обнаружены в устьсредненских слоях устьярегской свиты вместе со снетогорским ихтиокомплексом [7]. Несмотря на это, установленные комплексы псаммостейд позволяют сопоставлять девонские отложения этих регионов Восточно-Европейской платформы.

Литература

1. Обручев Д. В., Марк-Курик Э. Ю. Псаммостейды (Agnatha, Psammosteidae) девона СССР. Таллин: Ин-т. геол. АН ЭССР, 1965. 305 с.
2. Цаплин Е. А., Сорокин В. С. Франский ярус Среднего Тимана: Путеводитель экскурсии Девонской МСК, 1988, Ухта: УГРЭ. 53 с.
3. Ivanov A., Luksevics E. Late Devonian vertebrates of the Timan // Daba un Muzejs. 1996. № 6. P. 22–33.
4. Esin D., Ginter M., Ivanov A. et al. Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous on the East European Platform // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 2000. № 223. P. 341–359.
5. Mark-Kurik E. The Middle Devonian fishes of the Baltic States (Estonia, Latvia) and Belarus // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 2000. № 223. P. 309–324.
6. Глинский В. Н. Комплексы среднедевонских псаммостейдных бесчелюстных в восточной части Главного девонского поля // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. 2013. Вып. 4. С. 62–71.
7. Иванов А. О. Снетогорский комплекс ихтиофауны Главного девонского поля и его биостратиграфическое значение // Вестник Ленинградского университета. Сер. 7. 1990. Вып. 1. С. 94–96.

О расчленении нижнепермских отложений Западного Прикаспия по палинологическим данным

Е. Н. Здобнова

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград

Поисковые работы на нефть и газ в подсоловых отложениях западной части Прикаспийской впадины (Волгоградское Заволжье) ставят задачи по детализации стратиграфических исследований как надежной основы для поисков и разведки месторождений углеводородов современными методами.

Подсоловые нижнепермские отложения во внутренней части Западного Прикаспия представлены грубообломочным типом разреза (Золотухина и др., 1994) и сложены конглобрекциями и брекчиями с прослоями глин, спонголитами, радиоляритами и известняками различной структуры с переотложенными каменноугольными, ассельскими и нижнеартинскими фораминиферами, отмеченными ореольным окремнением и кальцитовый оторочкой.

Полученные из аргиллитов и цемента брекчий и конглобрекчий богатые палиноспектры, таксономически представленные спорами, пыльцой, зелеными водорослями *Tasmanites* Newton и акритархами, тоже оказались гетерохронными.

Еще с середины 60-х годов XX века было замечено, что оболочки одних и тех же микрофитофоссилий имеют различную интенсивность цвета. Это связано с химическими изменениями в спорополнении и близких к ним биополимерах, под воздействием, в первую очередь, теплового поля. По цветовой гамме палиноморф был предложен оптический метод определения уровня катагенеза ОВ (Gutjahr C.C.M., 1966), который в дальнейшем получил развитие в работах зарубежных (Correia A., 1969; Staplin F.L., 1969) и российских авторов (Ровнина, 1984, 2005).

В качестве инструмента для определения катагенетической преобразованности выбраны водоросли *Tasmanitaceae*. Перед другими палинологическими группами они имеют ряд преимуществ и являются показателями морских условий, характеризуя сапропелевый тип органического вещества. Цветовая шкала по тасманацеям [1,2] построена на основе эталонных образцов от 80 до 220°C *T. medius* Eisenack. Опробование этой шкалы проведено по нижнепермским отложениям Западного, Восточного, Юго-Восточного Прикаспия и мезозоя акватории Каспия, резуль-

таты которых сопоставлены с данными по ОСВ. Позже цветовая шкала (таблица) усовершенствована и адаптирована к палинологическим исследованиям [3].

При палинологическом изучении замечено, что именно толщина (до 8-12 мк) и тасманацеям и другим микрофоссилиям (нескульптированным) обеспечивает равномерное нарастание интенсивности цвета. Тонкие водоросли и гидрофильные споры при действии теплового поля Земли дают более резкие переходы цветовой гаммы.

На этом основана методика определения цветовой «изменчивости» (катагенеза) микрофоссилий [2,3], которая выявляет в комплексе микрофоссилий *in situ*, изохронные отложениям (и определить возраст вмещающих отложений) и переотложенные из более древних отложений палиноморфы.

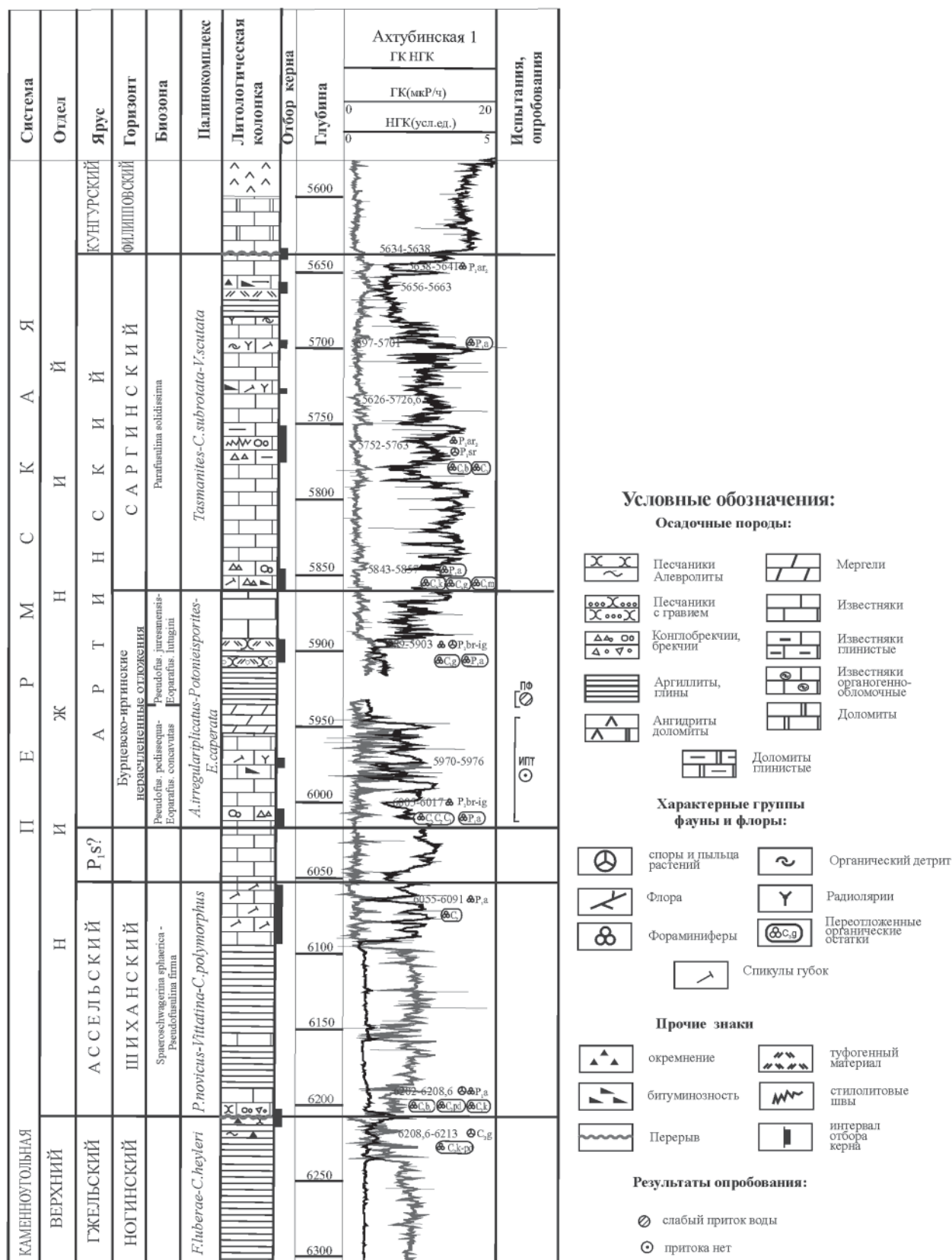
Применение цветовой «изменчивости» микрофоссилий позволило расчленить подсоловые нижнепермские отложения и установить позднекаменноугольный возраст подстилающих отложений в скважинах 1 Ахтубинская (рисунок), 3 Упрямовская, 265 Лободинская, 1 Молчановская Западного Прикаспия, тем самым расширить возможности палинологических исследований.

Литература

1. Здобнова Е. Н., Остроухов С. Б. Палинологические исследования для оценки катагенеза пород Прикаспийской впадины в комплексе геолого-геохимических исследований // Палинологические исследования для оценки катагенеза пород Прикаспийской впадины. Тр. ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть. Волгоград, 2008. Вып. 67. С. 145—151.
2. Здобнова Е. Н. Миоспоры и водоросли *Tasmanites* нижнепермских подсоловых отложений Волгоградского Заволжья и их значение для стратиграфии и нефтяной геологии. Дисс... канд. геол.-минерал. наук. Саратов. 2009. 150 с.
3. Здобнова Е. Н. Водоросли *Tasmanites* Newton, 1875 нижнепермских подсоловых отложений западной части Прикаспийской впадины и их значение для стратиграфии и нефтегазовой геологии. Изв. СГУ, сер. науки о Земле, 2011. Т. 11. С. 57—63.

Определение степени катагенеза органического вещества и палеотемператур по изменению цвета тасманцев

Стадия литификации осадочных пород, палеотемпературы и нефтенасыщенность (по И.И.Аммосову, 1979г.)					Шкала градаций катагенеза осадочных образований (по С.Г.Неручеву, Н.Б.Вассоевичу, Н.В.Лопатину и др., 1976г.)					Шкала градаций цвета микрофоссилий (по Л.В.Ровниной, 1994, 2005г.г.)			Шкала градаций цвета <i>Tasmanites</i> (по Е.Н.Здобновой, 2011г., настоящая работа)			
Нефтегазонасыщенность	Стадия	R ^a , %	R ^b , %	Палеотемпература, °C	Стадия и подстадия литогенеза	Градации	R ^c , %	Фазы нефтегазонасыщенности	Индекс изменения цвета МКФ	Цвет МКФ	Цвет-индекс <i>Tasmanites</i>	Цвет <i>Tasmanites</i>	Палеотемпература, T [°] °C			
Не содержит залежей нефти	I	58	0,26	50	диагенез (ДК)	ДГ	0,25		1	бесцветный с зеленоватым оттенком	1		50			
	2	63	0,33						2	светло-желтый с зеленоватым оттенком						
	3	70	0,45	90	прото-катагенез (ПК)	ПК ₁	0,3		3	желтый и желто-оранжевый с красноватым оттенком	2	желтый	80			
Основные и небольшие промышленные залежи	I	76	0,64	125		МК ₁	0,65	главная фаза нефтеобразования	4	темно-желтый с коричневым оттенком	4	светло-коричневый	120			
	II	82	0,83	155	мезо-катагенез (МК)	МК ₂	0,85		5	светло-коричневый до коричневого	5	рыжеватосветло-коричневый	135			
III	90	1,12	190		МК ₃	1,15	главная фаза газобразования	6	темно-коричневый	8	красно-черный	200				
Редкие промышленные залежи нефти, значительные меторождения газа	VI	115	2,45	235	апо-катагенез (АК)	МК ₆	2,50		7	черный	9	стабильно черный	220			



Литолого-стратиграфический разрез нижнепермских отложений скв. 1 Ахтубинской

О комплексах миоспор анизийского яруса и его континентальных аналогов (средний триас)

Н. В. Ильина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ilyina@geo.komisc.ru

На севере Евразии разнофациальные среднетриасовые отложения распространены практически повсеместно и присутствуют в объеме двух ярусов: анизийского и ладинского. Наиболее полные разрезы отложений преимущественно морского происхождения, охарактеризованные комплексами морских беспозвоночных и изученные палинологически, находятся на севере Средней Сибири и в Баренц-регионе. Тимано-Североуральский регион является обширной областью распространения континентальных отложений, датированных комплексами наземных позвоночных и миоспор. Предметом настоящего исследования были выбраны миоспоры из отложений анизийского яруса и его континентальных аналогов. С целью оценки потенциала этой группы микрофоссилий при расчленении и широкой межрегиональной корреляции указанного стратиграфического интервала проведена ревизия палинологических данных в трех опорных триасовых разрезах севера Средней Сибири. Для сравнения привлечены опубликованные материалы по Тимано-Североуральскому и Баренцевоморскому регионам [1, 2, 5, 6].

Фактическим материалом для работы по северу Средней Сибири послужили образцы из коллекций В.В. Круговых (ОАО «Красноярскгеолсъемка», г. Красноярск) и ФГУНПП «Аэрогеология» (г. Москва), любезно предоставленные автору. Были изучены миоспоры из анизийских отложений в разрезах мыса Цветкова, у пос. Станнах-Хочо и мыса Чекуровского, расположенных в Восточно-Таймырском, Лено-Оленекском и Нижнеленском фациальных районах, соответственно. В среднем триасе этих районов выделены местные стратиграфические подразделения. В Восточно-Таймырском районе к среднему триасу в целом отнесены моржовская и кульдиминская свиты, в Лено-Оленекском и Нижнеленском — улахан-крестовская свита. Анизийскому ярусу отвечают моржовская свита и нижняя часть кульдиминской свиты, а также нижняя подсвита улахан-крестовской свиты, охарактеризованные комплексами аммоноидей, наутилоидей и двустворок [2].

Палинофлора в указанных разрезах с разной степенью детальности была изучена палинологами Э. Н. Кара-Мурза, В. Д. Короткевич, Г. Ф. Скрипиной, Г. М. Романовской. Наиболее полный видовой состав триасовых миоспор приве-

ден в статье В. В. Круговых, посвященной результатам изучения разреза мыса Цветкова [3]. В отложениях анизийского яруса ею выделены два комплекса миоспор. Первый характеризует большой интервал в объеме аммоноидных зон *Grambergia taimyrensis*–*Gymnotoceras rotelliforme*, отвечающий ниже- и среднеанизийскому подъярусам и большей части верхнеанизийского. Второй комплекс выделен из отложений зоны *Frechites nevadanus*, венчающей разрез яруса. В процессе предпринятых нами исследований палинологическую характеристику анизийских отложений удалось существенно уточнить. При этом разрез мыса Цветкова по богатству и выразительности таксономического состава выявленных миоспор стал ключевым для понимания структуры анизийской палинофлоры севера Средней Сибири в целом.

В разрезе отчетливо выделяются четыре палинокомплекса (далее ПК), последовательно сменяющие друг друга вверх по разрезу: I, II, III и IV.

ПК I характерен для отложений нижеанизийского подъяруса в объеме аммоноидных зон *Grambergia taimyrensis*–*Lenotropites solitarius*–*Lenotropites caurus*. ПК II отвечает среднеанизийскому подъярису, зоны *Czekanovskites decipiens*–*Arctohungarites kharaulakhensis*. ПК III и IV выделены для верхнеанизийского подъяруса: ПК III характеризует зону *Gymnotoceras rotelliforme*, а ПК IV — зону *Frechites nevadanus*. Все комплексы обнаруживают большую степень общности по присутствию в их составе нескольких групп миоспор.

Первую группу составляют таксоны широкого стратиграфического диапазона, транзитом проходящие из нижнего триаса в верхний. Среди спор к этой группе отнесены представители родов *Verrucosisporites*, *Cyclotriletes*, *Nevesisporites*, *Aratrisporites*, *Apiculatisporites*, *Apiculatisporis*, *Todisporites*, виды *Camarozonosporites rudis* и *Lycopodiadites kuepperi*, а также гладкие треугольные споры диптериевых папоротников и морфологически близкие им формы: *Dictyophyllidites*, *Concavisporites*, *Cyathidites*, *Deltoidospora*, *Auritulinasporites*. В пыльцевой части ПК таковыми являются представители родов *Alisporites*, *Platysaccus*, *Falcisporites*, *Sulcatisporites*, *Chordasporites*.

Во вторую группу объединены таксоны, которые, как правило, составляют основу сред-

нетриасовых ПК и переходят вверх по разрезу. В споровой части это представители родов *Duplexisporites*, *Baculatisporites*, *Concentricisporites*, *Converrucosisporites*, а в пыльцевой — виды родов *Minutosaccus*, *Microcachryditites*, *Podosporites*, *Florinites*, *Voltziaceasporites*.

Последняя, третья группа миоспор заслуживает особого внимания, поскольку последовательное появление именно ее представителей в сибирском разрезе позволило выделить четыре ПК, отражающих, по нашему мнению, четыре этапа эволюции палинофлоры в анизийском веке. В эту группу объединены виды, первое появление и широкое распространение которых в других регионах связано с ладинским, карнийским, норийским или рэтским веками.

ПК I выделен по первому появлению в пыльцевой части видов *Accinctisporites lignatus*, *Chasmatisporites* sp., *Ovalipollis* cf. *pseudolatus*, *Samaropollenites speciosus* и *Succinctisporites grandior*.

Для ПК II характерно первое появление вида *Microreticulatisporites opacus* среди спор и большой группы видов в пыльцевой части: *Vallasporites* cf. *ignacii*, *Duplicisporites* cf. *granulatus*, *Praecirculina granifer*, *Brachysaccus neomundanus*, *Araucariacites australis*, *Eucommiidites microgranulatus*, *Chasmatisporites apertus*.

Критерием для выделения ПК III в верхнеанизийской зоне *Gymnotoceras rotelliforme* является существенное обновление споровой части за счет первого появления на этом стратиграфическом уровне группы спор в составе *Retitriteles austroclavatidites*, *Tauocusporites* sp. A, *Annulispora cicatricosa*, *Annulispora folliculosa* и резкого увеличения числа гладких треугольных спор диптериевых папоротников и морфологически близких им видов, а также на основе первого появления пыльцы *Quadraeculina anellaeformis*.

Самостоятельность ПК IV контролируется первым появлением в отложениях зоны *Frechites nevadanus* единичных экземпляров рэтских видов спор: *Lycopodiacidites rugulatus*, *Contignisporites* sp., *Densosporites fissus*.

Четырем сибирским палинокомплексам очень близки по составу комплексы миоспор двух других указанных выше регионов, в основу выделения которых положены рассмотренные нами критерии и, в частности, первое появление таксонов, характерных для более высоких стратиграфических уровней.

В Тимано-Североуральском регионе аналогии анизийского яруса описываются двумя комплексами миоспор, *Duplexisporites gyratus*—*Concentricisporites nevesi* и *Baculatisporites verus*—*Keuperisporites baculatus* [1]. ПК *D. gyratus*—*C. nevesi*, раннеанизийский возраст которого был определен по совместному нахождению с

остатками наземных позвоночных фауны *Heptasaurus-Eocyclotosaurus*, обнаруживает близкое сходство с сибирским ПК I. ПК *B. verus*—*K. baculatus* по составу входящих в него миоспор отвечает трем сибирским комплексам, ПК-II, ПК-III и ПК-IV, чем подтверждается полученный ранее вывод о его средне-позднеанизийском возрасте.

В Баренц-регионе анизийский интервал наиболее полно охарактеризован миоспорами в пределах купола Свалис и описывается тремя комплексами: Свалис-5, Свалис-6 и Свалис-7 [5, 6]. ПК Свалис-5, характерный для отложений аммоноидных зон *Karangatites arhipovi* и *Karangatites evolutus* сравним по таксономическому составу с сибирским ПК-I. ПК Свалис-6 среднеанизийской зоны *Anagymnotoceras varium* сопоставляется с ПК-II. Возрастными аналогами являются ПК Свалис-7 и ПК IV из отложений позднеанизийских зон *Frechites laqueatus* и *Frechites nevadanus*, соответственно [4].

При этом существенно дополняется состав третьей группы миоспор в целом, состоящей из видов, появление которых в фаунистически датированных анизийских отложениях зафиксировано впервые. В раннем анизии это виды *Convolutispora microfoveolata*, *C. rugulata*, *Uvaesporites argenteaeformis*, *Aulisporites astigosus*, *Stereisporites radiatus*, *Accinctisporites circumdatus*, *Podosporites amicus*, *Heliosaccus dimorphus*. В среднем — *Leschikisporites aduncus*, *Kraeuselisporites cooksonae*, *Enzonalsporites* sp., *Cordaitina gunyalensis*.

Таким образом, проведенные исследования впервые показали, что на севере Средней Сибири в разрезе мыса Цветкова отложения анизийского яруса охарактеризованы четырьмя комплексами миоспор, которые последовательно сменяют друг друга вверх по разрезу и являются отражением этапов эволюции анизийской микрофлоры, в общих чертах совпадающих с этапами эволюции морских беспозвоночных. Возраст палинокомплексов надежно обоснован совместным нахождением с комплексами морской фауны. Ключевым фактором для выделения палинокомплексов явилось дискретное появление в разрезе большой группы видов, первое появление которых в палинологической летописи за пределами Бореального бассейна связано с ладинским, карнийским, норийским и рэтским веками. Распространение этих видов в отложениях, охарактеризованных морскими беспозвоночными анизийского возраста, изменяет оценку их стратиграфического диапазона и помещает в группу таксонов, ключевых для определения анизийского века в целом. Полученные результаты свидетельствуют также о том, что задача выделения унифицированных комплексов

миоспор, с помощью которых была бы возможна детальная стратификация анизийской части разреза среднего триаса, на региональном уровне и на данном этапе исследований может быть решена.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта УрО РАН № 12-У-5-1019.

Литература

1. Ильина Н. В. Палинотриатиграфия среднего триаса Тимано-Североуральского региона. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 230 с.
2. Казаков А. М., Константинов А. Г., Курушин Н. И. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. 322 с.
3. Круговых В. В., Могучева Н. К. Палино- и флоростратиграфия опорного разреза триаса мыса Цветкова на Восточном Таймыре // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 4. С. 535–550.
4. Dagys A., Weitschat W. Correlation of the Boreal Triassic // Mitteilungen Geologisch-Paläontologisches Institut Universität Hamburg. 1993. Heft 75. S. 249–256.
5. Hochuli P. A., Vigran J. O. Climate variations in the Boreal Triassic – inferred from palynological records from the Barents Sea // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. Vol. 290. P. 20–42.
6. Vigran J. O., Mangerud G., Murk A., Bugge T., Weitschat W. Biostratigraphy and Sequence Stratigraphy of the Lower and Middle Triassic deposits from the Svalis Dome, Central Barents Sea, Norway // Palynology, 1998. Vol. 22. P. 89–141.

Фузулиниды из белого камня древних сооружений европейской части России

Т. Н. Исакова

Геологический институт РАН, Москва

Издавна в России «белым камнем» называли известняк светлых тонов, блоки которого использовали в качестве природного строительного материала. В центральной России белый камень добывался из отложений каменноугольной системы. Как строительный материал, он широко использовался в монументальных сооружениях, чаще всего в фундаментах церквей, соборов и монастырей. Устойчивый к климатическим изменениям, прочный и, одновременно, мягкий и пластичный этот материал широко использовался для создания резного белокаменного декора подобных сооружений. Для реставрации белокаменных сооружений необходимо знать из какого геологического горизонта были добыты блоки и попытаться определить возможные источники строительного материала. Решить подобную задачу можно с помощью изучения в образцах белого камня его литологического состава и, содержащихся в нем, фузулинид — одноклеточных морских микроорганизмов. Подобные исследования известны по работам Е.А. Рейтлингер [7], П. В. Флоренского и М.Н. Соловьевой [8], а в последнее время проводятся автором [2–4]. М. Н. Соловьевой [8] были изучены фузулиниды из ряда построек как домонгольского времени, так и более поздних XVI–XVII вв. Было установлено, что в ранних постройках использовались известняки нижней части мячковского горизонта или зоны *Fusulinella bocki*, тогда как в более поздних постройках применялся известняк из верхней части мячковского горизонта или зоны *Fusulina*

cylindrica. Исследования последних лет [4] показали, что этот вывод не является универсальным для всех белокаменных построек. Каждое историческое белокаменное сооружение требует индивидуальных исследований. В данной публикации сведены результаты исследований конкретных объектов, в создании которых использовался белый камень. Исследованы дополнительные шлифы из образцов белого камня таких сооружений, как Ефремова башня, цокольная часть башни Варуха и фундамент дворца Татьяны Михайловны в Ново-Иерусалимском монастыре, XVII в. Изучен материал из храма села Бужарово (Истринский район Подмосковья). Анализировались шлифы из строительных блоков белого камня с барельефами, найденных при раскопках Толпинской церкви св. вкм. Параскевы Пятницы Кораблинского района Рязанской области. По одной из версий [6], начало возведение этого каменного храма, вероятно, относится к XII в. Кроме того, изучались шлифы из небольших сколов белокаменных плит надгробий конца XVI и начала XVII вв. на территории Соловецкого монастыря (Соловецкий архипелаг). Всего изучено 24 образца, из которых изготовлено 70 шлифов. Литолого-микрорепалеонтологическое исследование собранной коллекции показало следующее.

По структуре и составу, содержащихся микрорепалеонтологических остатков изученные известняки относительно однообразны: это детритовые или шламовые, иногда мелко-комковатые или сугликовские, отчасти доломитизированные, с

ТАБЛИЦА I

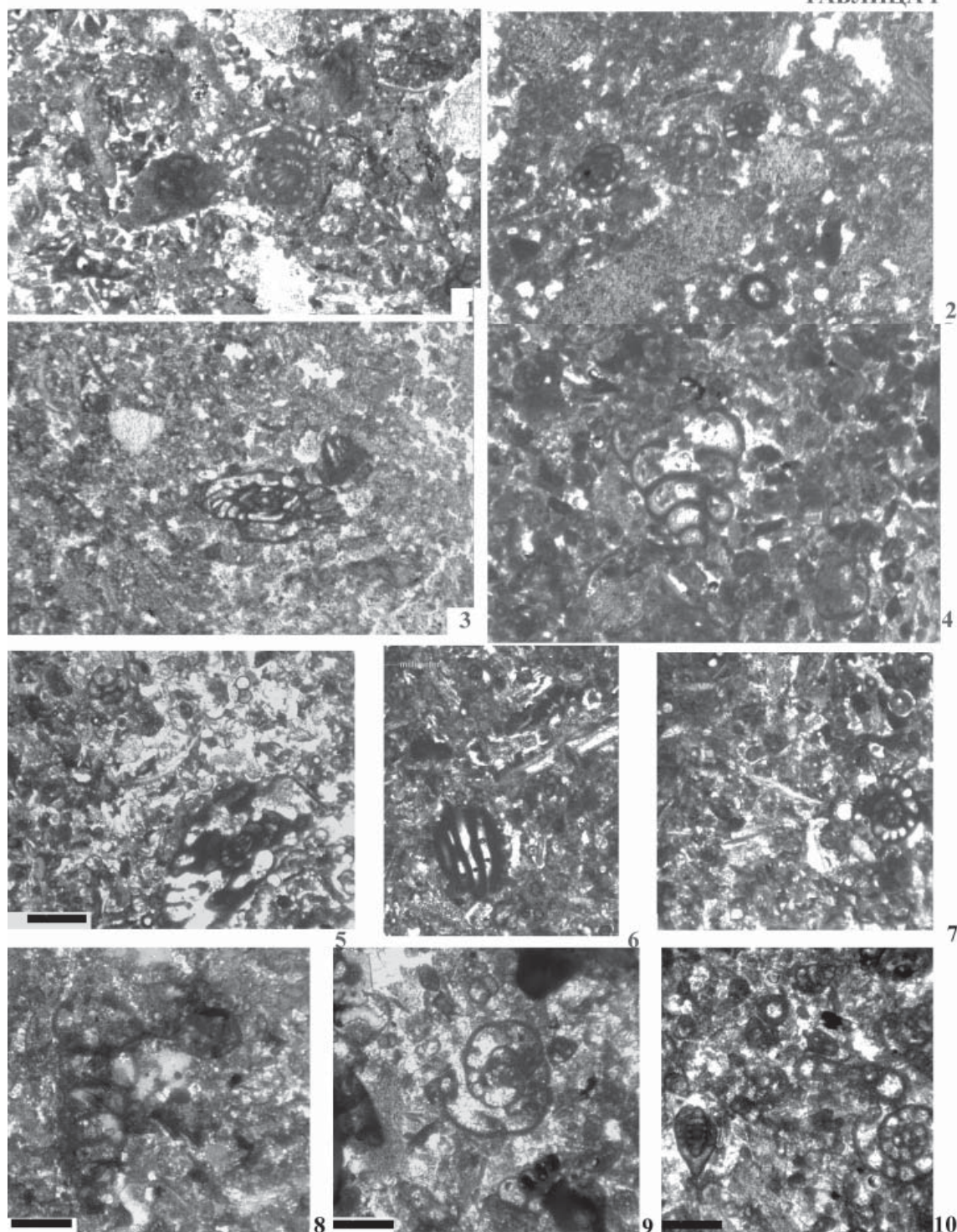


Таблица I. Типичные структуры известняков из образцов белого камня. Размер масштабной линейки 0,5 мм.

Фиг. 1. Обр. НИ-2, Ефремова башня, Ново-Иерусалимский монастырь; пакстоун (известняк шламово-полидетритовый), пористый, преимущественно фораминиферово-криноидный, с единичными раковинами фузулинид.

Фиг. 2. Обр. НИ-5, дворец Татьяны Михайловны, Ново-Иерусалимский монастырь; пак-грейнстоун (известняк криноидно-полидетритовый) с фузулинидами.

Фиг. 3. Обр. НИ-3-2, башня Варуха, Ново-Иерусалимский монастырь; вак-пакстоун (шламово-полидетритовый известняк) с фузулинидами.

Фиг. 4. Обр. НИ-7-1, храм села Бужарово; пакстоун (известняк шламово-полидетритовый), с единичными раковинами фораминифер.

Фиг. 5. Образец из надгробной плиты Филиппа Колычева, Соловецкий монастырь; пакстоун (шламово-полидетритовый известняк) с мелкими фораминиферами и единичными раковины фузулинид.

Фиг. 6. Образец из надгробной плиты Ионы Шамина, Соловецкий монастырь; пакстоун (известняк шламово-полидетритовый) с фузулинидами.

Фиг. 7. Образец из надгробной плиты Паисия Дворенинова, Соловецкий монастырь; пакстоун (мелкополидетритовый известняк) с включениями относительно крупных раковин фораминифер.

Фиг. 8-10. Образцы белого камня строительных блоков Толпинской церкви (Рязанская область); пакстоун (мелкополидетритовый известняк).

ТАБЛИЦА II

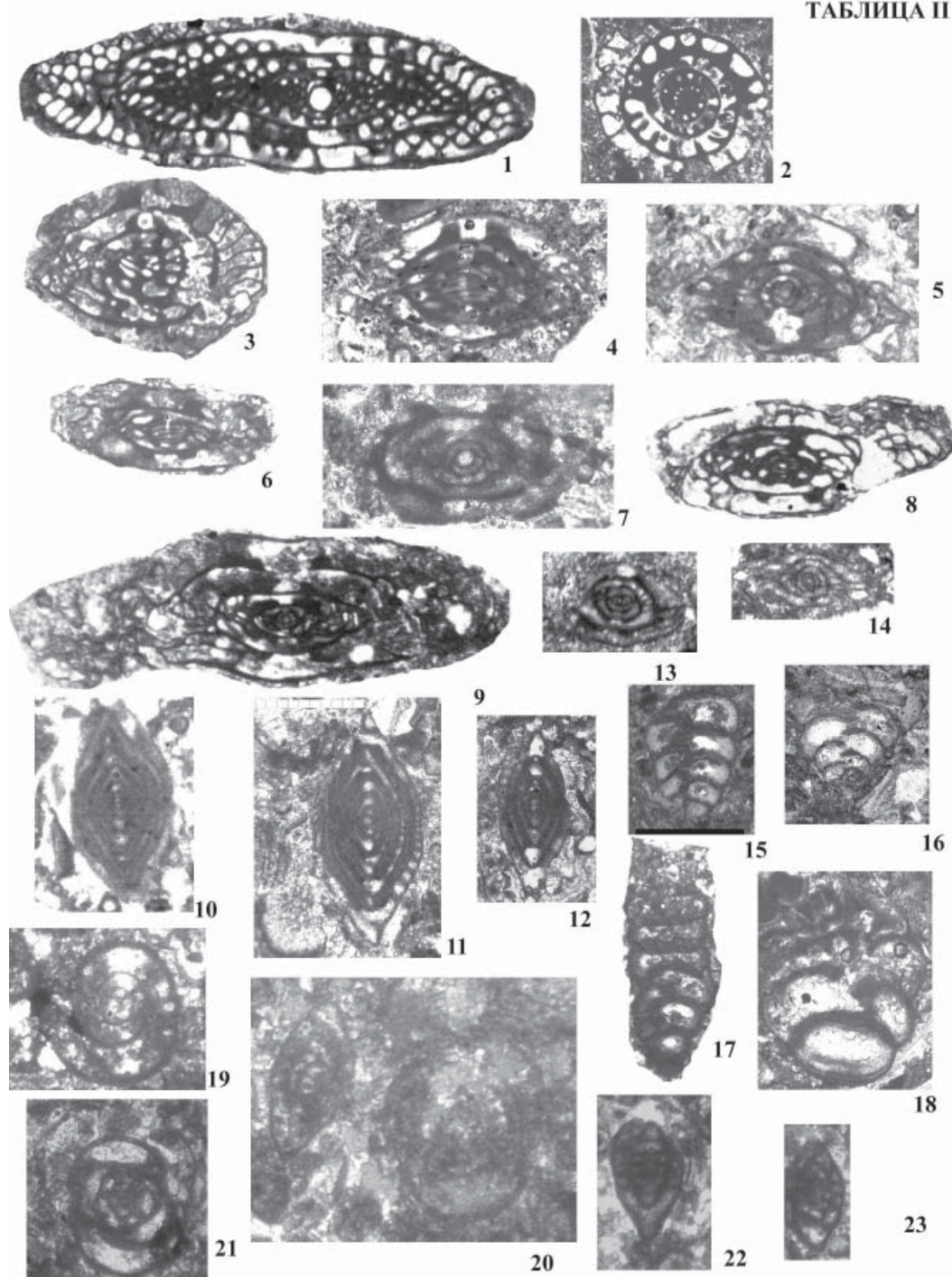


Таблица II. Фузулины из белого камня древних сооружений европейской части России.

Фиг. 1. *Fusulina mjachkovensis* Raus. — из известняка кладки дворца Татьяны Михайловны Ново-Иерусалимского музея, обр. НИ-5. Фиг. 2. *Fusulina* ? sp. — из надгробной плиты Филиппа Колычева, Соловецкий монастырь. Фиг. 3-5. *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moeller. 3 — из известняка соли храма села Бужарово, 4 — из надгробной плиты Филиппа Колычева, Соловецкий монастырь, 5 — из надгробной плиты Паисия Дворенинова, Соловецкий монастырь. Фиг. 6, 7. *Fusulinella* ex gr. *cumpani* Putrja. 6 — башня Варуха, Ново-Иерусалимский монастырь, 7 — из надгробной плиты Михаила Озерова, Соловецкий монастырь. Фиг. 8, 9. *Fusulinella rara* Shlykova — из известняка кладки дворца Татьяны Михайловны Ново-Иерусалимского музея. Фиг. 10-12. *Ozawainella mosquensis* Rauser. 10 — из храма с. Бужарово, 11 — из надгробной плиты Паисия Дворенинова, Соловецкий монастырь. Фиг. 13. *Schubertella acuta* Rauser — из соли храма с. Бужарово. Фиг. 14. *Schubertella gracilis* Raus — из надгробной плиты Ионы Шамина, Соловецкий монастырь. Фиг. 15, 16. *Textularia* sp. 15 — образец у кувуклии, Ново-Иерусалимский монастырь, 16 — из надгробной плиты Михаила Озерова, Соловецкий монастырь. Фиг. 17, 18. *Climacammina* sp. 17 — из кирпичной кладки дворца Татьяны Михайловны, 18 — из надгробной плиты Ионы Шамина, Соловецкий монастырь. Фиг. 19, 21. *Endothyranopsis crassa* (Brady) — из белого камня Толпинской церкви. Фиг. 20. *Endothyranopsis sphaerica* (Rauser et Reitl.) — из белого камня Толпинской церкви. Фиг. 21-23. *Eostaffella tenebrosa* Vissarionova — из белого камня Толпинской церкви.

крупными обломками и целыми раковинами фораминифер. Известняк может быть слабо пористым. Обычно это криноидно-полидетритовые разности или пак-грейнстоун с фузулинидами (табл. I, фиг. 1, 2). Более плотные разности — шламово-полидетритовые пакстоуны — содержат преимущественно остатки мелких фораминифер и единичные раковины фузулинид (табл. I, фиг. 3, 5, 6). Часты мелкополидетритовые разности (пакстоуны) с включениями относительно крупных раковин фораминифер (табл. I, фиг. 4, 7-10). Состав содержащихся в известняках фораминифер, указывает на то, что часть изученных белокаменных объектов построена из блоков известняка позднемосковского (подольско-мячковского) возраста. Так в образцах из фундамента дворца Татьяны Михайловны в Ново-Иерусалимском монастыре содержится комплекс фузулинид, в составе которого определены *Fusulina cylindrica* Fisher et Moell., *Fusulina mjachkovensis* Raus. и частые — овоидно-веретеновидные фузулинеи группы *F. gara* (табл. II, фиг. 1, 8, 9). Комплекс, в котором доминируют фузулинеи, характерен для нижней части мячковского горизонта. В образцах из храма села Бужарово и в образцах белого камня надгробий Соловецкого монастыря в комплексе также часто встречаются вздуто-веретеновидные фузулинеи группы *Fusulinella boscki* (табл. II, фиг. 3-5), что свидетельствует в пользу раннемячковского возраста этих известняков. В качестве фоновой составляющей вышеперечисленных комплексов являются часто встречающиеся *Ozawainella* (табл. II, фиг. 10-12), *Schubertella* (табл. II, фиг. 13, 14) и текстулярииды (табл. II, фиг. 15-18). Источником белого камня для сооружений Ново-Иерусалимского монастыря можно рассматривать слои, отвечающие нижней части мячковского горизонта, подземные и открытые разработки которых находились в центральной России как в районе р. Волги у Старицы, так и по берегам Москвы-реки и Пахры [4]. Принадлежность белого камня надгробий из Соловецкого монастыря к мячковскому горизонту московского яруса среднего карбона также не вызывает сомнений. В целом, комплекс фораминифер, содержащийся в известняке надгробных плит, в достаточной степени схож с одновозрастными комплексами фораминифер Подмосковья. Установленное сходство позволяет сделать предположение, что надгробные плиты изготовлены из привозного Подмосковского белого камня. Косвенным подтверждением подобного вывода служит также отсутствие фораминифер рода *Wedekindellina* в образцах из Соловецкого монастыря. Виды вышеназванного рода обычно распространены в отложениях мячковского горизонта среднего карбона севера Русской платформы

и отсутствуют в отложениях ее центральной части [1]. Проведенный литолого-палеонтологический анализ свидетельствует в пользу версии о привозном характере и удаленном источнике материала, из которого были изготовлены плиты. Не исключена возможность доставки плит и из центра страны из-под Москвы.

Образцы белого камня из строительных блоков Толпинской церкви по литологическому составу и структуре мало отличаются от выше рассмотренных известняков мячковского возраста. Они сложены шламово-мелкообломочными, преимущественно мелкофораминиферово-криноидными разностями (табл. I, фиг. 8-10). Состав комплекса фораминифер, содержащихся в образцах, существенно отличается от описанного выше. Во всех образцах присутствуют: *Eostaffella tenebrosa*, *Eostaffella ex gr. ikensis*, *Endothyranopsis crassa*, *Endothyranopsis sphaerica*, *Criborespira panderi*, *Globoendothyra* sp., *Bradeina rotula*, многочисленные *Earlandia* sp. и др. (табл. I I, фиг. 19-23), характерные для визейского яруса нижнего карбона, а совместное присутствие *Endothyranopsis crassa*, *Endothyranopsis sphaerica*, *Eostaffella tenebrosa* (табл. I I, фиг. 20), *Bradeina rotula* свидетельствует в пользу веневского горизонта поздневизейского возраста. Подобные известняки обнажаются в Тульской и Калужской областях. Так в Тульской области выходы веневских известняков известны по р. Осетр у д. Бяково, с. Венев Монастырь, у Гурева, Хрусловки [5].

Литература

1. Геология СССР. Архангельская, Вологодская области и КОМИ АССР (гл. ред. А. В. Сидоренко). М.: Госгеолтехиздат, 1963. Т. II. 1070.
2. Исакова Т. Н., Завьялов С. М., Алексеев А. С. Белый камень в постройках Ново-Иерусалимского монастыря и его источники // Доклады Московского общества испытателей природы. 2012. Т. 53. С. 8—12.
- 3 Исакова Т. Н., Алексеев А. С., Завьялов С. М. и др. Каменноугольная фораминиферовая биота и ее прикладное значение для реставрационных работ белокаменных построек // Объекты палеонтологического и геологического наследия и роль музеев в их изучении и охране. Сб. научных трудов. Кунгур: Кунгурский историко-архитектурный и художественный музей-заповедник, 2013. С. 27—31.
4. Исакова Т. Н., Завьялов С. М., Алексеев А. С. Белокаменные материалы в постройках Ново-Иерусалимского монастыря и окрестностей, их возможные источники // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89. Вып. 1. С. 36—45.
5. Махлина М. Х., Вдовенко М. В., Алексеев А. С. и др. Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. М.: Наука, 1993. 221 с.

6. Пасынков С. В. Граффити-кресты на белом камне от церкви святой великомученицы Параскевы Пятницы Толпинской // Рязанский богословский вестник. 2012. № 1 (6). С. 40—57.

7. Рейтлингер Е. А. Белый камень построек Древней Руси // Природа. 1964. № 4.

8. Флоренский П. В., Соловьева М. Н. Белый камень белокаменных соборов // Природа. 1972. № 9. С. 48—55.

Каменноугольные фораминиферы и их значение для определения ярусных границ пенсильванской подсистемы международной стратиграфической шкалы каменноугольной системы

Т. Н. Исакова

Геологический институт РАН, Москва

isakova@ginras.ru

Пенсильванская подсистема каменноугольной системе МСШ объединяет средний и верхний отделы карбона общей стратиграфической шкалы России. Ярусное наполнение пенсильванской подсистемы базируется на ярусах морского карбона Восточно-Европейской платформы и включает башкирский, московский, касимовский и гжельский ярусы. Два яруса — башкирский и гжельский — в настоящее время имеют официально принятые маркеры их нижних границ. Нижняя граница башкирского яруса, фиксируется первым появлением конодонтового вида *Declinognathodus noduliferus* (Ellison et Graves). Для гжельского яруса МСШ в качестве маркера нижней границы выбрано первое появление конодонтового вида *Idiognathodus simulator* (Ellison). Два других яруса — московский и касимовский — все еще не получили биостратиграфических маркеров. Следует подчеркнуть, что большинство уже принятых GSSP стратиграфических подразделений Каменноугольной системы определяется биостратиграфическими маркерами, среди которых ведущее положение занимают конодонты, а для палеозоя в целом конодонты использованы при определении 16 границ [1]. В каменноугольный период наряду с конодонтами широкое распространение имели фораминиферы. На основании многолетних исследований стратиграфический потенциал этой группы микрофауны использовался при создании зональных шкал, расчленении и корреляции отложений морского карбона как в стратотипических разрезах его ярусов, так и за их пределами. Изучение фораминифер каменноугольных отложений этих регионов ведется более 150 лет, начиная с описания *Fusulina cylindrica* Fischer в 1829 г. Г. Фишером из среднекаменноугольного известняка с. Мячково вблизи Москвы. Фораминиферы за-

нимают одно из ведущих положений при определении биостратиграфических маркеров стратиграфических подразделений МСШ и служат, зачастую, коррелянтами границ глобальных ярусов.

Фораминиферы башкирского яруса. Стратотипической областью башкирского яруса является Южный Урал. В морских фациях башкирский ярус присутствует в восточных районах Русской платформы и Приуралья. Сведения о фораминиферах башкирского яруса в последние годы получили обобщение в монографиях Е.И. Кулагинной с соавторами [7] и Р.М. Ивановой [3]. Однако уровень нижней границы башкирского яруса в указанных публикациях понимается авторами различно. По мнению Е.И. Кулагинной, нижняя граница яруса совмещается с нижней границей пенсильванской подсистемы, проводимой по появлению среди конодонтов *Declinognathodus noduliferus*, что отвечает основанию фораминиферовой зоны *Plectostaffella varvariensis*. Р. М. Иванова придерживается официально принятого уровня границы башкирского яруса по основанию фораминиферовой зоны *Plectostaffella bogdanovkensis*. Зона *Plectostaffella varvariensis* имеет раннекаменноугольный возраст, поскольку вид *Plectostaffella varvariensis* появляется уже в протвинском горизонте нижнего карбона.

Фораминиферы московского яруса. Стратотипической областью московского яруса является Московская синеклиза. Обоснование нижней границы московского яруса вызывает определенные трудности, т.к. в страторегии отсутствуют фаунистически охарактеризованные отложения башкирского яруса. Последней сводкой сведений о фораминиферах московского яруса является монография коллектива авторов во главе с М. Х. Махлиной [9]. Нижняя граница московского яру-

са в стратотипической местности фиксируется в основании фузулинидовой зоны *Aljutovella aljutovica*. Изучение эволюционных изменений морфологических особенностей некоторых групп фузулинид в непрерывных разрезах башкирского и московского ярусов, известных на Южном Урале, выявило закономерности в развитии характерных морфологических признаков, приуроченные к определенным уровням. Так в эволюционных линиях *Profusulinella* (*Tikhonovichiella*) – *Ajutovella* и *Profusulinella* (*Tikhonovichiella*) – *Skelnevatella* формирование септальной складчатости или волнистости септальных перегородок приходится на временной интервал от первого появления *Depratina prisca* до первого появления *Aljutovella aljutovica*. Этот интервал был выделен в зону *Depratina prisca*. Предполагается, что наряду с видом *Aljutovella aljutovica* виды *Skelnevatella skelnevatica* и *Depratina prisca* могут использоваться как вспомогательные маркеры для определения нижней границы московского яруса [8]. В Донбассе некоторые «типично московские» виды, в том числе и *Skelnevatella skelnevatica*, могут появиться раньше, чем в Московской синеклизе, т.е. в верхах башкирского яруса [11]. Дискутируются и другие фузулинидовые маркеры для нижней границы этого яруса, а именно появление рода *Eofusulina*. В Донбассе эофузулины указываются в известняке K_1 [12], и K_2 [5]. На Урале появление рода отмечается в верхах верейского и каширского горизонтах [3]. В типовой местности первое появление рода *Eofusulina* фиксируется только в каширском горизонте [9]. Рассмотренные выше фузулинидовые таксоны в основном фиксируют уровни границы наиболее приближенные к историческому рубежу московского яруса типовой местности, т.е. к основанию верейского горизонта. Новый взгляд на решение этой проблемы недавно выдвинут Н. В. Горовой и А. С. Алексеевым [2]. По их мнению, более биостратиграфически обоснована граница московского яруса не в подошве верейского горизонта, а в его кровле, т.е. в основании каширского горизонта. На этом рубеже происходят существенные изменения и в эволюции фузулинид. С началом каширского времени совпадает формирование нового типа строения стенки раковины фузулинид. Строение стенки является морфологическим признаком высокого таксономического значения для отряда *Fusulinida*. В процессе эволюции происходит дифференциация стенки и переход от трехслойной, характерной для семейств *Profusulinellidae* Solovieva, 1996 и *Aljutovellidae* Solovieva, 1996 к четырехслойной стенке, с различным внутренним текториумом и светлой диафанотеккой. Четырехслойная стенка как обязательный морфологический признак характеризует семейства *Fusulinidae*

Moeller, 1878 и *Fusulinellidae* Staff et Wedekind, 1910, являющиеся доминантами таксономического разнообразия фораминифер московского яруса. Отсюда, маркером или вспомогательным таксоном для корреляции нового уровня границы московского яруса МСШ в подошве каширского горизонта, в Евразийской области может быть использован вид *Priscoidella priscoidea* или любой таксон отряда *FUSULINIDA*, диагностическим признаком которого является наличие четырехслойной стенки раковины. Уровень границы московского яруса МСШ в подошве каширского горизонта также может быть зафиксирован по появлению рода *Hemifusulina*. Этот род является специфическим только для московского яруса.

Фораминиферы касимовского яруса. Стратотипической областью касимовского яруса является Московская синеклиза. Типовые разрезы находятся в Подмоскowie. Нижняя граница касимовского яруса проводится по появлению *Obsoletes* на фоне типичных *Protriticites*. Однако, для базальной части касимовского яруса характерно присутствие видов, морфологические признаки которых соответствуют двум или более родам, либо отличаются от типичных представителей этих родов, что затрудняет выбор среди них биомаркера нижней границы яруса. Устойчивый характер родовые признаки видов приобретают с уровня появления рода *Montiparus*. Четким рубежом с высоким корреляционным потенциалом признается уровень появления рода *Montiparus*, а сам род рассматривается в качестве одного из возможных потенциальных биостратиграфических маркеров нижней границы касимовского яруса [13, 10]. Другой предлагаемый маркер границы касимовского яруса – вид *Fusiella rawi* (Lee), 1927 [13]. Появление этого вида в Карнийских Альпах фиксируется по разрезу стратиграфически ниже первых монтипарусов. В типовой местности касимовского яруса находки вида *Fusiella rawi* (Lee) отсутствуют. Более широкое латеральное распространение имеет морфологически близкий вид *Fusiella pseudorawi* Isak. [4].

Фораминиферы гжельского яруса. Стратотипической областью гжельского яруса является Московская синеклиза, а стратотип яруса расположен у с. Гжель в Подмоскowie. В настоящее время нижняя граница гжельского яруса МСШ закреплена на уровне первого появления конодонтов *Idiognathodus simulator* (Ellison). В стратотипе к этому уровню приурочены массовые *Rauserites rossicus* (Schellwien), т.е. последний также является коррелянтом гжельского яруса. Однако существует проблема однозначного понимания этого вида, т.к. *Rauserites rossicus* входит в группу видов, описанных еще в начале прошлого столетия Е. Шельвином без указания голотипа и по мате-

риалам двух регионов — Донбасса и Подмоскoвья. В результате обсуждения вопроса об использовании вида *Rauserites rossicus* как биомаркера границы гжельского яруса на заседании Международной рабочей группы по границе гжельского яруса в Любляне (2006 г.), было признано, что среди синтипов коллекции Е. Шельвина имеется два различных морфотипа, возможно, два под-вида. Т.Н. Исакова и К. Уена [6] впервые обозначили лектотип вида *Rauserites rossicus*, выбрав подмосковный экземпляр коллекции Шельвина. Итак, фораминиферы занимают одно из ведущих положений при определении биостратиграфических маркеров стратиграфических подразделений МСШ и служат, зачастую, коррелянтами границ глобальных ярусов. Для всех глобальных ярусов пенсильванской подсистемы среди фораминифер в настоящее время намечены потенциальные виды-маркеры или вспомогательные маркеры.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ № 12-05-00106.

Литература

1. Алексеев А. С. Международная хроностратиграфическая шкала и Общая стратиграфическая шкала России // Стратиграфия осадочных образований верхнего протерозоя и фанерозоя: Материалы международной научной конференции. Киев, 2013. С.9—11.
2. Горева Н. В., Алексеев А. С. Положение нижней границы московского яруса каменноугольной системы // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия: Материалы III Всероссийского совещания “Верхний палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия.. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. С.72—75.
3. Иванова Р. М. Фузулиниды и водоросли среднего карбона Урала: зональная стратиграфия, палеобиогеография. палеонтология. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 203 с.
4. Исакова Т. Н. Эволюция позднекаменноугольных фораминифер рода *Fusiella* Lee et Chen (Fusulinida) // Палеонтол. журнал. 2013. № 2. С. 3—11.
5. Исакова Т. Н., Косовая О. Л. Граница московского яруса МСШ в разрезе погруженной части Восточного Донбасса (Ростовская область) по результатам изучения фузулинид России // Стратиграфия осадочных образований верхнего протерозоя и фанерозоя. Материалы международной научной конференции. Киев, 2013. С. 76—78.
6. Исакова Т. Н., Уено К. К вопросу о лектотипе вида *Rauserites rossicus* (Schellwien) 1908—1909 [FORAMINIFERA] из отложений гжельского яруса Донбасса и Подмоскoвья // Палеонтологические исследования в Украине: история, современное состояние и перспективы. Киев, 2007. С. 105—109.
7. Кулагина Е. И., Пазухин В. Н., Кочеткова Н. М. и др. Стратотипические и опорные разрезы башкирского яруса карбона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2001. 137 с.
8. Кулагина Е. И. Граница башкирского и московского ярусов (средний карбон) на Южном Урале в свете эволюции фузулинид // Бюл. МОИП. 2008. Отд. геол. Т. 83. Вып. 1. С. 33—44.
9. Махлина М. Х., Алексеев А. С., Горева Н. В. и др. Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). В двух томах. Т. 1. Стратиграфия. Том. 2. Палеонтологическая характеристика. Москва, 2001.
10. Ремизова С. Т. Фузулиниды Тимана: эволюция, биостратиграфия и палеобиогеография. Екатеринбург, 2004. 217 с.
11. Davydov V. I. Bashkirian-Moscovian transition in Donets Basin: the key for Tethyan- Boreal Correlation // Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы. Южноуральская экскурсия. Уфа, 2009. С.188—192.
12. Fohrer B., Nemyrovska T. I., Samankassou E., Ueno K. The Pennsylvanian (Moscovian) Izvarino Section, Donets Basin, Ukraine: A multidisciplinary study on Microfacies, biostratigraphy across the Bashkirian-Moscovian boundary in the Donets Basin, Ukraine: The Biostratigraphy (conodonts, foraminifers, and ostracodes), and Paleontology // J. Paleontology. 2007. V. 81. N 5. P. 1—85.
13. Villa E. and Task Group. Progress Report of the Task Group to establish at the Moscovian-Kasimovian and Kasimovian-Gzhelian boundaries // Newsletter Carboniferous Stratigraphy. V. 25. 2008. P. 12—13.

Микроструктура раковин некоторых моллюсков родов *Isocrassina* и *Astarte* (Astartidae, Bivalvia) верхнего кайнозоя западной части Российской Арктики по данным рентгеновской микротомографии

А. В. Крылов¹, А. В. Журавлев¹, А. Л. Жерлыгин²

¹ЗАО «Поляргео», Санкт-Петербург;

²Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург

Целью данного исследования являлось изучение микроструктуры морских раковин методом рентгеновской микротомографии. Объектами изучения были створки раковин позднекайнозойских моллюсков семейства Astartidae из разрезов запада Российской Арктики [2—6] и Бельгии (коллекция Р. Марке, Королевский музей естественной истории Бельгии, г. Брюссель), распространенные в морских отложениях плиоцена-эоплейстоцена Центральной Европы, Исландии, Российской Арктики и успешно использующиеся для биостратиграфических целей [1—6, 8].

Изучение микроструктуры стенок раковин проводилось методом компьютерной микротомографии (микро-КТ). Метод представляет собой реконструкцию трехмерных моделей рентгеновских изображений и позволяет проводить неинвазивные исследования внутренней структуры объектов без его разрушения. В данной работе использовался рентгеновский томограф SkyScan 1173 на базе нового микрофокусного источника рентгеновского излучения высокой мощности. Отличительными особенностями данного томографа являются: плавно-настраиваемый источник рентгеновского излучения (40—130 кВ), максимальная мощность 8 Ватт, размер фокального пятна <5 мкм; разрешающая способность: от 6.5 до 50 мкм. Съемка раковин проводилась при ускоряющем напряжении 130 кВ, шаге угла сканирования 0.2° и пространственном разрешении 20 мкм. Для одной раковины (*Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire)) была сделана контрольная шлифовка традиционным методом.

Раковины большинства двустворчатых моллюсков имеют сложное строение и состоят из нескольких слоев с различной кристаллической структурой: внутренний (вторичный) слой и отделенный от него миоостракумом внешний (первичный) слой, покрытый periostracum. Наиболее полный обзор строения микроструктуры раковин двустворчатых моллюсков различных отрядов и семейств был опубликован Дж. Тейлором с соавторами [9, 10]. Основным методом изучения микроструктуры в этих было изготовление шлифовок и их исследование с помощью оптического и электронного микроскопа, что позволило продемонстрировать разнообразие и таксо-

номическое значение микроструктуры раковин двустворчатых моллюсков.

Сравнение структур, наблюдаемых на шлифовках и на томограммах, показало, что различные по кристаллическому строению слои раковины обладают различной рентгеновской плотностью и текстурой изображения на томограммах (см. рис. 1).

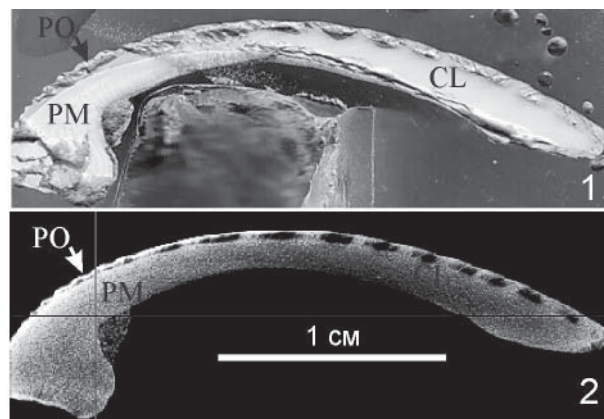


Рис. 1. Пришлифовка (1) и томографический срез (2) раковины *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire, 1823). Бельгия, нижний плиоцен, занклский ярус, формация Лилло, карьер у с. Доель, сборы Р. Марке, 2010 г. PM — призматический слой; CL — кросс-ламеллярный слой; PO — periostracum

Изученные раковины демонстрируют три типа микроструктуры стенки (см. рис. 2):

1. Трехслойный, с призматическим внутренним, кросс-ламеллярным внешним слоями и эпиостракумом. Внешняя граница кросс-ламеллярного слоя ровная до слабоволнистой (современные и тихоокеанские моллюски рода *Astarte* и *Astarte multicostata* Filatova).

2. Трехслойный, с призматическим или гомогенным (на томограммах — плохо различаются) внутренним, кросс-ламеллярным внешним слоями и эпиостракумом. Внешняя граница кросс-ламеллярного слоя имеет черепитчатую структуру (*Astarte incerta* Wood, *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire)).

3. Трехслойный, со сложным кросс-ламеллярным или гомогенным (на томограммах — плохо различаются) внутренним, кросс-ламеллярным внешним слоями и эпиостракумом. Внешняя граница кросс-ламеллярного слоя имеет

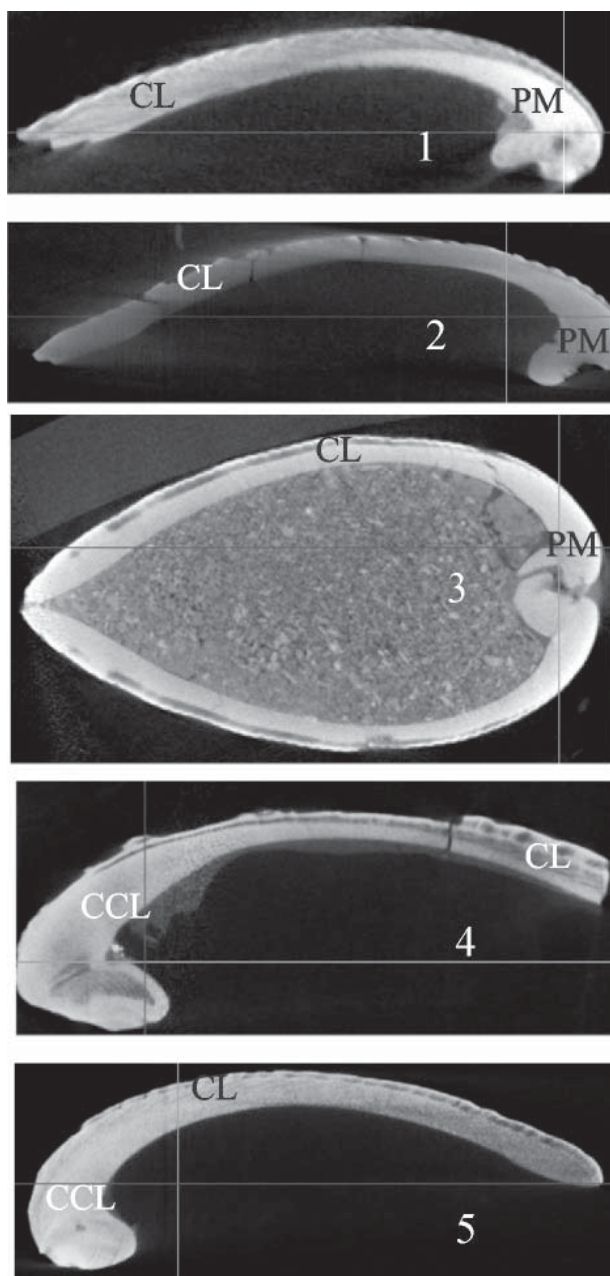


Рис. 2. Томографические сечения раковин:

1 — *Astarte multicostata* Filatova, 1957. Большеземельская тундра, колвинская свита, разрез Морею-7, номер образца: 8007-13, глубина 13 м от кровли разреза, сборы А.С. Рудого, 2001 г.; 2 — *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire, 1823). Земля Франца-Иосифа, нижний плиоцен, занклский ярус, о. Земля Александры, разрез у безымянного озера (объект № 2), сборы Ф.А. Триколиди, 2011 г.; 3 — *Astarte incerta* Wood, 1853. Бельгия, нижний плиоцен, занклский ярус, формация Лилло, карьер у с. Доель, сборы Р. Марке, 2010 г.; 4 — *Isocrassina omalii* (De la Joinkaire, 1823). Припечорье, верхний плиоцен, пьяченский ярус, р. Печора у с. Акись, номер образца: А-1, сборы Д.В. Зархидзе, 2003 г.; 5 — *Isocrassina ariejansseni* (Marquet, 2005). Большеземельская тундра, разрез Морею-7, номер образца 1005-23, глубина 13-14 м от кровли разреза, сборы Д.В. Зархидзе, 2001 г.

PM — призматический или гомогенный слой; CL — кросс-ламеллярный слой; CCL — сложный кросс-ламеллярный или гомогенный слой.

черепитчатую структуру (*Isocrassina omalii* (De la Joinkaire) и *Isocrassina ariejansseni* (Marquet)).

В ходе проведенных исследований подтвердилось принадлежность 7 раковин к 4 атлантическим вымершим видам: *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire) из разреза оз. Хэйяхамал (вашуткинская свита, калабрийский ярус), *I. omalii* (De la Joinkaire) — из разреза р. Печоры у с. Акись (падимейская свита, пьяченский ярус), *I. ariejansseni* (Marquet) из разреза р. Морею (колвинская свита, занклский ярус), *Astarte incerta* Wood из разреза бухты Солнечная, о. Большевик (пьяченский ярус). Часть форм, отнесенных ранее к *Astarte incerta* Wood, оказались принадлежащими *Astarte multicostata* Filatova [7] тихоокеанского происхождения, отличающейся, в том числе и структурой раковины (см. выше). Плиоцен-эоплейстоценовые моллюски рода *Isocrassina*, имеющие раковину с более сложным строением, характеризующуюся черепитчатой поверхностью внешнего слоя особенно хорошо отличаются от типичных представителей рода *Astarte*, широко распространенных в отложениях неоплейстоцена — голоцена Евразии.

Литература

1. Гладенков Ю. Б., Нортон П., Снайк Г. Верхний кайнозой Исландии (стратиграфия плиоцена и плейстоцена и палеонтологические комплексы) // Труды ГИН РАН, Вып. 345. М., 1980. 115 с.
2. Крылов А. В. Моллюски и стратиграфия морских отложений позднего кайнозоя северо-восточного Пай-Хоя // Природа шельфов и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10, М.: ГЕОС, 2010. С. 176—182.
3. Крылов А. В. Стратиграфия отложений верхнего кайнозоя района среднего течения р. Печора // Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. СПб., 2011. С. 302—304.
4. Крылов А. В., Гусев Е. А. Комплексы позднекайнозойских моллюсков из террас Северной Земли // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 7: Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 210. СПб., 2010. С. 82—95.
5. Крылов А. В., Зархидзе Д. В. Новые данные по стратиграфии и моллюскам неогеновых отложений Большеземельской тундры // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Том 1, 2009. С. 309-312.
6. Крылов А. В., Матвеев В. П. Новые данные по моллюскам и стратиграфии плиоцена — голоцена архипелага Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, о. Вайгач и Югорского п-ва // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. Сб. статей. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 328—332.

7. *Скарлато О. А.* Двустворчатые моллюски умеренных широт западной части Тихого океана // Определители по фауне СССР, издаваемые Зоологическим институтом АН СССР. Вып. 126. Л.: Наука, 1981. 479 с.

8. *Marquet R.* The *Neogene Bivalvia* (Heterodonta and Anomalodesmata) and Scaphopoda from Kallo and Doel (Oost-Vlaanderen, Belgium) // *Paleontos*, 2005, vol. 6. P. 1—142.

9. *Taylor J. D., Kennedy W. J., and Hall A.* The shell structure and mineralogy of the Bivalvia. Introduction. Nuculacea-Trigonacea // *Bull. Br. Mus. Nat. Hist.*, Suppl. 3. 1969. P. 1—125.

10. *Taylor J. D., Kennedy W. J. and Hall A.* The shell structure and mineralogy of the Bivalvia. II. Lucinacea — Clavagellacea, Conclusions // *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Zool.)*, 22. 1973. P. 225—294.

Позднеледниковая и голоценовая история микротериофауны западного склона Приполярного Урала

И. В. Кряжева, Д. В. Пономарев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Innageologi@mail.ru

Мелкие млекопитающие традиционно являются одним из наиболее востребованных объектов палеофаунистических реконструкций, на которых изучаются различные аспекты палеофаунистических и палеоэкологических проблем. Одним из полигонов для такого рода исследований выступает Урал, где в силу значительной субмеридиональной протяженности этой горной страны изучаются характерные черты различных живых систем в широтном градиенте природных условий [4, 5]. В предгорьях Урала, где развиты карстующиеся палеозойские породы, в карстовых полостях в результате деятельности хищников и человека формируются местонахождения позднечетвертичных позвоночных. В отличие от аллювиальных, палеопочвенных захоронений и археологических памятников, местонахождения пещерного типа являются объектами с наиболее массовыми остатками ископаемых, причем ископаемый комплекс, как правило, воспроизводит видовой состав исходного естественного сообщества в максимально возможной полноте. Среди всех частей Уральского кряжа Приполярный Урал остается до сих пор наименее изученным в отношении четвертичной микротериофауны, например, в сравнении с Полярным [8] и Северным Уралом [6], с которыми рассматриваемый район граничит соответственно на севере и на юге. В данной работе приводятся обобщенные результаты изучения девяти местонахождений на западном склоне Приполярного Урала, расположенных на реках Шугер и Кожим на территории, принадлежащей национальному парку “Югыд Ва”.

Местонахождения Шугер-1, 2, 4 и 5 расположены в пределах 50 метрового участка обнажения каменноугольных известняков в скалах Верхних Ворот на правом берегу р. Шугер, в 20 м

выше по течению от устья ручья Велдор Кыртаель. Местонахождения Соколиный, Кожим-1, 2, 4 и 5 расположены на правом берегу р. Кожим в пределах 80 километрового участка в скальных выходах известняков ордовика и карбона.

Для местонахождений Шугер-2, 4 и Кожим-1, 2 Х. ван дер Плихтом (Центр изотопных исследований университета г. Гронингена, Нидерланды) были выполнены AMS датировки костей млекопитающих по C^{14} : Шугер-2 — 950 ± 35 лет (GrA-49352), Шугер-4, слой 1 — 10090 ± 60 лет (GrA-49440), Шугер-4, слой 2 — 9710 ± 45 лет (GrA-49351), Шугер-4, слой 3 — 11850 ± 60 лет (GrA-49439), Кожим-1, слой 2 — 9090 ± 45 лет (GrA-49353), Кожим-2, слой 2 — 1665 ± 35 лет (GrA-49355).

Датировка слоя 2 Шугер-4 оказалась немногим моложе даты вышележащего слоя 1, что свидетельствует о загрязнении образца из слоя 2 молодым углеродом.

В результате исследования было определено и изучено около 17 000 щечных зубов грызунов.

На основании исследований 16 локальных фаун мелких млекопитающих, было выделено 4 четыре фазы развития микротериофауны Приполярного Урала: аллереда, позднего дриаса, раннего голоцена и субатлантика.

Самый холодолюбивый и самый древний ископаемый комплекс остатков происходит из слоя 3 Соколиного [2] и слоев 2 и 3 Шугера-4. Локальная фауна из слоев 2 и 3 местонахождения Шугер-4 датируется аллередом и представляет собой умеренный криоксерофильный комплекс, где доли узкочерепной полевки, сибирского и копытного леммингов во всех местонахождениях находятся практически в одинаковых соотно-

шениях. Одновозрастные (в широком смысле) фауны, датируемые интерстадиальным комплексом беллинг-аллеред, известны из местонахождений гряды Чернышева, Северного Урала и Южного Тимана. В слое 5 Пымва-шора (гряда Чернышева) [7] найдены остатки только тундровых видов: копытного (46 %) и сибирского леммингов (36 %) и узкочерепной полевки (19 %). В фауне из бурого суглинка А Медвежьей пещеры (Северный Урал) найдены узкочерепная полевка (32.5 %), сибирский (30 %) и копытный лемминги (17 %), темная полевка (7 %), полевка эконома (6.5 %), лесной лемминг (3.5 %), красная и рыжая полевки (2.5 %) и водяная полевка (1 %) [6]. Доминирующими являются тундровые виды (в сумме 79 %), на лесные приходится 13.3 % и на околотовные виды (7.5 %). Нетрудно заметить, что фауна Пымва-шора более холодолюбивая по сравнению с сообществами из бурого суглинка А Медвежьей пещеры, слоя 3 Соколиного и слоев 2 и 3 Щугера-4. Эти различия, скорее всего, объясняются широтным градиентом природных условий. Синхронная локальная фауна из местонахождения Седью-1 (Южный Тиман) характеризуется существенно отличной структурой, в которой 67 % от общего числа остатков принадлежит тундровым видам, из которых на долю сибирского лемминга приходится 55 % [1]. Это сообщество пока не имеет надежно датированных аналогов на севере Европы.

Локальная фауна из слоя 1 грота Щугер-4 и слоя 2 Соколиного характеризует позднеледниковую фазу истории микрофауны. Здесь доля тундровых видов составляет более половины всех остатков (57 % и 54 %), на лесные приходится 28 % и 35.5 % и на околотовные 15 % и 10.5 %. Одновозрастные фауны, датируемые поздним ледником, известны из местонахождений Пымва-шор, слой 4 (гряда Чернышева) [7] и Пижма-1, слой 5 (Средний Тиман) [3]. В этих сообществах доля тундровых видов составляет 88 % и 96 %.

Интересен тот факт, что четыре сообщества, датируемые поздним ледником, сильно различаются по составу и структуре фауны. В первом случае практически полное доминирование тундровых видов (Пымва-шор 88 % и Пижма-1 96 %), а во втором случае тундровые виды так же остаются доминирующими, однако на их долю приходится чуть более половины от всех остатков (Щугер-4 — 57 % и Соколиный — 54 %). Возможно, сходство фаун из местонахождений Приполярного Урала является неслучайным и объясняется локальным ландшафтно-климатическим своеобразием этого горного района в позднем леднике.

Представление о раннеголоценовой фауне Приполярного Урала дает ископаемый комплекс из слоя 2 грота Кожим-1. Радиоуглеродная дати-

ровка, которого указывает на формирование комплекса в конце пребореального — начале бореального периодов голоцена. Здесь на тундровые виды приходится 35 %, на интразональные — 47 %, на лесные — 17 %, и на степные всего 1 %. К сожалению, данное сообщество не имеет датированных аналогов в регионе. По своему составу, структуре и положению в разрезе костеносного горизонта фауна из грота Щугер-1 схожа с сообществом из слоя 2 грота Кожим-1. Здесь на тундровые виды приходится 38 %, на лесные 34 % и на интразональные 28 %. Отличие его от слоя 2 Кожима-1, заключается в более высокой доле лесных видов и низкой доле интразональных видов. Таким образом, ископаемый комплекс из Щугер-1, возможно, сформировался в конце пребореала — начале бореала.

Сообщество слоя 3 Пымва-шора имеет датировку 8500 ± 250 лет назад (ГИН-9005), что приходится на середину бореального периода [7]. Фауна имеет типичный лесной облик, где доминируют лесные и интразональные виды (44,8 % и 44,9 %), а на тундровые приходится всего 10 %.

С чем связано такое резкое различие практически одновозрастных фаун пока остается не совсем ясным. Возможно, на более быстрое развитие лесной фауны Пымва-шора в начале голоцена повлияло не только потепление климата, но и расположение местонахождения в закрытой долине в месте развития гидротермальных источников.

Лесное сообщество млекопитающих из отложений Щугер-2 и 5, Кожим-2, 4 и 5, слоя 1 грота Соколиный и Кожим-1 дает представление о позднеголоценовой (субатлантик) фауне района исследований и типична для многих местонахождений севера Восточной Европы.

В результате исследований авторами было выявлено, что микрофауна аллереда, позднего ледника и раннего голоцена Приполярного Урала сильно контрастирует с одновозрастной фауной сопредельных территорий, таких как гряда Чернышева, Южный и Средний Тиман, но при этом схожа с сообществами мелких млекопитающих Северного Урала. С чем связаны такие различия в микрофауне позднего плейстоцена и голоцена Республики Коми пока не совсем ясно и является темой дальнейших исследований.

Работа выполнена при поддержке научного проекта молодых ученых и аспирантов УрО РАН № 14-5-НП-132.

Литература

1. Пономарев Д. В. Мелкие млекопитающие из отложений пещеры Седью 1 (Южный Тиман) // Тез. докл. 3-й Всерос. научн. школы молодых ученых-палеонтологов "Современная палеонтология: класси-

ческие и новейшие методы”. М.: ПИН РАН, 2006. С. 50—52.

2. Пономарев Д. В. Остатки мелких млекопитающих из грота Соколиный (Приполярный Урал) // Квартер-2005: Материалы IV Всерос. совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 334—33.

3. Пономарев Д. В., Смирнов Н. Г., Головачев И. Б. и др. Фауна мелких млекопитающих из грота Пижма 1 (Средний Тиман) // Сыктывкарский палеонтологический сборник. Сыктывкар. 2005. № 6. С. 86—97. (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО Российской АН. Вып. 117).

4. Смирнов Н. Г. Зональное распределение млекопитающих в позднем Валдае на Урале // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: ГЕОС, 2001. С. 209—219.

5. Смирнов Н. Г. О подходах к исследованию исторической динамики животного населения мелких

млекопитающих // Новейшие археозоологические исследования в России: К столетию со дня рождения В. И. Цалкина. М.: Языки славянской культуры, 2004. С. 57—80.

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. Golovachov I. B., Smirnov N. G. The Late Pleistocene and Holocene rodents of the Pre-Urals Subarctic // Quaternary International 201, 2009. P. 37—42.

Доплейстоценовые диатомеи в четвертичных отложениях Европейского Северо-Востока

Э. И. Лосева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

loseva@geo.komisc.ru

В четвертичных отложениях Европейского Северо-Востока нередко отмечаются древние морские диатомовые водоросли, что дает некоторым исследователям основание для отнесения вмещающих отложений к более древним, чем плейстоценовые, и морским осадкам, но мнение это ошибочно, хотя его поддерживают вот уже более полувека [4, 5], не считаясь иногда с заключением аналитика.

Эти древние морские диатомеи имеют обычно плохую сохранность (обломки и фрагменты створок), встречаются в небольшом количестве, хотя бывают и исключения (целые створки и довольно большое число видов). Об их вторичном залегании можно судить по тому, что их можно найти в любых типах четвертичных отложений, вплоть до голоценовых и современных пресноводных осадков, и нередко совместно с пресноводными комплексами. Возможно, и остатки представителей других групп флоры и фауны могли быть в той или иной мере переотложенными.

К. К. Воллосович в 1966 г. писал, что морская точка зрения на происхождение валунных суглинков «теперь стала преобладающей» [5, с. 4]. Прошло почти полвека, а мнения о генезисе, как и о возрасте этих суглинков по-прежнему разные.

Сам Воллосович считал весь четвертичный покров Большеземельской тундры морским. В качестве одного из примеров он рассматривает разрез скв. 305 в бассейне р. Коротаихи на основании данных по моллюскам, фораминиферам, диатомеям и палинологии. Для нижней части разреза (голубовато-серые супеси колвинской свиты) приведен список диатомей из 10 наименований (*Melosira ornata*¹, *M. sulcata* + var. *biseriata*, *Coscinodiscus perforatus* f. *fossilis*, *C. stellaris* var. *symbolophora*, *Stephanopyxis grunowii*, *S. proschii*, *S. turris*, *Pyxilla gracilis*, *P. oligocaenica* [там же, с. 12]. Но почти все они — вымершие палеогеновые формы, за исключением двух-трех форм широкого возрастного диапазона (от палеогена до ныне). Встречаемость их редкая или единичная, и, по мнению аналитика Е.А. Черемисиновой, большинство форм переотложены из палеогеновых отложений. Колвинская свита — действительно, морская, но характеризуется иными видами [7, с. 8—27].

В мореноподобных суглинках на глуб. 87—96.5 м (нижняя часть падимейской свиты) обнаружены редкие остатки диатомей *Melosira sulcata*, *Hyalodiscus* sp., *Triceratium* sp. и неопределимые обломки морских центрических форм [5, с. 13].

¹ Опускаю фамилии авторов видов для удобства чтения.

По такому набору возраст «комплекса» установить невозможно, поскольку представители этих родов имеют широкий возрастной диапазон — от мела до наших дней. Безусловно, они также переотложены, и скорее всего, из палеогена, поскольку именно на то время приходился пик их развития. Такой «набор» можно обнаружить во всех типах четвертичных отложений любого генезиса и возраста.

Роговская свита (валунные суглинки) «содержит меньше органических остатков, чем обе лежащие. В ней присутствуют... довольно разнообразные, но обычно плохо сохранившиеся диатомовые, среди которых много переотложенных палеогеновых форм» [там же, с. 16].

В.И. Белкин, В.С. Зархидзе и И.Н. Семенов в 60-х годах прошлого века выделяли в основании кайнозойского разреза сародскую свиту, и в частности, привели список диатомей из этой топши в скв. 4 (низовье р. Лая), «широко распространенных в палеогене Западной Сибири» [4, с. 38]: *Melosira sulcata* + var. *crenulata* + var. *sibirica* + var. *biseriata*, *Stephanopyxis schulzii*, *Pyxilla gracilis* (по заключению Т.Ф. Козыренко).

«Наиболее вероятный» возраст залегающих выше пород большеземельской серии, по мнению авторов, — неогеновый [там же, с. 50]. Что касается диатомовых водорослей, авторы пишут: «по мнению Корчаковой, большеземельские породы содержат много переотложенных верхнемеловых и палеогеновых морских диатомей: *Melosira ornata*, *M. sulcata* var. *biseriata*, *Stephanopyxis schulzii*, *S. turris*, *Coscinodiscus decrescenoides*, *Pyxilla cretacea*, *Podosira hyalina*, *Grunowiella gemmata*. Кроме того, присутствуют единичные целые створки и обломки диатомовых порядка Pennales: *Diploneis domblittensis*, *Synedra ulna*, *Navicula radiosa*» [там же]. Заметим, что приведенные «Pennales» — это пресноводные водоросли, известные в разных горизонтах четвертичных отложений вплоть до современных. Таким образом, это — смесь диатомей разного возраста и экологии.

Подобные интерпретации появлялись и в последующих публикациях. Одна из последних — статья Д.В. Зархидзе и др. [6], в которой данные по диатомеям интерпретировались неточно [9]. В частности, морские диатомеи (обычно плохой сохранности — в виде обломков и фрагментов створок), отмеченные наряду с пресноводной флорой, рассматриваются как одно из доказательств морского генезиса отложений, хотя они, скорее всего, переотложены.

На Европейском Северо-Востоке изучены диатомовые комплексы в четвертичных отложениях разного возраста и генезиса [7, 8]. Нередко они содержат большой набор видов (от нескольких десятков до нескольких сотен, как правило,

хорошей сохранности) и приурочены обычно к межледниковым отложениям. И наряду с основным комплексом встречаются древние морские формы в небольшом наборе и плохой сохранности. Но иногда отмечается довольно большое их количество. Так, к примеру, в одном из разрезов в бассейне р. Морею в межледниковой толще выявлен богатый пресноводный комплекс диатомей (более 150 таксонов, причем 30 из них (доминанты) имеют высокие оценки обилия [9]. И наряду с ними почти во всех пробах отмечены древние морские виды (общим числом более 20), которые, несомненно, чужды вмещающей породе.

В валунных суглинках встречаются обычно лишь древние (позднемеловые, палеогеновые) морские формы. Чаще всего, это виды родов *Paralia* (*Melosira*), *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*), *Pyxilla*, *Hyalodiscus*, *Grunowiella gemmata* и некоторые другие. Видимо, панцири этих диатомей настолько прочны, что могут претерпеть неоднократное переотложение. Все аналитики отмечают их переотложенный характер, но не все геологи принимают это во внимание, интерпретируя эти находки иначе. Всего же в четвертичных отложениях (вплоть до современных) Европейского Северо-Востока нами подсчитано порядка 75 таксонов древних переотложенных диатомей [10]. Это виды (в дополнение к перечисленным) морских родов *Anaulus*, *Arachnoidiscus*, *Biddulphia*, *Coscinodiscus*, *Hemiaulus*, *Triceranium* и многие другие, а также пресноводные *Aulacoseira*.

Откуда эти формы и каким путем могли быть переотложены? Это отдельный вопрос. Морские верхнемеловые и палеогеновые отложения широко распространены на восточном склоне Урала. На Европейском Северо-Востоке они имеют весьма ограниченное распространение, и сведений о находках в них диатомей очень немного.

Диатомеи в верхнемеловых осадках, в частности, найдены в бассейне р. Усы. Н.И. Стрельникова отмечает, что среди них преобладают *Melosira ornata*, *M. sulcata*, *Stephanopyxis schulzii*, *S. reticulata*, *S. turris*, *S. barbadensis*, *Coscinodiscus dissonus*, *Triceratium indefinitum*, *T. excavatum*, *Hemiaulus rossicus*, *Goniothecium odontellum*, *Gladius speciosus* f. *poratus*, *Pterotheca aculeifera*, *P. evermannii* [11, с. 39–40]. Возраст отложений определен по составу диатомей, близкому составу этих водорослей в верхнемеловых (поздний кампан) отложениях восточного склона Урала. Особенно показательно большое количество створок вида *Gladius speciosus* f. *poratus*.

«Палеогеновые отложения установлены... на западном склоне Полярного и Приполярного Урала, на гряде Чернышова и в бассейнах верхнего течения рек Щугор, Харута, Адзъва и Морею, в частности, по результатам изучения диатомей»

[1, с. 83], а также в бассейнах рек Кары, Лаи, Лемвы. Интересен разрез скв. 228 на западе Полярного Урала (р. Воравож, бассейн р. Лемва) мощностью 448 м, большая часть которого (глуб. 347,5–95 м) датирована палеогеном [2, 3]. Т. А. Орешкина приводит списки диатомей по пачкам (подразделениям). Авторы делают вывод о сходных условиях мел-палеогенового осадконакопления в Западной Сибири и в Печорской низменности.

Состав чуждых для плейстоцена морских диатомей в четвертичных толщах Европейского Севера указывает, несомненно, на их переотложение из позднемеловых–палеогеновых отложений.

Литература

1. *Афанасьева Т. А.* История геологического развития Полярного и Приполярного Урала и Приуралья в палеогене // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России (XII Геологическая конференция Республики Коми). Тез. докл. Всероссийской геол. конф. Т. I. Сыктывкар: 1994. С. 83–84.
2. *Афанасьева Т. А., Лютиков Н. В.* Кремнистый палеоген Приполярного Урала // Геология и металлогения Приполярного Урала. Сыктывкар: 1993. С. 16.
3. *Ахметьев М. А., Запорожец Н. И., Яковлева А. И. и др.* Сравнительный анализ разрезов и биоты морского палеогена Западной Сибири и Арктики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 6. С. 78–103.
4. *Белкин В. И., Зархидзе В. С., Семенов И. Н.* Кайнозойский покров севера Тимано-Уральской области // Геология кайнозоя Севера европейской части СССР. М.: МГУ. 1966. С. 38–55.
5. *Волосович К. К.* Материалы для познания основных этапов геологической истории Европейского северо-востока в плиоцене — среднем плейстоцене // Геология кайнозоя Севера европейской части СССР. М.: МГУ. 1966. С. 3–37.
6. *Зархидзе Д. В., Гусев Е. А., Аникина Н. Ю. и др.* Новые данные по стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений бассейна р. Море-Ю (Большеземельская тундра) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИ Океанология. Т. 210. Вып. 7. 2010. С. 96–110.
7. *Лосева Э. И.* Атлас морских плейстоценовых диатомей Европейского Северо-Востока СССР. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
8. *Лосева Э. И.* Атлас пресноводных плейстоценовых диатомей Европейского Северо-Востока. СПб.: Наука. 211 с.
9. *Лосева Э. И.* Извечный вопрос — ледник или море? (На примере изучения разрезов в бассейне р. Морею, Большеземельская тундра) // Бюл. комис. по изучению четвертичного периода, 2012. № 72. С. 153–162.
10. *Лосева Э. И., Стенина А. С., Марченко-Ваганова Т. И.* Кадастр ископаемых и современных диатомовых водорослей Европейского Северо-Востока. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 160 с.
11. *Стрельникова Н. И.* Диатомеи позднего мела (Западная Сибирь). М.: Наука. 1974. 204 с.

Стратиграфическое значение палеозойских ассоциаций табулят севера Урала

В. Ю. Лукин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В отложениях нижнего палеозоя Тимано-Североуральского региона табуляты являются наиболее разнообразными и представительными среди бентосной фауны. Многолетнее изучение силурийских и девонских кораллов позволяет рассматривать их в качестве руководящей группы биоты при детальном расчленении разрезов в регионе и при разномасштабных корреляциях.

На территории исследуемого региона известны непрерывные разрезы силура и девона, содержащие коралловую фауну и поэтому имеется возможность проследить историческое развитие табулят и выявить характерные для разных стратиграфических уровней их родовые и видовые ассоциации.

Наглядным примером в этом отношении является граница между ордовикской и силурийской системами, где по появлению представителей родов *Favosites*, *Multisolenia* и *Syringopora* можно легко отличить лландоверийские отложения от подстилающих их юнкошорских слоев верхнего ордовика. Появление первых в регионе пахиопорид рода *Parastriatopora* указывает на венлокский возраст карбонатных пород. Бурное развитие *Thecia* и *Laceripora* — показатель лудловского этапа формирования вмещающих толщ и т.д.

Часто на разновозрастных стратиграфических уровнях в морских палеобассейнах различных палеобиогеографических областей табуляты совместно со строматопороидеями и водорослями образовывали биогермы и биостромы. Такого

рода органические постройки могут служить надежными корреляционными уровнями.

В слагающих разрез силура отложениях поднятия Чернова имеются прослои органогенных известняков, основную массу которых составляют крупные колонии строматопороидей, трубчатые табуляты и одиночные ругозы. Один из таких слоев, представленный пластом темно-коричневого детритового известняка мощностью около 1,0 м, выявлен в разрезе нижнего силура по руч. Безымянному. Среди органических остатков в этом слое преобладают скопления колоний аулопорид вида *Aulocystella aseptata*. Подобные прослои, состоящие практически из монотаксонных трубчатых табулят, описаны на юге Новой Земли и на архипелаге Северная Земля. На п-ове Е. Хатанзея (Новая Земля) в среднекленовской подсвите (верхняя часть венлока), отмечен метровый прослой с *Syringopora* sp. По описанию и изображениям он очень близок к *Aulocystella aseptata*. В стратотипическом разрезе среднинской свиты (верхи лландовери) на о-ве Октябрьской революции (архипелаг Северная Земля) отмечены два биострома (мощностью 1,8 и 3 м), сложенных желваковыми колониями строматопорат и трубчатыми табулятами из рода *Syringocystis*. Этот род принадлежит семейству Aulocystidae из отряда Auloporida и отличаются от рода *Aulocystella* более крупными и толстостенными кораллитами и не всегда выраженной осевой трубкой. Виды рода *Syringocystis*, образующие скопления, распространены также в отложениях верхнего лландовери Эстонии.

Венлокские отложения во многих регионах характеризуются сменой комплексов с доминированием трубчатых табулят (ранний венлок) на комплексы, состоящие преимущественно из цилиндрических и ветвистых колоний парастриатопорид (поздний венлок). Показательным в этом отношении является уровень верхневенлокских отложений на Приполярном Урале, где прослой мощностью 0,4–1,0 м сформированы ветвистыми *Parastriatopora tebenjkovi* и более редкими *P. commutabilis*. Установлено, что аналогичные образования широко распространены в верхней части войвывского горизонта на западном склоне Урала и на гряде Чернышева. Известны они также в верхах печороморских слоев на островах Баренцева моря (Долгий, Вайгач, Матвеев, Новая Земля). Слои, переполненные ветвистыми колониями *P. commutabilis*, описаны в низах роотсикюлаского горизонта венлока Эстонии. Указанные

виды также широко представлены в верхнем венлоке Таймыра и западной Сибири.

Еще один реперный уровень приурочен к отложениям средней части карповского горизонта пржидола Приполярного Урала. В этом интервале доминируют *Favosites favositiformis* и сирингопориды (*Syringopora spinosa*, *S. gorskyi*, *S. schmidtii*, *Thecostegites septosus*, *T. tschernychevi*), несколько реже встречаются *F. pseudoforbessi*, *Squameofavosites thetidis*, *S. emmonsiaformis*. Особенно многочисленны они в светло-серых массивных криноидно-кораллово-брахиоподовых известняках, где совместно со строматопороидеями образуют массивные прослои («коралловые пачки») мощностью до 1,5 м. Их сферические, дисковидные колонии часто достигают 20–30 см в диаметре. Эти слои известны и широко прослеживаются в разрезах верхней части пржидола севера Урала (бассейны рр. Кожым, Шугор, скважины), и смежных регионов (баренцевоморские острова).

В отложениях овинпармского горизонта (лохковский ярус нижнего девона) на исследуемой территории встречаются отдельные прослои известняков мощностью до 0,2 м, переполненные небольшими желваковидными и цилиндрическими колониями *Favosites socialis* и *Parastriatopora paradoxa*. Колонии в большинстве случаев имеют цилиндрические очертания с различными по длине и форме выростами и переплетены между собой. Такого рода прослои, где табуляты группы *Favosites socialis* всегда встречаются в изобилии, описаны в переходных слоях силура и девона и в самых низах девона на Северо-Востоке России, в нижнем девоне западной Сибири, на островах Вайгач и Новая Земля, в Подолии.

Таким образом, в силурийских и девонских морских отложениях наиболее распространены и многочисленны представители коралловой фауны, представленные табулятами. Их колонии, встречающиеся как разрозненно, так и в виде скоплений, образующих органогенные постройки, часто являются пороодообразующими. Такие слои и пачки, с доминирующим участием в них табулят, являются надежным стратиграфическим маркером. Это позволяет уверенно коррелировать разновозрастные отложения как в пределах одного осадочного бассейна, так и осуществлять сопоставления на межрегиональных уровнях.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН № 28 «Проблемы происхождения жизни и становления биосферы» (Проект № 12-П-5-1015).

Изотопия углерода и кислорода бентосных волжских фораминифер

С. В. Лыжов, Д. А. Бушнев, О. С. Ветошкина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

LSV@geo.komisc.ru, boushnev@geo.komisc.ru, vetoshkina@geo.komisc.ru

В данном исследовании нами были проанализированы бентосные средневолжские фораминиферы *Lenticulina ponderosa* (Mjatl.), *Lenticulina infravolgaensis* (Furs. et Pol.), *Saracenaria pravoslavlevi* Furs. et Pol. (из семейства Lagenidae) и *Pseudolamarckina* sp. (из семейства Ceratobulminidae) отобранные на территории Восточно-Европейской платформы (рис. 1). Выделены два типа разрезов (J₃v):

1. Выполнен толщами, содержащими пласты и прослои **углеродистых** пород (высокоуглеродистые глины и/или горючие сланцы), разделяемыми карбонатно-глинистыми образованиями. Высокоуглеродистые отложения иногда формируют несколько продуктивных пластов, которые разделены «чистыми» в той или иной степени, глинисто-карбонатными или карбонатно-глинистыми отложениями небольшой мощнос-

ти (не более десятков сантиметров). Как правило, в углеродистых отложениях, макрофауна представлена отпечатками перламутрового слоя, а количество микрофауны незначительно. Здесь же между пластами и/или слоями глин, встречаются *Lenticulina infravolgaensis* (Furs. et Pol.), *Saracenaria pravoslavlevi* Furs. et Pol., и др.

2. Образован карбонатно-глинистыми отложениями. Они обычно характеризуются большей мощностью и более «стабильны» по литологическому составу. Такие разрезы не содержат битуминозных пород или их немного относительно общей мощности. Эти тонкодисперсные карбонатно-глинистые прослои наиболее богаты остатками микро- и макрофоссилий удовлетворительной сохранности. Здесь выше «сланценой толщи» или разреза первого типа встречаются *Lenticulina ponderosa* (Mjatl.). В подстилающих

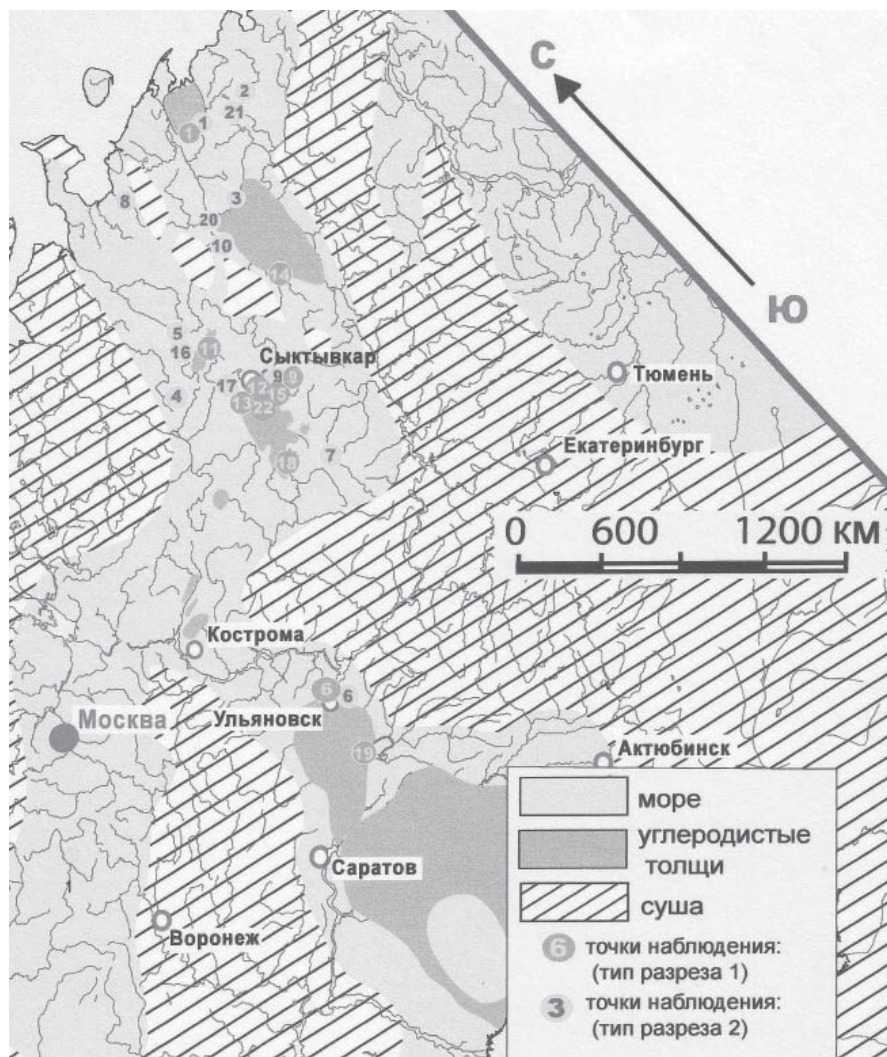


Рис. 1. Обзорная карта фактического материала по точкам наблюдения

сланценосную толщу отложениях ($J_3km_2-v_{1-2}$) отмечаются *Pseudolamarckina sp.*, которые в надсланцевых отложениях не встречаются. Первые два таксона отмечаются практически повсеместно в обоих типах разрезов.

В данном исследовании мы использовали 4 таксона бентосных фораминифер как с кальцитовой (*Lenticulina infravolgaensis*, *L. ponderosa* и *Saracenaria pravoslavlevi*), так и с арагонитовой (*Pseudolamarckina sp.*) [5] раковинами.

Ранее, предпринята попытка интерпретации данных по изотопии углерода и кислорода для *Saracenaria pravoslavlevi* Furs. et Pol. [1] и других [2] с использованием классических формул определения палеотемпературы морских вод [3, 4].

С появлением новых результатов исследований фораминифер, большим объемом фактического материала и увеличением количества таксонов была выявлена более сложная картина соотношения изотопов углерода и кислорода (рис. 2).

Результаты по изотопии верхнемеловых фораминифер Танзании [5] свидетельствуют о том, что бентосные (как в нашем случае) фораминиферы очень чувствительны к любым изменениям среды обитания. Фораминиферы, принадлежащие к разным семействам занимали свои обособленные экологические ниши на дне палео-водоема и, кроме того, способы их питания (и их

источники) различались. У нас, в отличие от результатов исследований полученных по верхнемеловым фораминиферам в одной точке [5], площадь территории намного больше (см. рис. 1). Протяженность от крайней северной до крайней точки на юге — более 1000 км. Так, по данным [5], разброс результатов весьма невелик, как для планктонных, так и для бентосных форм (менее 0.2 ‰ отклонения по $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$). Там же указано, что Lagenidae (конкретно *Lenticulina*), показывают наиболее широкие изменения в условиях обитания. В нашем случае средние показатели меняются в более широком диапазоне. Так, средние значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ (V-PDB) соответственно составляют для: *Lenticulina ponderosa* — 0.2 и —2.8 ‰, для *Lenticulina infravolgaensis* — —2.1 и —3.6 ‰, для *Saracenaria pravoslavlevi* — —1.5 и —3.1 ‰ и для *Pseudolamarckina sp.* от —+2.7 до —1.6 ‰.

Изотопный состав углерода и кислорода раковин ископаемых фораминифер различных видов оказался неодинаков. Для оценки средних значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ мы использовали медианы полученных совокупностей данных. График зависимости $\delta^{18}O$ от $\delta^{13}C$ позволяет показать, что медианные значения $\delta^{18}O$ для карбоната *Pseudolamarckina sp.*, *Lenticulina ponderosa* и *Saracenaria pravoslavlevi* идентичны при существенно более тяжелом углероде карбоната *Pseudolamarckina sp.*

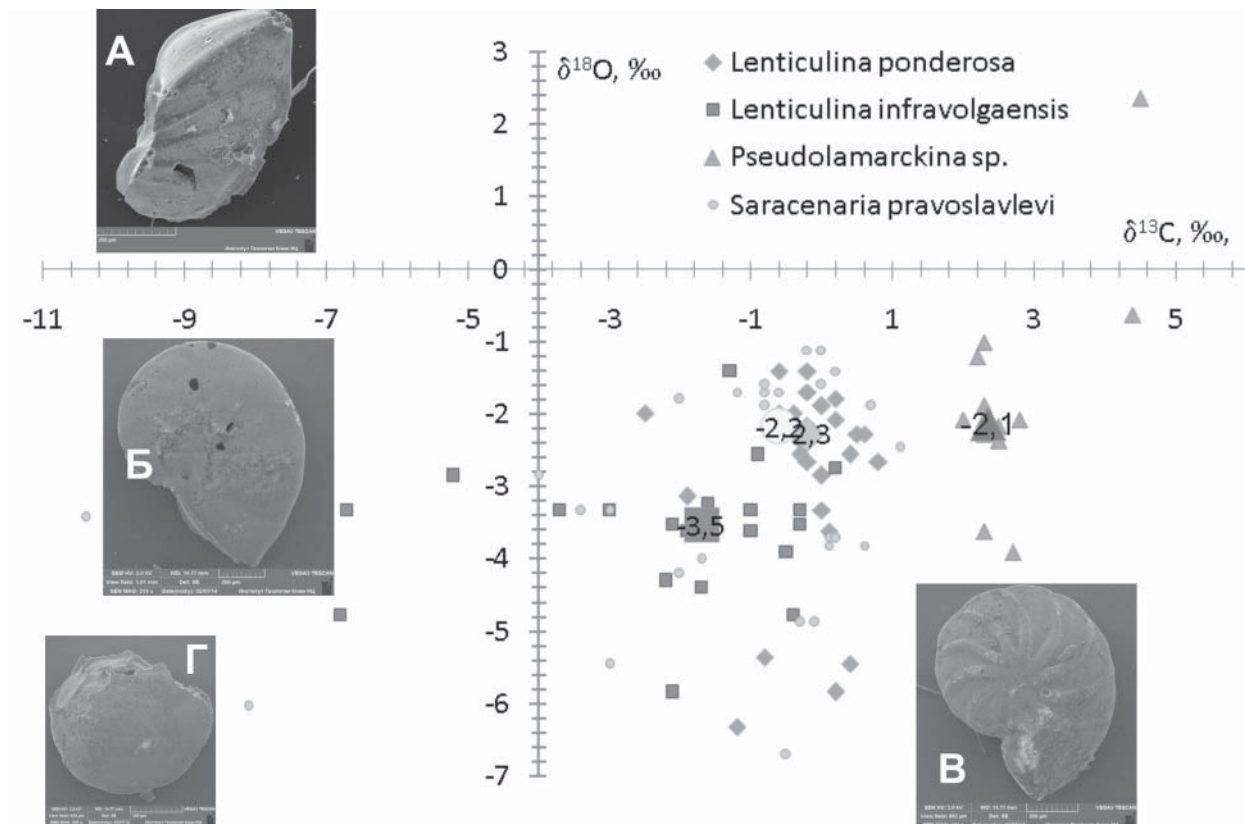


Рис. 2. Соотношение изотопов углерода и кислорода в ископаемых фораминиферах. Ось абсцисс (X) — значения $\delta^{13}C$ ‰, ось ординат (Y) — значения $\delta^{18}O$ ‰ (Медианное среднее). Изображения фораминифер — *Saracenaria pravoslavlevi* Furs. et Pol., *Lenticulina ponderosa* (Mjatl.), *Lenticulina infravolgaensis* (Furs. et Pol.), (из семейства Lagenidae) и *Pseudolamarckina sp.* (из семейства Ceratobuliminidae).

Расчёт палеотемператур их формирования по известным формулам [3, 4] даёт результаты равные 21–22 °С. Медианное значение $\delta^{18}\text{O}$ карбоната *Lenticulina infravolgaensis* существенно ниже, чем у первых трёх видов. Температура, рассчитанная по этому значению, составляют 27 °С.

Можно полагать, что неоднозначные значения температуры вод, рассчитанные по $\delta^{18}\text{O}$ карбоната фораминифер, могут отражать приуроченность их экологических ниш к различным по температуре зонам палеобассейна, или, возможно, некоторой сезонной вариативности пика развития биомассы данного вида. Изотопная неоднородность различных видов фораминифер по значениям $\delta^{13}\text{C}$ может быть связана с влиянием углеродного субстрата, сдвигающего значения $\delta^{13}\text{C}$ морского карбоната. Например, обитание разных видов фораминифер на разных уровнях осадка (на поверхности или внутри субстрата), а соответственно потребление гидрокарбоната, обусловленного различной стадией разложения органического вещества в осадке, либо обитанием в зонах палеобассейна, с преимущественным поступлением изотопно-дифференцированного исходного для карбоната органического вещества в виде микрофитопланктона.

Мы предполагаем, что результаты исследований изотопии углерода и кислорода верхнеюрских фораминифер, показывающие аномальные значения палеотемпературы морской воды и вмещающего осадка, свидетельствуют о некоторых особенностях палеоэкологии и образа жизнедеятельности рассматриваемых таксонов и в первую очередь, это связано с расположением устья раковины, и, соответственно, с источниками питания для поддержания жизнедеятельности и роста организма.

Фораминиферы с арагонитовым скелетом (*Ceratobuliminidae*), имели устье, расположенное снизу раковины питались и со дна и/или имели другую экологическую нишу в отличие от *Lagenidae* с верхним положением устья. После-

дние с кальцитовым скелетом, вероятно, питались из других источников (планктон, оседающий на дно водоема (детритофаги?)) нежели сестонофаги. В итоге можно допустить, что фораминиферы *Lagenidae* ввиду своего размера и, по ряду других свойств, проблематично использовать для расчетов температуры древних морских бассейнов. Отсюда подтверждается наш вывод, что фораминиферы *Ceratobuliminidae* более приемлемы для палеотемпературных исследований [2].

Авторы выражают благодарность И. В. Смолевой и С. С. Шевчуку за изотопные исследования и фотоизображения образцов фораминифер.

Исследования выполнены при поддержке программ фундаментальных исследований УрО РАН № 12-У-5-1027 и 12-П-5-1011.

Литература

1. Ветошкина О. С., Льюров С. В., Бушнев Д. А. Углерод-кислородная изотопия верхнеюрских фораминифер *Saracenaria pravoslavlevi* как показатель условий седиментации // Вестник Института геологии, 2013, №10. С. 7–11.
2. Ветошкина О. С., Льюров С. В., Бушнев Д. А. Изотопный состав углерода и кислорода юрских фораминифер в бассейне р.Унжи // ДАН, 2014. Т. 454. С. 73–76.
3. Anderson T. F., Arthur M. A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and environmental problems. In: Arthur M. A., Anderson T. F., Kaplan I. R., Veizer J., Land L. S. (Eds.), Stable Isotopes in Sedimentary Geology. SEPM Short Course, 1983. V. 10. P. 1–151.
4. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. Geological Society of America Bulletin. 1953. V. 64. P. 1315–1326.
5. Wendler I., Huber B. T., MacLeod K. G., Wendler J. E. Stable oxygen and carbon systematics of exquisitely preserved Turonian foraminifera from Tansania — Understanding isotopic signature in fossils // Marine Micropaleontology 102, 2013. P. 1–33.

Палинологическая характеристика голоценовых отложений в Республике Коми

Т. И. Марченко-Вагапова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Изучены отложения в разрезах Занулье-4 (р. Луза), Вотча-1 (р. Сысола), Очъ-13, Ягвож — 14 (бассейн р. Вымь), Чернутаево-15 (р. Мезень), Пижма-6 (водораздел рр. Мезени и Печорской Пижмы). Полученные материалы по палинологии и радиоуглеродные датировки [1] позволили уточнить основные этапы развития природных условий на территории Коми Республики в голоцене (рисунки).

Отложения, отнесенные к беллингу (Bn) — межстадиальной эпохе позднеледниковой времени, отмечены в бассейне р. Лузы. Для них была получена радиоуглеродная датировка по разрезу Занулье-4, 13000 ± 490 (RGI-97, ЦИИ ВСЕГЕИ), которая вероятно занижена. В спорово-пыльцевых комплексах этого времени велико участие пыльцы древесных пород, составляющей 94% всех отмеченных форм. Среди них доминирующее значение имеет *Betula* sect. *Albae*, единично участие *Pinus sylvestris*. Комплекс отражает развитие березовых лесов с сосной. Большую роль в составе растительности играли разнообразные кустарниковые группировки, образованные березой *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula nanae*.

Послеледниковая история растительности прослежена с раннебореального времени (Bo-1). Теплый климатический период характеризуется распространением в бассейне р. Вымь темнохвойных лесов с господством ели (52%), в качестве постоянной примеси присутствовали сосна, береза, ольха, ива. Во второй половине бореального периода (Bo-2) произошло похолодание, которое отразилось в составе растительности. Так, в бассейнах рр. Выми и Сысолы темнохвойные леса приобрели более осветленный характер. Участие ели сократилось, увеличилась доля сосны, ольхи, возросла роль древовидной и кустарниковой берез. К северу региона на водоразделе Мезени и Печорской Пижмы были распространены осветленные северотаежные березовые леса, сократилась роль ели и сосны. Широко представлены травянистые ассоциации из мезофильного разнотравья и сообщества из папоротников сем. Polypodiaceae.

В раннеатлантическое время (At-1) в бассейнах рр. Вымь и Сысолы, на водоразделе рр. Мезени и Печорской Пижмы широкое развитие получили темнохвойные еловые леса с заметным участием сосны, березы, присутствием пихты. На юге региона отмечены представители не-

моральной флоры: *Ulmus* sp. — около 4%, *Quercus* sp. и *Tilia* sp. по 1%.

Во время среднеатлантического похолодания (At-2) на территории региона (датировка по разрезу Пижма-6, 6720 ± 180 , RGI-87, ЦИИ ВСЕГЕИ) были распространены темнохвойные лесные группировки, значительно возросло участие березы. Широколиственные породы не отмечены. В позднеатлантическое потепление (At-3) лесная растительность занимала, по-видимому, господствующее положение. В бассейнах рр. Сысолы, Выми, на водоразделе рр. Мезени и Печорской Пижмы (датировка по разрезу Пижма-6, 5750 ± 180 , RGI-88, ЦИИ ВСЕГЕИ) широкое развитие получили южнотаежные темнохвойные еловые и сосновые леса с участием березы, ольхи. Отмечена пыльца широколиственных пород: пыльца вяза *Ulmus* sp. — до 7%, липы *Tilia* sp. — около 2%. Встречена единичная пыльца дуба *Quercus* sp. и граба *Carpinus* sp.

Раннесуббореальное похолодание (Sb-1), (датировка по разрезу Вотча-1, 4750 ± 120 , RGI-80, ЦИИ ВСЕГЕИ) привело к возрастанию в составе темнохвойных лесов доли березы и исчезновению из их состава широколиственных пород. Среднесуббореальное потепление (Sb-2) проявилось на достаточно обширной территории. В бассейне р. Сысолы (датировка по разрезу Вотча-1, 3180 ± 180 , RGI-81, ЦИИ ВСЕГЕИ) преобладали южнотаежные леса с пихтой. Среди широколиственных пород отмечены представители *Ulmus* sp. (до 4%), единично *Tilia* sp. и *Quercus* sp. Открытые участки были заняты луговыми сообществами. Участие осоковых и растений (Lytracaeae — дербенниковые, Menyanthaceae — вахтовые, *Alisma* sp. — частуха и *Sparganium* sp. — ежеголовник), предпочитающих обводненные участки обитания, указывают на большую увлажненность территории. На севере региона в бассейне р. Мезени (датировка по разрезу Чернутаево-15, 3500 ± 180 , RGI-85, ЦИИ ВСЕГЕИ) и на водоразделе рр. Мезени и Печорской Пижмы широкое распространение получили темнохвойные леса с господством ели, со значительной примесью сосны, березы, ольхи и незначительным участием представителей неморальной флоры: вяза, дуба, липы. Среди водных трав отмечена *Nuphar lutea* — кубышка желтая. Конец суббореального периода (Sb-3) и начало субатлантического (Sa-1) характеризуются общим похолоданием. На исследуемой территории это похолодание проявилось в

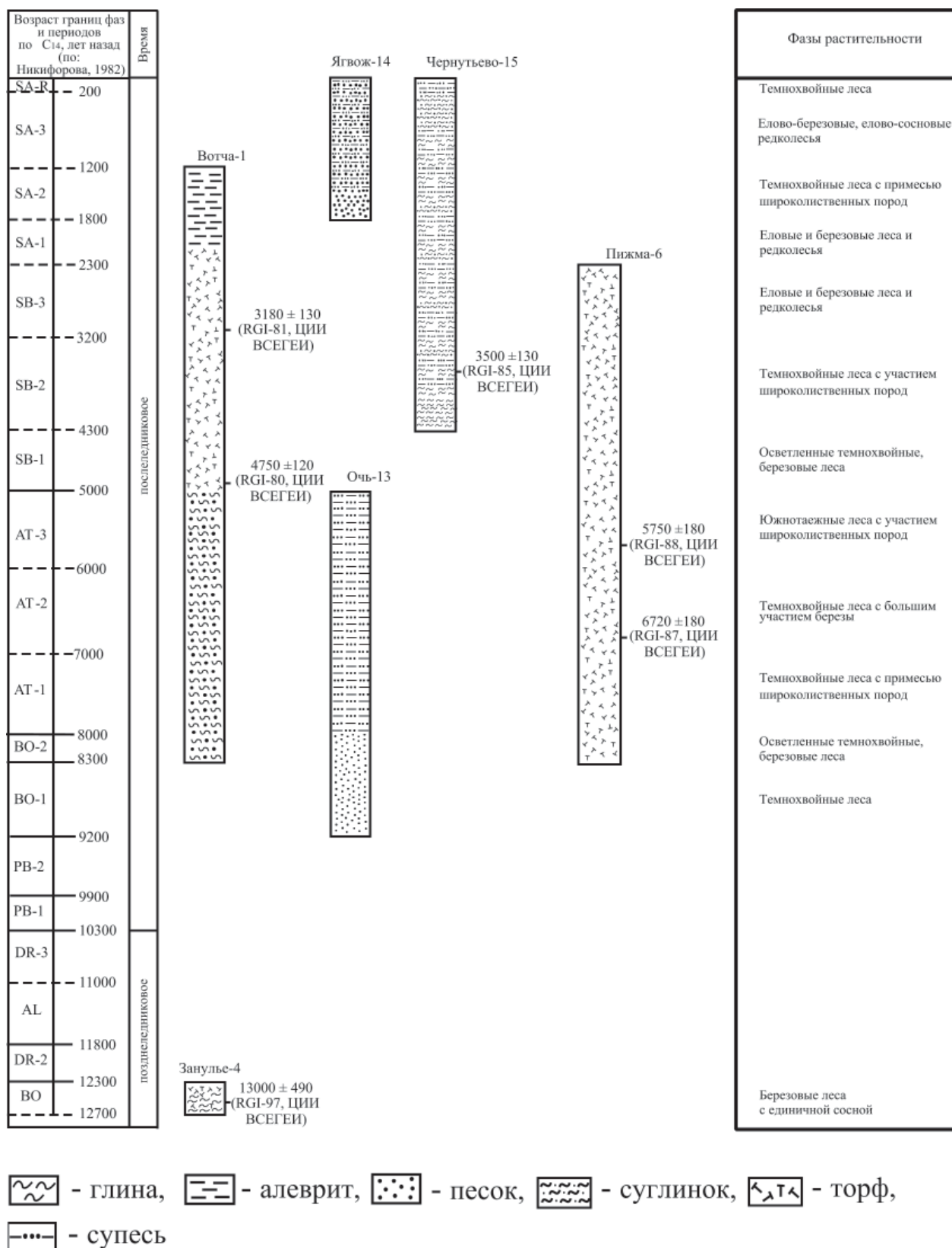


Схема зонального деления и изменения фаз растительности голоцена Республики Коми

значительном сокращении площади лесов. На смену им пришли березовые редколесья, сильно заросшие папоротниками. Последующее среднеатлантическое потепление (Sa-2) характеризуется вновь распространившимися темнохвойными еловыми лесами с большим участием сосны, бе-

резы, ольхи. В долине р. Сысолы отмечена единичная пыльца широколиственных пород: вяза и липы. Последовавшее похолодание (Sa-3) привело к сокращению лесных сообществ и увеличению в бассейне р. Мезень редколесий, сформированных в основном березой, сильно заросших

папоротником. Южнее (р. Вымь) развивались елово-сосновые, сосновые, елово-березовые леса. Современную зону (Sa-R) связывают с сегодняшними условиями. На территории распространены еловые, сосново-березовые леса со значительным участием в составе растительности ольхи и сообществ из папоротника.

Таким образом, проявившиеся изменения растительных сообществ достаточно достоверно отражают колебания климатических условий во время голоцена, которые происходили на территории Коми Республики. Выделяются два климатических оптимума: позднеатлантический и среднесуббореальный, в течение которых распространялись южнотаежные леса с участием представителей неморальной флоры. Достаточно четко проявляется общий холодный период конца суббореального и начала субатлантических периодов, когда не происходило коренной перестройки растительности. Граница между ними проведена условно. Все это подтверждается более ранними

исследованиями, проведенными Никифоровой Л. Д. на данной территории [2].

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 12-У-5-1016 «Верхний плейстоцен на Европейском севере России: палеогеография, седиментогенез, стратиграфия».

Литература

1. Семенова Л. Р., Якобсон К. Э., Пармузин Н. М. и др. Создание комплекта современной геологической основы масштаба 1:1 000 000 листа Р-39 — Сыктывкар // Отчет по объекту в рамках гос. контракта «Создание комплектов современной геологической основы масштаба 1:1 000 000 листов R-49, R-52, Р-39, Р-55, О-37, М-54, Q-53, Q-60, Q-42» ВСЕГЕИ, 2013.

2. 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.

Стратиграфическая приуроченность строматолитовых (микробиальных) образований в нижнем палеозое Европейского Северо-Востока России

В. А. Матвеев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Впервые термин «строматолиты» был предложен Э. Кальковским [14], который считал эти образования водорослевыми, связанными только с жизнедеятельностью растительных организмов [15]. Все предыдущие исследователи описывали строматолиты как остатки неорганического происхождения, называя их плоччатыми известняками или скорлуповатыми текстурами, и в течение продолжительного времени обсуждали проблему принадлежности этих образований к животному или растительному миру [14]. Предположение о возможном бактериальном происхождении строматолитов первым сделал Ч. Уолкотт [17]. Описывая современные строматолиты из Багамской банки, М. Блэк впервые изучил механизм образования строматолитовых построек и их связь с сине-зелеными водорослями [13].

В настоящее время многими исследователями строматолиты рассматриваются как биогенно-осадочные образования — продукты механического захвата, связывания и осаждения частиц осадка главным образом цианобактериями. Появившись в докембрии, строматолиты образуются и в наши дни в заливах Северной Австралии, в соленых озерах США, на побережье Багамских островов в Ат-

лантике и других регионах. Изучение современных строматолитов позволяет понять уникальную способность этих образований сохранять феноменальную устойчивость к самым разнообразным условиям обитания не пригодным для других организмов в течение длительно времени, поэтому их можно рассматривать как источник информации о древних биоценозах [11, 16].

На исследуемой территории строматолитовые постройки широко распространены в разрезах ордовика и силура, но до настоящего времени остаются практически не изученными [1, 6, 8—11]. В многочисленных публикациях отмечается лишь их формы и размеры колоний но, нет исследований условий образования строматолитов, проблем связанных с природой их морфогенеза, возникновения различных типов микроструктур, закономерности стратиграфической приуроченности и изменения их во времени. Г. А. Чернов первый обратил внимание на широкое развитие строматолитовых построек в силурийском разрезе на поднятии Чернова и описал их внешнее строение и микроструктуру [12].

В настоящее время автором проводятся всесторонние исследование строматолитовых

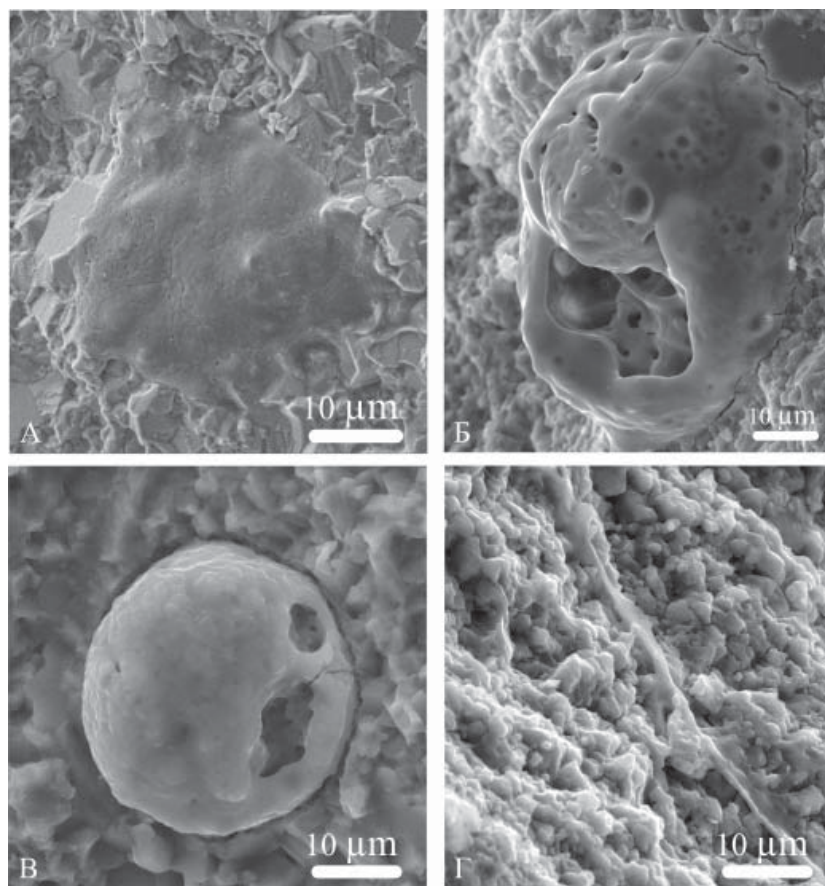


Рис. 1. Строматолитообразующая биота. Ультромикроструктуры: А — микробная биоплёнка; Б, В — фоссилии неясного систематического положения, Г — частично разрушенная минерализованная оболочка нитевидного микроорганизма, возможно цианобактерии. Разрез Безымянный, обр. 90. Венлок

образований верхнего ордовика и силура на западном склоне Приполярного Урала и поднятия Чернова. Самые древние строматолиты изучены в бассейне р. Кожым в обнажении 108, где они представлены пластовыми и столбчатыми формами и развиты в верхней части малотавротинского горизонта верхнего ордовика (рис. 2) [3, 6].

В силуре западного склона Приполярного Урала первые строматолиты появляются в теличе — в основании филипппельского горизонта. В региональной стратиграфической шкале уровень первого появления строматолитов в силуре является реперным для определения границы между лолашорским и филипппельским горизонтами лландовери [7]. Образование строматолитовых построек продолжалось в венлоке и в лудлове (рис. 2). На отдельных этапах развития Североуральского палеобассейна в раннем силуре строматолитовые (микробиальные) образования являлись доминирующими [1]. Наибольшее морфологическое разнообразие строматолитов отмечено в отложениях лудлова, самые большие по мощности постройки развиты в филипппельском горизонте лландовери. В этих отложениях установлены четыре основных морфологических типа

построек: корковидные, пластовые, лепешковидные и куполовидные (рис. 2) [4].

В отложениях венлока и лудлова на поднятии Чернова и западного склона Приполярного Урала установлены шесть по морфологии форм: куполовидные, столбчатые, каравасевидные, лепешковидные, шаровидные и сферические (рис. 2). Разнообразие форм строматолитовых построек, обусловлены особенностями условий осадконакопления в приливно-оливной зоне бассейна [2].

Впервые в результате проведенных автором исследований строматолитовых построек в отложениях венлока поднятия Чернова (разрез Безымянный) были обнаружены биогенные остатки предположительно строматолитообразующих организмов (рис. 1) [5].

Таким образом, формирование строматолитов на разных этапах развития Тимано-Североуральского морского бассейна в раннем палеозое было обусловлено образованием обширных крайне мелководных областей карбонатной седиментации с неблагоприятными условиями для развития бентосной биоты. Выявленная стратиграфическая приуроченность строматолитовых построек в разрезах ордовика и силура может быть

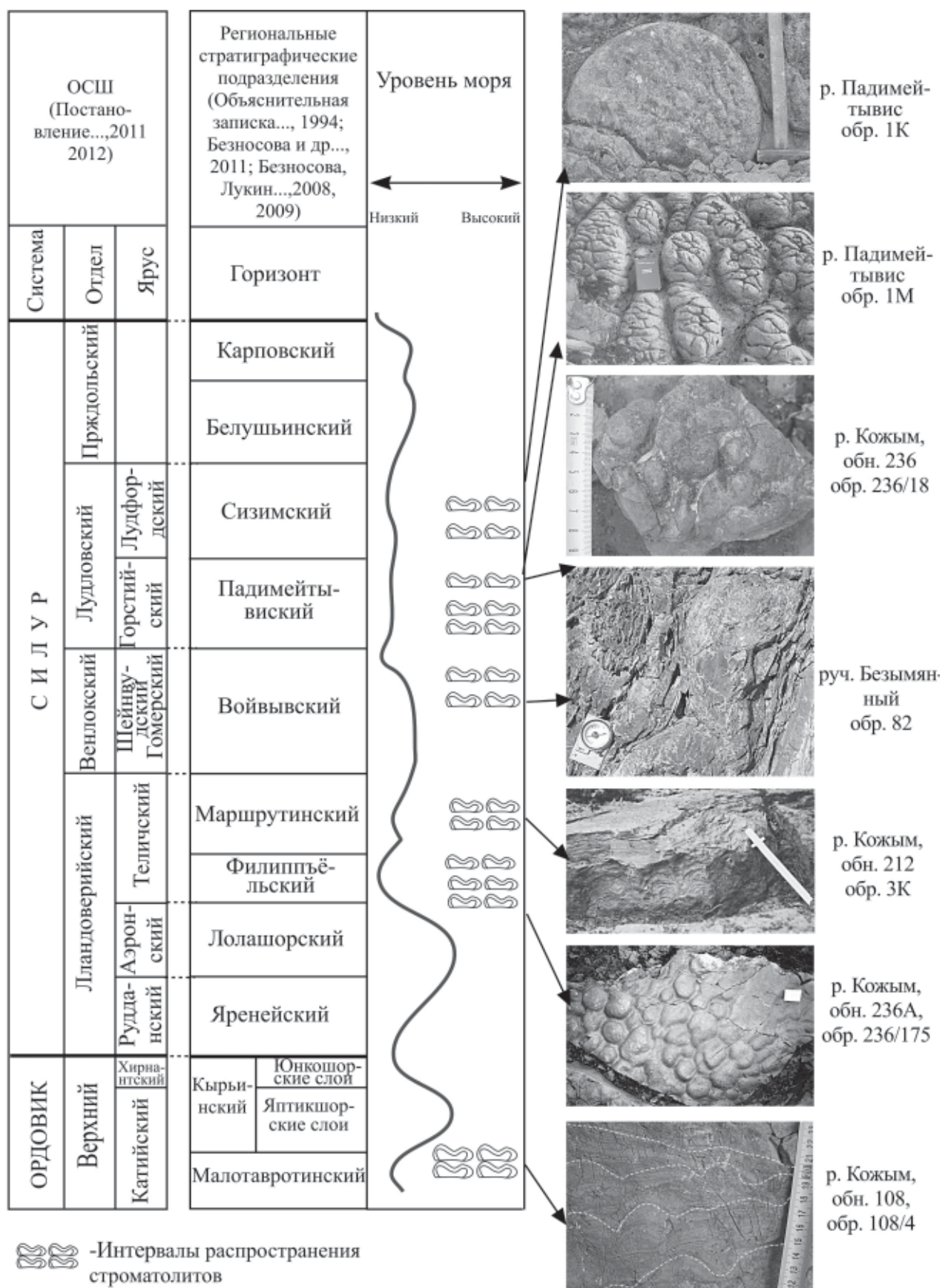


Рис. 2. Стратиграфические уровни распространения строматолитовых образований в нижнем палеозое

использована для корреляции региональных био-геологических событий.

Работа выполнена при поддержке молодежной программы Президиума УрО РАН №14-5-НП-289 и программы Президиума РАН №12-П-5-1015.

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. Матвеев В. А. Строматолитовые постройки венлока поднятия Чернова: основные морфотипы, микроструктура // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. № 11. С. 2—5.
3. Матвеев В. А. Стратиграфическая приуроченность строматолитов в верхнем ордовике—нижнем силуре и их основные морфотипы (Западный склон Приполярного Урала) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы XX научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 112—115.
4. Матвеев В. А. Основные морфотипы и микроструктура лландоверийских строматолитовых построек на западном склоне Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ, 2013. № 2. С. 17—20.
5. Матвеев В. А. Биогенные микроструктуры строматолитов поднятия Чернова и западного склона Приполярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 116—118.
6. Мельников С. В. Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ. 1999, 136 с.
7. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой) / Сост. Н.Я. Анцыгин. Екатеринбург, 1994. 152 с.
8. Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала / Сост. В. С. Цыганко, В. А. Чермных. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1983. 136 с.
9. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала / Отв. ред. В. С. Цыганко, В. А. Чермных. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. 94 с.
10. Патрунов Д. К., Шурыгина М. В., Черкесова С. В. Силур и нижний девон на острове Долгом // Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3—26.
11. Раабен М. Е. Строматолиты // Бактериальная палеонтология / Ред. А. Ю. Розанов. М.: ПИН РАН, 2002. С. 52—58.
12. Чернов Г. А. Силурийские строматолиты поднятия Чернова (Большеземельская тундра) // Стратиграфия и палеонтология Северо-Востока европейской части СССР. М.—Л.: Наука, 1966. С. 90—105.
13. Black M. The algal sediments of Andros island, Bahamas // Philos. Trans. Roy Soc. London. 1933. Ser. B. V. 222. P. 165—192.
14. Kalkowsky E. Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein // Dtsch. Geol. Ges. 1908. N 60. P. 68 125.
15. Steinmann G. Über Gumnosolen ramsau, eine Coelenterate von der Halbinsel Kanin. Fennia, 1911, 31, № 4. P. 18—23.
16. Walter M. R. Stromatolites. Amsterdam: Elsevier, 1976. 790 p.
17. Walcott C. D. Pre-cambrian algonkian algal flora. Smiths. Misc. Col., 1914, 64, № 2. P. 77—156.

Зональное расчленение франских отложений разреза р. Кожым (Приполярный Урал)

М. А. Матвеева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Выходы отложений франского яруса на правом берегу р. Кожым ниже устья р. Сывью представляют собой один из наиболее полных разрезов депрессионного типа на Приполярном Урале. В 2012 г. они были детально описаны и опробованы на конодонты автором совместно с В. С. Цыганко. Слагающие разрез темно-серые и черные, тонко- и линзовиднослоистые известняки с прослоями черных аргиллитов заключают обширный комплекс палеонтологических остат-

ков — брахиопод, двустворок, радиолярий, ортоцератид, аммоноидей, тентакулитов, остракод, трилобитов, конодонтов. Общая мощность отложений составляет 28 м (обн. 107а, 107, 106). Ниже приведены данные по расчленению изученного разреза, дополняющие полученные ранее результаты [1, 2, 3, 5].

По имеющимся данным распределения конодонтов в обн. 107а установлены 4 комплекса, последовательно сменяющих друг друга [1], кото-

рые были сопоставлены с зональными конодонтовыми комплексами стандартной конодонтовой шкалы [6] и депрессионных разрезов востока Русской платформы, составленной Н. С. Овнатановой и Л. И. Кононовой на основе филогении рода *Palmatolepis* [4]. Ниже приведены результаты расчленения по конодонтам интервала франского яруса, вскрытого в обн. 107а (снизу вверх):

1. Слои 1-6 (мощность 2.1 м) на основании находок *Mesotaxis falsiovalis*, *M. bogoslovskyi*, *Klapperina ovalis*, *Icriodus symmetricus*, *Palmatolepis gutta*, *Ancyrodella gigas*, *Polygnathus xylus*, *Po. decorosus*, *Po. olgae*, «*Po. foliatus*» отнесены к подзоне Early *hassi*. Ее комплекс близок к комплексу конодонтовой зоны *Po. efimovae* — *Pa. punctata* [4], которая характеризует нижнюю пачку доманикового горизонта и соответствует зоне *punctata* и подзоне Early *hassi* стандартной шкалы В. Циглера и Ч. Сандберга [6].

2. Подзона Late *hassi* условно устанавливается в слоях 7-14 (мощность 2.85 м) на основании находок *Pa. hassi*, *Pa. proversa*, *Pa. plana*, *Pa. kireevae*, *Po. uchtensis*, *Ancyrognathus sp.* Отсутствие в комплексе представителей *Mesotaxis* является характерным для этой зоны. Предполагается, что подзоне Late *hassi* принадлежит также задернованный интервал мощностью 2.5 м.

3. К зоне *jamieae* отнесен слой 15 (мощность 0.32 м), конодонты в котором представлены видами *Pa. hassi*, *Pa. proversa*, *Pa. plana*, *Pa. kireevae*, *Pa. mucronata*, *Pa. ljaschenkoae*, *Pa. timanensis*, *Pa. aff. kozhimensis*, *Po. decorosus*, *Po. webbi*, *Po. uchtensis*, *Po. lodinensis*, *Icriodus symmetricus*, *Ancyrognathus amana*. Этот комплекс характерен для зоны *Pa. mucronata* — *Pa. amplificata* [4], которая сопоставляется с зоной *jamieae* стандартной шкалы [6].

4. К подзоне Early *rhenana* отнесены слои 16-28 (мощность 1.72 м) по появлению *Pa. elegantula*, *Pa. ederi* и *Pa. lyaiolensis*. Первый вид является индекс-видом зоны *Pa. elegantula* — *Pa. semichatovae* [4]. Вместе с этими видами встречаются *Pa. hassi*, *Pa. proversa*, *Pa. kireevae*, *Pa. aff. kozhimensis*, *Pa. plana*, *Pa. mucronata*, *Pa. barba*, *Pa. ljaschenkoae*, *Pa. gigas extensa*, *Pa. nasuta*. Зона *Pa. elegantula* — *Pa. semichatovae* сопоставляется с подзоной Early *rhenana* [6].

5. Подзона Late *rhenana* выделена условно в слоях 29-51 (мощность 1.9 м) по присутствию характерных видов *Pa. foliacea*, *Pa. subrecta*, *Pa. kireevae*, *Pa. ljaschenkoae*, *Pa. semichatovae*. Этот интервал содержит общие виды с комплексом зоны *Pa. gyrata* [4]: *Pa. foliacea*, *Pa. subrecta*. Нижняя граница зоны определяется нами по появлению *Pa. foliacea*. Зона *Pa. gyrata* сопоставляется с подзоной Late *rhenana* [6].

Стратиграфически выше обн. 107а, после задернованного интервала 2.6 м, находится

обн. 107. В нем представлен следующий комплекс конодонтов: *Pa. lyaiolensis*, *Pa. hassi*, *Pa. kireevae*, *Pa. subrecta*, *Pa. aff. subrecta*, *Pa. gigas extensa*, *Pa. cf. gigas gigas*, *Pa. gyrata*, *Pa. foliacea*, *Pa. mucronata*, *Pa. cf. rhenana nasuta*, *Pa. aff. kozhimensis*, *Ancyrodella nodosa*, *Po. uchtensis*, *Anc. cf. amana*. Этот комплекс характерен для зоны Late *rhenana* стандартной шкалы [6].

Далее идет задернованный интервал 6.3 м по мощности, после которого разрез наращивается выходами обн. 106. В его нижней части (слои с пробами М106/4 — М106/2) выделен обедненный комплекс конодонтов, который содержит *Pa. juntianensis*, *Pa. cf. rhenana nasuta*, *Pa. mucronata*, *Pa. ederi*, *Pa. cf. rhenana rhenana*, *Ancyrodella nodosa*, *Ancyrodella sp.*, который позволяет отнести начальные выходы обн. 106 (мощность 1.4 м) к подзоне Late *rhenana*. Вид *Pa. juntianensis*, характерный для этой подзоны, встречен нами в самой верхней ее части (проба М106/2).

Вышележащие слои (мощность 0.45 м) отнесены к зоне *linguiformis* по комплексу конодонтов *Pa. linguiformis*, *Pa. ederi*, *Pa. juntianensis*, *Pa. cf. rhenana nasuta*, *Pa. gigas extensa*, *Po. breviformis*, *Anc. sp.* Нами зона устанавливается по появлению зонального вида *Pa. linguiformis*. Верхняя граница зоны не установлена.

Таким образом, в разрезе на р. Кожым выявлена конодонтовая зональная последовательность от подзоны Early *hassi* по зону *linguiformis* включительно.

Работа выполнена при поддержке молодежной программы Президиума УрО РАН № 14-5-НП-37.

Литература

1. Матвеева М. А. Конодонтовая характеристика франских отложений разреза р. Кожым (Приполярный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2013. № 7. С. 17—22.
2. Цыганко В. С. Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 356 с.
3. Пономаренко Н. С. Конодонты саргаевского горизонта Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2002. № 9. С. 11—12.
4. Ovnatanova N. S., Kononova L. I. Frasnian Conodonts from the Eastern Russian Platform // Paleontological Journal, 2008. Vol. 42. № 10. P. 997—1166.
5. Tsyganko V. S. Devonian succession on the Kozhym River region // Subpolar Urals field trip guidebook, 2000. P. 93—98.
6. Ziegler W., Sandberg C. A. The Late Devonian standard conodont zonation // Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 1990. № 121. P. 1—115.

Предварительный отчет по полевым работам 2013 г. в бассейнах рек Сысола и Ижма

В. В. Митта¹, Л. А. Глинских², В. В. Костылева³

¹ПИН РАН, Москва; ²ИНГГ СО РАН, Новосибирск; ³ГИН РАН, Москва

Полевые работы на территории Республики Коми проводились в августе 2013 г., в продолжение начатого нами ранее [3, 4, 6] комплексного изучения стратиграфии среднеюрских (прежде всего байос-батских) отложений. Основной задачей предпринятых работ являлся послыйный отбор проб на микрофаунистический, спорово-пыльцевой и седиментологический анализ из преимущественно песчаной сысольской свиты и перекрывающей ее преимущественно глинистой чуркинской свиты, с дополнительным сбором руководящих макрофоссилий. Цель исследований — уточнение возраста этих свит в бассейне Печоры.

На р. Сысола опробованы разрезы у сс. Вотча и Ыб. В береговом обрыве у с. Вотча (в стратотипической местности сысольской свиты) в 3–4 м выше уреза воды над задернованной осыпью обнажается пачка песков светло-серых среднезернистых, в верхней части со стяжениями песчаника нередко с остатками углефицированной древесины, видимой мощностью до 7 м. Выше располагается пачка глин серых и темно-серых алевритистых и алевритов глинистых, с линзами песков. В верхней трети пачки отмечен прослой лимонита (0.02–0.15 м), в кровле под почвенным покровом прослежен горизонт глинисто-известковых конкреций. Глинистая пачка отнесена по находке *Pseudocadoceras* cf. *mundum* (Sasonov) к нижнему келловею; ее мощность около 10 м.

В разрезе у с. Ыб (д. Каргорт) на левом берегу Сысолы над урезом воды обнажаются алевриты серые глинистые сильнослюдистые и глины серые пластичные с железистыми стяжениями, мощностью до 2 м. Выше залегает пачка песков светло-серых, с тонкими прослоями серых глин, в нижней трети с караваеобразными стяжениями песчаника ожелезненного, общей мощностью до 10 м. По СПК песчаная пачка условно отнесена к келловею [1]; но, по нашему мнению, она имеет батский возраст.

В бассейне Ижмы работы велись на речке Дрещанка и по р. Ижма у порогов Грива и Бычье горло. Сысольская свита образована здесь литологически различными пачками. Нижняя (I) представлена переслаиванием серых глинисто-песчаных и глинисто-алевритовых пород, видимой мощностью до 2.8 м. В основании пачки залегают песчаники галечно-гравийные. По единичной находке *Arctocephalites arcticus* (Newton) пачка относится к зоне *Arcticus* верхнего байоса

[3]. Вышележащая пачка (II) сложена темно-серыми глинистыми алевритами и глинами с прослоем песчаников и песков в основании, мощностью до 3 м. Эта пачка отнесена к зоне *Greenlandicus* нижнего бата. Выше залегает пачка (III) песчаников светло-серых разнотекстурных галечно-гравийных известковых, мощностью более 2 м, содержащая аммониты зоны *Ishmae* нижнего бата — *Arcticoceras ishmae* (v. Keyserling), *A. harlandi* Rawson, *Greencephalites* sp., раковины двустворок, ростры белемнитов, растительные остатки. Более молодые образования юры в нижнем течении Дрещанки срезаны, и нижнебатский разрез перекрывается обычно четвертичными отложениями.

Над песчаниками нижнего бата на Ижме ниже порога Грива и в среднем течении Дрещанки (с перерывом в наблюдениях 5–6 м), залегают глины темно-серые, в нижней части с песчано-гравийными прослоями, вверх по разрезу сменяющиеся глинисто-песчано-алевритовой породой, в кровле — пески серые и красновато-серые глинистые с линзами песчаников; общая видимая под слоем почвы мощность глинисто-песчаной пачки до 5.5 м. В разрезах этой пачки (IV), относящейся предположительно к среднему бату, из макрофоссилий найдены лишь единичные ростры белемнитов *Paramegateuthis ishmensis* (Gustomesov) и *P. timanensis* (Gustomesov). Ростр *Paramegateuthis* найден также в песчаниках зоны *Ishmae* — но наиболее часто в пачке III встречаются ростры *Pachyteuthis tschernyschewi* (Krimholz) и реже *P. optima* Sachs et Nalnjajeva. Эти наблюдения позволяют подтвердить выделение в бассейне Печоры стратонов с белемнитами [2] — слоев с *Pachyteuthis tschernyschewi* (в объеме пачки III), и слоев с *Paramegateuthis ishmensis* (пачка IV). Однако, слои с *ishmensis* располагаются не ниже, а выше слоев с *tschernyschewi*.

Камеральная обработка проб на микрофауну еще не завершена окончательно. Тем не менее, в пачках I и II хорошо различается олиготаксонный комплекс с *Ammodiscus* sp. В песчаниках пачки III микрофауна не обнаружена — вероятно, условия формирования этой прибрежной фации не способствовали захоронению и fossilization фораминифер и остракод. Сравнительно более богатой на микрофауну оказалась пачка IV. Встречены агглютинированные и известковые фораминиферы (представители родов *Ammodiscus*, *Kutsevilla*, *Trochammina*, *Dentalina*, *Lenticulina*,



Рис. 1. *Pachyteuthis tschernyschewi* (Krimholz), р. Дрещанка, пачка III, зона *Arcticoceras ishmae*. Длина ростра с псевдофрагмоконом 145 мм.

Рис. 2. Фораминиферовый комплекс, р. Дрещанка, пачка IV (нижняя часть), $\times 43$.

Рис. 3. *Greencephalites* sp. juv., р. Дрещанка, осыпь пачки III, зона *Arcticoceras ishmae*. Диаметр раковины 35 мм.

Рис. 4. *Arcticoceras ishmae* (von Keyserling), р. Ижма, порог Бычье горло, пачка III (верхняя часть), зона *Arcticoceras ishmae*. Диаметр раковины 152 мм.

Globulina, *Guttulina* и др.) и остракоды (*Camtocythere*, *Palaeocytheridea* и др.). Систематический состав фораминифер указывает на комплекс, переходный от верхней части зоны *Trochammina* aff. *praesquamata* к располагающейся выше зоне *Kutsevelia memorabilis* — *Guttulina tatarensis*. В региональной стратиграфической схеме юрских отложений Восточно-Европейской платформы [5] этот интервал соответствует среднему и верхнему бату.

Работы выполнялись при поддержке проектов РФФИ №№ 11-05-01122, 13-05-00423 и Программы Президиума РАН № 28.

Литература

1. Лыжов С. В., Молин В. А., Попов С. А., Швецова И. В. Юрские отложения в окрестностях села Иб (Ибское месторождение горючих сланцев) // Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 1999. Вып. 103. С. 12—25.
2. Меледина С. В., Ильина В. И., Нальняева В. И. Параллельные биостратиграфические шкалы борельного бата и келловей Печорского Севера как инструмент для межрегиональных корреляций // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 29—42.
3. Мумма В. В. Первая находка *Arctocephalites* (Cardiocerataceae, Ammonoidea) в средней юре бассейна Печоры // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. М.: ПИН РАН, 2006. С. 82—84.
4. Мумма В. В. Верхний байос и нижний бат бассейна Печоры и бореально-тетическая корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 77—87.
5. Мумма В. В., Алексеев А. С., Шук М. С. (ред.) и др. Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: ПИН — ВНИГНИ, 2012. 14 л. + 64 с.
6. Мумма В. В., Костылева В. В., Глинских Л. А. О байосе и бате (средняя юра) бассейна р. Ижма // Проблемы геологии Европейской России. Саратов: СГТУ, 2013. С. 93—103.

К вопросу уточнения стратиграфической схемы верхнего девона Восточно-Европейской платформы

Н. В. Оленева

ВНИГНИ, Москва

Детализация и точность стратиграфического расчленения отложений зависит от степени изученности фауны и значимости различных таксонов фауны, которая определяется частотой находок ее в разрезе и узким интервалом стратиграфического распространения. Из брахиопод таким требованиям в целом отвечают представители группы спириферид.

В 1959 г. А. И. Ляшенко [2] описал виды *Spirifer (Adolfia) krestovnikovi* Ljaschenko и *Spirifer siratschoicus* Ljaschenko, которые позднее стали широко известны в составе рода *Adolfia* Gurich, 1909. В унифицированной стратиграфической схеме девона Восточно-Европейской платформы (ВЕП) виды *Nervostrofia latissima* — *Adolfia siratschoica* были установлены зональными для алатырского (=речицкого) горизонта, для нижней части воронежского горизонта в качестве зональных приняты *Th. uchtensis* — *Adolfia krestovnikovi*. За прошедшие годы, зональные схемы по брахиоподам не претерпели особых изменений [1, 5—8, 11].

Ревизией зональных видов, выполненных автором установлено, что виды *A. siratschoica* и *A. krestovnikovi* относятся к разным отрядам и не входят в состав рода *Adolfia*. Особенности строения и микроскульптуры позволили принять *A. krestov-*

nikovi в качестве типового вида для рода *Tokmospirifer* Oleneva, 2010, который рассматривается в составе отряда Spiriferida, вид *A. siratschoica* установлен в качестве типового для рода *Ljaschenkovia* Oleneva, 2010 который, по особенностям своего строения, принадлежит к отряду Spiriferinida [4].

Зональный вид *Ljaschenkovia siratschoica* Ljasch., впервые был описан Ляшенко в 1959 [2] из стратотипического обнажения сирачойской свиты на горе Страчей. Вид *Th. uchtensis* Nal., широко распространен в отложениях нижневоронежского горизонта центральных областей России, на Южном Тимане этот вид в больших количествах встречается в отложениях верхней части разреза сирачойской свиты. Вид *Tokmospirifer krestovnikovi* (Ljasch.) часто встречается в отложениях нижневоронежского горизонта ВЕП. Вид *Nervostrofia latissima* (Bouch.) в центральных областях ВВП часто отмечается в разрезах семилукского горизонта, на Южном Тимане установлен из средней части ветласянской свиты.

Ветласянский горизонт, включает одноименную свиту, распространенную на большей части Южного Тимана. Образования свиты представлены в основном в виде небольшого глинистого пласта залегающего над доманиковой сви-

той. Нижняя часть ветласянской свиты сложена зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями известковистых алевролитов, реже известняков, средняя часть разреза сложена зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями известковистых алевролитов и изредка известняков (атриповый горизонт). Верхняя её часть представлена серыми аргиллитами, прослоями известковистыми, алевролитистыми. Брахиоподы ветласянского горизонта найдены только из средней части разреза свиты где представлены достаточно ограниченным составом - *Nervostrophia latissima* (Bouch.), *Productella cf. issensis* Ljasch., *Gypidula* sp., *Atryparia vetlasjanica* Ljasch. et Yudin, в прослоях песчаника очень редки виды *Theodossia* и *Athyris*.

Отложения сирачойской свиты представлены толщей переслаивания глин зеленовато-серых, известковистых, мергелей зеленовато-серых, линзовиднослоистых, алевролитовых и известняков зеленовато-серых и серых, плитчатых, глинистых строматопоровых и коралловых. Известняково-глинистая толща содержит большое количество разнообразной фауны, в том числе брахиопод, пелеципод, гастропод, кораллов, строматопор, мшанок, остракод, фораминифер, тентакулитов, криноидей и других групп. В составе брахиопод сирачойской свиты установлены *Schuchertella devonica* d' Orb., *Pseudoatrypa symmetrica* (Ljasch.), *Emanuella nana* (Ljasch.); *Ljaschenkovia siratschoica* (Ljasch.), *Cyrtospirifer komi* Ljasch., *Emanuella* sp., *Productella issensis* Ljasch., *Athyris* ex gr. *concentrica* Buch. Верхнесирачойский подгоризонт содержит более бедный по составу комплекс брахиопод в составе которого *Theodossia uchtensis* Nal., *Adolfispirifer jerernejewi* (Tschern.), *Cryptonella davidsoni* Nal. [7].

Ранее считалось, что алатырскому (=речицкому) горизонту, выделенного по разрезам центральных областей ВЕП, на Южном Тимане соответствует нижняя часть сирачойской свиты [2]. Работами по уточнению проблемных вопросов стратиграфии девона, внесены изменения в региональную стратиграфическую схему Южного Тимана. Согласно рабочей схеме, на уровень речицкого горизонта, установлен ветласянский горизонт, воронежскому, в полном объеме соответствует сирачойский горизонт [3, 8].

В соответствии с положением в разрезе ветласянский региогоризонт соответствует интервалу нижней части конодонтовой зоны *Lower gigas* (=Early *rhenana*), сирачойский горизонт относится к верхней части этой зоны. В соответствии с зональной конодонтовой шкалой, разработанной для мелководно-шельфовых отложений Волго-Уральского региона Южного Тимана, ветласянский и нижняя часть сирачойский горизонты отнесены к единой конодонтовой зоне *Ro. subincompletus* [9, 10].

В связи с этим возникает закономерный вопрос обоснования речицкого горизонта, если возраст типового разреза, откуда происходит его зональный вид, изменен, а виды *Ljaschenkovia siratschoica* и *Tokmospirifer krestovnikovi* в соответствии с новым положением стратипического разреза являются возрастными аналогами.

Автором предлагается измененный вариант стратиграфической схемы (см. таблицу), выполненной с учетом данных о положении в разрезе и родовой принадлежности зональных видов *Tokmospirifer krestovnikovi* и *Ljaschenkovia siratschoica*, которые следует учитывать при ссылке на зональные виды и подготовке новой вер-

Сопоставление стратиграфических подразделений верхнедевонских отложений Южного Тимана в соответствии с региональной схемой Восточно-Европейской платформы																
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Региональная стратиграфическая схема	зональные виды брахиопод		Русская платформа		Южный Тиман		Южный Тиман			зональные виды брахиопод		
					Ржонсницкая., 2000, Зональная., 2006	Ляшенко, 1959	Меннер и др., 2001	Южный Тиман		Южная платформа						
								Южная платформа	Южная платформа							
Девонская	Верхний Франский	Верхний	Воронежский	<i>Theodossia tanaica</i>	Верхний Воронежский	Верхняя	Сирачойская	Верхняя	Верхний Сирачойский	Лыайольская свита	<i>Theodossia uchtensis</i>		<i>Th. tanaica - Th. uchtensis</i>			
				<i>Th. uchtensis-Adolfia krestovnikovi</i>							Нижняя	<i>Ljaschenkovia siratschoica - Tokmospirifer krestovnikovi</i>				
			Речицкий	<i>Nervostrofia latissima-Adolfia siratschoica</i>	Алатырский	Нижняя		<i>Nervostrofia latissima</i>								
				<i>Cyrt. "disjunctus" - Stenometopochynchus paviovi</i>				Семилукский			Ветласянский	Доманиковский	<i>Cyrtospirifer "disjunctus"-Anathyris helmersenii</i>	<i>Cyrtospirifer schelonius Stenometopochynchus pavlovi</i>		
			Семилукский	<i>Cyrt. rudkinensis-Tomestenoporhynchus pavlovi</i>	Рудкинский	Доманиковский										

сии стратиграфической схемы девона Восточно-Европейской платформы.

Литература

1. Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006, 255 с.

2. Ляшенко А. И. Атлас брахиопод и стратиграфия девона Русской платформы. М.: Гостоптехиздат. 1959. 451 с.

3. Меннер. В. Вл., Обуховская Т. Г., Овнатанова Н. С. и др. Корреляция споровых и конодонтовых комплексов франского яруса Тимано-Печорской провинции // Геодинамика, стратиграфия и нефтегазоносность осадочных бассейнов России. Тр. ВНИГНИ. 2001. С. 167—177.

4. Оленева Н. В. К ревизии зональных видов спиферид (брахиоподы) франского яруса верхнего девона Русской платформы // Палеонт. журн. 2010. № 5. С. 1—9.

5. Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988)

с региональными стратиграфическими схемами. Девонская система. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 60 с.

6. Ржонсницкая М. А., Юдина Ю. А. Комиссия по девонской системе. Решение IV выездной сессии комиссии // Постановление МСК и его постоянных комиссий. Л., 1991. Вып. 25. С. 26—30.

7. Родионова Г. Д., Умнова В. Т., Кононова Л. И. и др. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М.: Наука, 1995. 265 с.

8. Юдина Ю. А., Москаленко М. Н. Опорные разрезы франского яруса Южного Тимана (Путеводитель полевой экскурсии). 1997. Ухта. 79 с.

9. Ovnatanova N. S., Kononova L. I. Conodonts and Upper Devonian (Frasnian) biostratigraphy of central regions of Russian Platform // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 2001. № 233. 115 s.

10. Ovnatanova N. S., Kononova L. I. Frasnian Conodonts from the Eastern Russian Platform // Paleontol. Journ. 2008. V. 42. № 10. P. 997—1166.

11. Rzonitskaya M. A. Devonian stage boundaries on the East European (Russian) Platform // Cour. Forsch. Inst. Senckenberg. Frankfurt am M. 2000. V. 225. S. 227—237.

Система фораминифер (предлагаемый вариант)

В. М. Подобина

Томский государственный университет, Томск

podobina@ggf.tsu.ru

На основании изучения цитоплазмы фораминифер А. В. Фурсенко определил их положение в ранге подкласса класса саркодовых типа Protozoa. В подклассе фораминифер [1, 2] установлены 13 отрядов с соподчиненными таксонами (надсемейства, семейства и др.).

Более 18 лет прошло после выхода в свет новой системы фораминифер [3, 4]. В этой системе Н.И. Маслаковой учтены предыдущие исследования таких ученых как Д. М. Раузер-Черноусова, А. В. Фурсенко [2], В. И. Михалевич [5], Х. М. Саидова [6], А. Loeblich & Н. Tappan [7]. Американскими исследователями сгруппированы выделяемые подотряды в отряде Foraminifera, принимая в основу установленных таксонов разнородные признаки. В результате этого, на наш взгляд, совершенно неродственные группы фораминифер были объединены в подотряды, надсемейства и семейства. Н. И. Маслакова [3, 4] обобщила новые сведения по изучению цитоплазмы фораминифер, повысив эту группу организмов в ранге до класса.

Автором данной статьи многие годы изучались ископаемые фораминиферы, поэтому поддержаны исследования Н. И. Маслаковой, опубли-

ковавшей значительно уточненную систему. Однако наши исследования показали, что такой подкласс как Textulariata Mikhalevich, 1980 [5], который представлен и в системе Н. И. Маслаковой, включает разнородные отряды, которые по химическому составу, микроструктуре стенки, способу образования спирали и другим критериям (геохронологический, палеогеографический, палеобиогеографический) могут быть выделены как самостоятельные подклассы. Эти таксоны или новые подклассы, по мнению автора, по всем критериям согласуются с отрядами, ранее предложенными Д. М. Раузер-Черноусовой и А. В. Фурсенко [1, 2]. Автор со своей стороны увеличила число отрядов, имевших ранг надсемейств или семейств, в выделенных подклассах фораминифер.

Предлагаемая система фораминифер основывается на исследованиях выше упомянутых ученых с изменениями и дополнениями автора.

Система фораминифер (высшие таксоны)

Царство Zoa. Животные

Подцарство Protozoa Goldfuss, 1818. Простейшие животные

Тип Sarcodina Dujardin, 1838. Саркодовые
Класс Foraminifera d'Orbigny, 1826. Фораминиферы

1. Подкласс Allogromiata Furssenko, 1958
- Отряд Allogromiida Furssenko, 1958
2. Подкласс Astrorhiziata Podobina, 2014
- Отряд Astrorhiziata Lankester, 1885
- Отряд Reophacida Podobina, 2014
3. Подкласс Ammodiscata Podobina, 2014
- Отряд Ammodiscida Furssenko, 1958
- Отряд Haplophragmiida Podobina, 2014
- Отряд Lituolida Podobina, 2014
4. Подкласс Lagenata Maslakova, 1990
- Отряд Lagenida Lankester, 1885
- Отряд Polymorphinida Wedekind, 1937
5. Подкласс Textulariata Podobina, 2014
- Отряд Paleotextulariida Hohenegger et Piller, 1975
- Отряд Textulariida Lankester, 1885
6. Подкласс Ataxophragmiata Podobina, 2014
- Отряд Trochamminida Podobina, 2014
- Отряд Ataxophragmiida Schwager, 1877
7. Подкласс Orbitolinata Podobina, 2014
- Отряд Orbitolinida Maslakova, 1990
- Отряд Tetrataxida Podobina, 2014
8. Подкласс Fusulinata Maslakova, 1990
- Отряд Parathuramminida Mikhalevich, 1980
- Отряд Moravamminida Maslakova, 1990
- Отряд Nodosinellida Maslakova, 1990
- Отряд Endothyrida Furssenko, 1958
- Отряд Fusulinida Wedekind, 1937
- Отряд Involutinida Hohenegger et Piller, 1975
9. Подкласс Miliolata Saidova, 1981
- Отряд Cornuspirida Jirovec, 1953
- Отряд Soritida Saidova, 1981
- Отряд Miliolida Delage et Heronard, 1896
- Отряд Alveolinida Mikhalevich, 1980
10. Подкласс Rzehakiniata Podobina, 2014
- Отряд Silicinida Podobina, 2014
- Отряд Rzehakinida Saidova, 1971
11. Подкласс Rotaliata Mikhalevich, 1980
- Отряд Rotaliida Lankester, 1885
- Отряд Nonionida Podobina, 2014
- Отряд Elphidiida Podobina, 2014
12. Подкласс Globigerinata Maslakova, 1990
- Отряд Globigerinida Lankester, 1885
- Отряд Heterohelicida Furssenko, 1958
13. Подкласс Buliminata Podobina, 2014
- Отряд Buliminida Furssenko, 1958
- Отряд Pleurostomellida Podobina, 2014
- Отряд Cassidulinida Voloshinova, 1970
14. Подкласс Spirillinata Maslakova, 1990
- Отряд Spirillinida Hohenegger et Piller, 1975
15. Подкласс Nummulitiata Podobina, 2014
- Отряд Orbitoidida Baschkirov et Antonischin, 1974
- Отряд Nummulitida Lankester, 1885

Следовательно, класс Foraminifera d'Orbigny, 1826, по автору, объединяет 15 подклассов. Из них 8 подклассов ранее были установлены В.И. Михалевич [5] и Н.И. Маслаковой [4]. Один из этих подклассов Textulariata Mikhalevich, 1980 в отношении соподчиненных таксонов оказался сборным, так как не соответствует установленным таксономическим критериям, поэтому полностью расформирован. Вместо него автором этой статьи выделены шесть подклассов: Astrorhiziata, Ammodiscata, Rzehakiniata, Textulariata (таксон такого же названия, но объединяет другие соподчиненные отряды), а также Ataxophragmiata и Orbitolinata. Кроме этих шести подклассов автором из подкласса Rotaliata отделены два подкласса: Buliminata и Nummulitiata. Таким образом, автором добавлены восемь подклассов к ранее известным [9].

А. В. Фурсенко [8] предложил развивать и совершенствовать систему фораминифер, известную в Основах палеонтологии [2]. Автор следовала совету А. В. Фурсенко и взяла за основу таксоны (отряды, надсемейства и семейства), установленные в отечественном справочнике [2]. Выделение всех подклассов основано автором на особенностях морфологического строения раковин, а также учтены геохронологический, палеогеографический и палеобиогеографический критерии. К подклассу Ammodiscata отнесен новый отряд Haplophragmiida Podobina, 2014, выделенный из литуолид по химическому составу и микроструктуре стенки (агглютинированная кварцево-кремнистая, не известковая секреторно-агглютинированная как у литуолид). При этом учтены другие морфологические особенности раковин, а также вышеуказанные критерии [9—12].

Обоснование объединения в подклассы отрядов (бывших надсемейств, семейств) будет приведено в дальнейшем. Следует отметить, что такой признак, как агглютинированная стенка, является недостаточным для объединения отрядов в один подкласс Textulariata. Агглютинированная стенка раковин, как показали наши исследования, может быть агглютинированной кварцево-кремнистой или известковой секреторно-агглютинированной [10]. Кроме разной по химическому составу стенки, совершенно различен в этом подклассе (Textulariata) и способ образования спирали, а также не учтен ряд критериев в выделении этого и других подклассов. Повышение некоторых отрядов до уровня подклассов в основном связано с повышением подкласса фораминифер до ранга класса [3]. Предлагаемая уточненная система фораминифер более близкая к той системе [2], которую мы привыкли использовать в повседневной научной и практической работе.

Для обоснования установления высших таксонов автором использованы совместно несколько критериев [1, 10]. Однако первостепенное значение имеют химический состав, строение стенки и раковины. При рассмотрении филогении класса фораминифер и его отдельных подклассов учитывались, наряду с основными критериями (морфологическим и геохронологическим), также палеогеографический и палеобиогеографический критерии. Распространение в разрезе фанерозоя представителей установленных подклассов позаимствовано из Основ палеонтологии [2] с учетом новых данных.

Автором выделяются пять крупных этапов в развитии фораминифер, зависящих от проявления тектонических движений. Первый этап охватывает три подкласса, два из них *Allogromiata* и *Astrorhiziata*, вероятно появились с конца докембрия и третий подкласс — *Ammodiscata* с начала кембрия. Они существовали на протяжении фанерозоя с постепенным усложнением входящих или появлением соподчиненных таксонов — отрядов, надсемейств и семейств.

Автор детально исследовала некоторые раковины аммодисцид, особенно их прогрессивные формы и ранее установила в отряде *Ammodiscida* три надсемейства: *Ammodiscidea*, *Haplophragmiidea* и *Lituolidea* [10]. В настоящее время ранг аммодисцид повышен автором до подкласса *Ammodiscata* *Podobina, 2014* с выделением трех отрядов. Представители первого отряда *Ammodiscida* имеют разную по химическому составу стенку и относительно примитивное морфологическое строение раковин — из двух камер: начальной (пролокулуса) и второй трубчатой не подразделенной на камеры. Предполагается, что именно представители данного отряда были наиболее примитивными таксонами в подклассе *Ammodiscata*.

На основании изучения присланных по нашей просьбе французскими учеными (Le Calvez) топотипов раковин — *Haplophragmoides canariensis* (d'Orbigny) (близ Канарских островов) и *Lituola nautiloidea* Lamarck (из Франции, кампан) автором установлено, что это совершенно различные таксоны, определившие основу для выделения самостоятельных отрядов *Haplophragmiida* *Podobina, 2014* и *Lituolida* *Podobina, 2014*. У представителей первого отряда стенка раковины агглютинированная, кварцево-кремнистая, многокамерная, со спиральной (один отдел) или спирально-выпрямленной раковинной (два отдела). К отряду *Lituolida* относятся раковины с известковой секреторно-агглютинированной стенкой с микрогранулярной микроструктурой. Иногда на шлифах стенка литуолид выглядит ложноальвеолярной. Подобные раковины, названные пока двойниками [13], установлены автором среди

атаксофрагмиид (ныне подкласс *Ataxophragmiata*). Например, роды *Verneuilina* — *Verneuilinoides*, *Gaudryina* — *Gaudryinopsis*, *Marssonella* — *Arenogaudryina* и др. По-видимому, в подклассе *Ataxophragmiata* по химическому составу стенки, строению раковин и их распространению также будут установлены разные соподчиненные таксоны — отряды, надсемейства и семейства.

Второй этап в развитии фораминифер, первые представители которого возникли с конца ордовика и чаще с силура, охватывает шесть подклассов (2-7), расцвет или увеличение разнообразия которых наблюдается с девона — карбона. Таксоны этих подклассов возникли, по-видимому, от разных представителей подкласса *Ammodiscata* и существуют до настоящего времени, за исключением вымерших к концу палеозоя фузулинат и к концу палеогена — орбитолинат.

Третий этап в развитии фораминифер охватывает четыре подкласса (8-11) преимущественно с известково-секреторной стенкой раковин, кроме секреторных кремнистых представителей подкласса *Rzehakiniata*. Эти подклассы фораминифер известны с мезозоя и доныне.

Четвертый этап включает появление двух подклассов (12-13) с конца мелового периода и их расцвет в эоцене, а также вымирание некоторых представителей отряда литуолид к концу мела.

Пятый этап — вымирание двух подклассов (5 и 13) к концу эоцена и появление новых представителей глобигеринид.

Установленные пять этапов в развитии фораминифер приурочены в основном к завершающим фазам тектонических движений. Так, первый этап — появление 1-3 подклассов фораминифер в конце байкальской эпохи тектогенеза; второй этап — возникновение с ордовика и, в основном, с силура шести подклассов (2-7) при завершении каледонской эпохи тектогенеза; третий этап — появление с триаса четырех подклассов (8-11) — совпадает с завершением герцинской эпохи тектогенеза, и далее их развитие в мезозое и кайнозое; четвертый этап — появление двух подклассов (12, 13) при завершении киммерийской эпохи складчатости; пятый этап — проявление к концу эоцена одной из значительных фаз альпийской эпохи тектогенеза и вымирание *Nummulitiata*, *Orbitolinata*, появление новых таксонов глобигеринид.

Необходимо отметить, что к этим геохронологическим рубежам приурочено не только вымирание, но и появление новых таксонов фораминифер.

Литература

1. Фурсенко А. В. Введение в изучение фораминифер // Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 391. Новосибирск: Наука (СО), 1978. 242 с.

2. Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов и геологов СССР в 15 тт. Гл. ред. Ю.А. Орлов // Т. 1. Общая часть. Простейшие / Под ред. Д.М. Раузер-Черноусовой и А.В. Фурсенко. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 111—367.

3. Микрорепалеонтология: Учебник / Н.И. Маслакова и др. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 13—111.

4. Маслакова Н. И. Критерии выделения высших таксонов фораминифер // В сб.: Систематика и филогения позвоночных / Под ред. В.В. Меннера. М.: Наука, 1990. С. 22—27.

5. Михалевич В. И. Систематика и эволюция фораминифер в свете новых данных по их цитоплазме и ультраструктуре // Труды зоологич. ин-та. Том 94. Л., 1980. С. 42—61.

6. Саидова Х. М. О современном состоянии системы надвидовых таксонов кайнозойских бентосных фораминифер. М.: Изд-во АН СССР, 1981. 73 с.

7. Loeblich A., Tappan H. Foraminiferal genera and their classification. New York: Van Nostrand Reinhold Company Limited, 1988. V. I. 970 p., V. II. 847 pls.

8. Фурсенко А. В. Основные этапы развития фауны фораминифер в геологическом прошлом // Труды

Ин-та геол. наук АН БССР, вып. 1. Минск, 1958. С. 10—29.

9. Подобина В. М. Новые представления по системе фораминифер // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири. Новосибирск, 2014. С. 113—115.

10. Подобина В. М. Систематика и филогения гаплофрагмий. Томск: ТГУ, 1978. 243 с.

11. Podobina V. M. New data on composition and microstructure of agglutinated foraminiferal wall // Abstracts to 4th International Workshop on Agglutinated Foraminifers in Krakow. 1993. P. 24.

12. Podobina V. M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basin on Foraminifera // Proc. 4th Int. Workshop on Agglutinated Foraminifera. Spec. Publ., 1995. № 3. P. 233—247.

13. Подобина В. М. Роды-двойники агглютинированных фораминифер и условия их обитания (на примере отряда Ataxophragmiida) // Современная микрорепалеонтология: Тр. Всерос. микрорепалеонт. совещания. Геленджик, 2012. С. 136—139.

14. Tappan H. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska / Pt. 3, Cretaceous Foraminifera // U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, 1962. № 236. P. 91—209.

Морфотипика жевательной поверхности моляров современных и плейстоценовых *Lemmus* и *Myopus* Европы и Западной Сибири

Д. В. Пономарев¹, А. Ю. Пузаченко², К. И. Исайчев¹

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²Институт географии РАН, Москва

Работа направлена на установление различий в морфотипике жевательной поверхности моляров современных и ископаемых настоящих и лесных леммингов для того, чтобы обнаружить выраженные тренды в историческом развитии формы моляров у *Lemmus*, а также на выявление отличительных особенностей родов *Lemmus* и *Myopus*, что важно для идентификации ископаемых остатков животных.

Материалом для работы послужили семь выборок современных *Lemmus* и *Myopus* из разных частей ареалов и ископаемые *Lemmus* из шести местонахождений северо-востока Европы. Современные выборки: норвежский лемминг (*Lemmus lemmus*) из Швеции и архипелага Семь островов (о. Харлов, Белое море); лесной лемминг (*Myopus schisticolor*) из Кольского п-ова, р. Северной Сосьвы, среднего течения р. Енисея (окрестности пос. Мирное); сибирский лемминг (*L. sibiricus*) из Северного Тимана и р. Амдермы. Ископаемые сибирские лемминги (*L.*

sibiricus) из местонахождений Лихвин (днепровское время), Чулей (московское время), Кипиево (ранний валдай), Нижний Двойник (ранний валдай), Акись (днепровское время), Куръядор (¹⁴C 31080) [1], Медвежьей пещеры (бурый суглинок В, ¹⁴C 17980±200 (LE-3061) [2]).

По рисунку жевательной поверхности моляров были выделены 24 морфотипа (рис. 1). Для каждой выборки подсчитывались частоты морфотипов.

Анализ данных проводился с применением многомерных статистических методов. Матрицы фенетических (mean measure of divergence — MMD) и эвклидовых дистанций обрабатывались методом неметрического многомерного шкалирования (NMDS — non-metric multidimensional scaling). Дистанции между выборками в эвклидовом пространстве использовали для построения классификационных (NJ) деревьев.

Для каждой выборки леммингов оценивали два параметра морфотипического разнообразия:

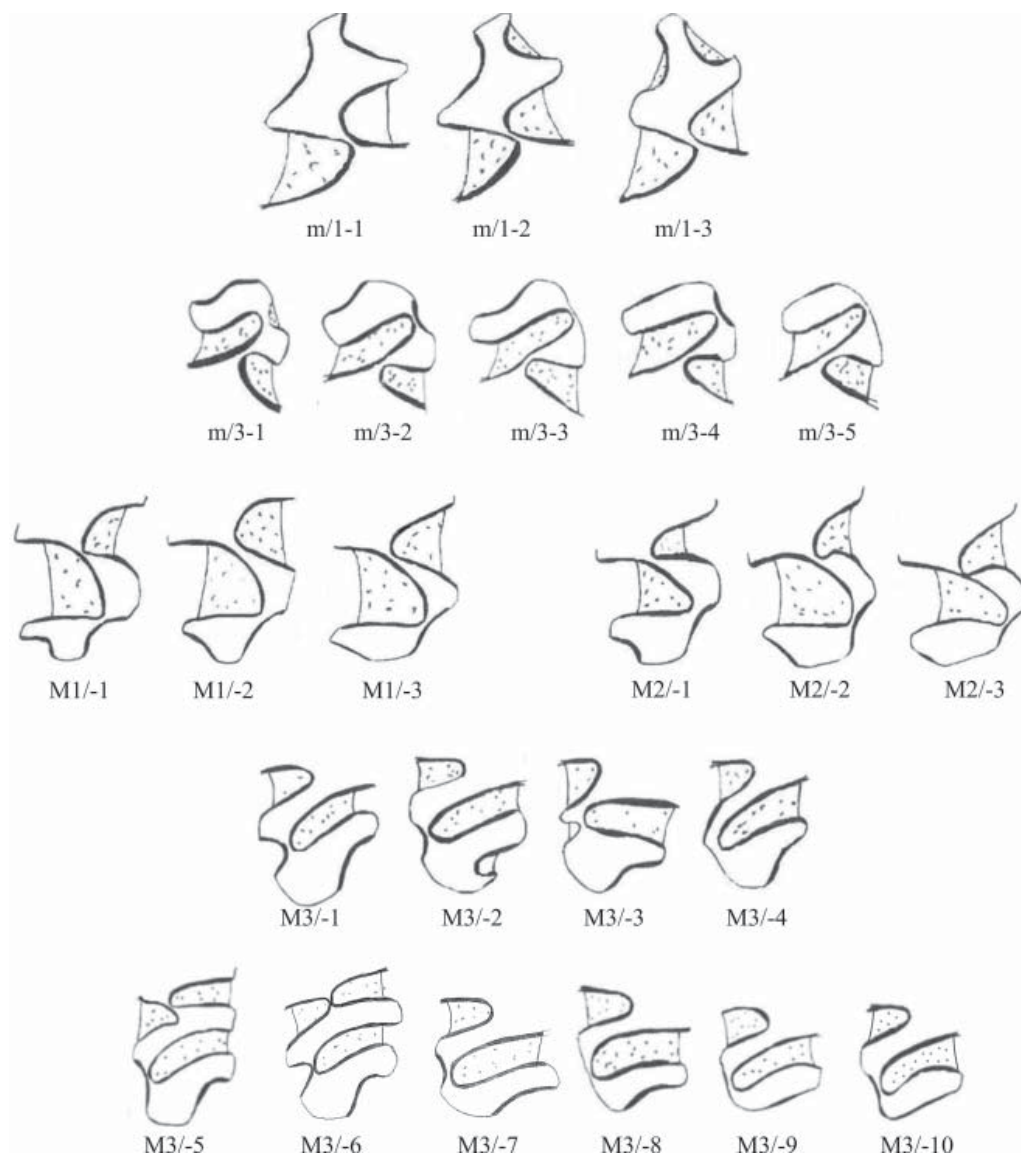


Рис. 1. Морфотипы моляров Lemmini

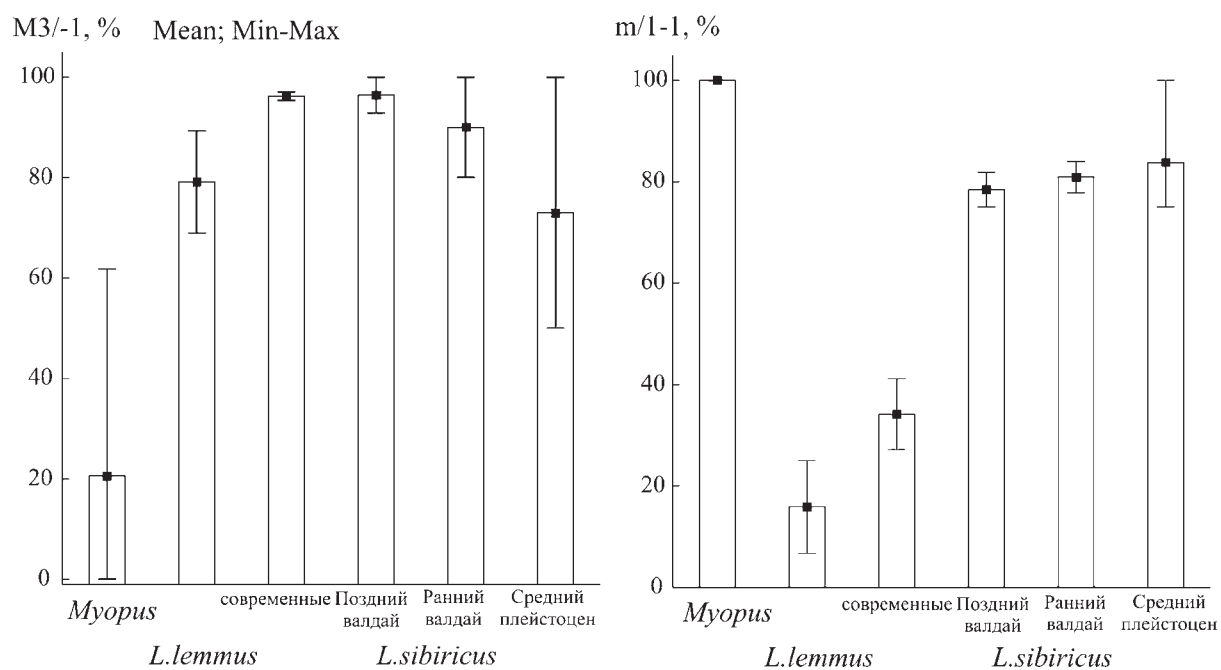


Рис. 2. Встречаемость (в долях единицы) фенот М3/-1, m/1-1 у лесного, норвежского и сибирского леммингов

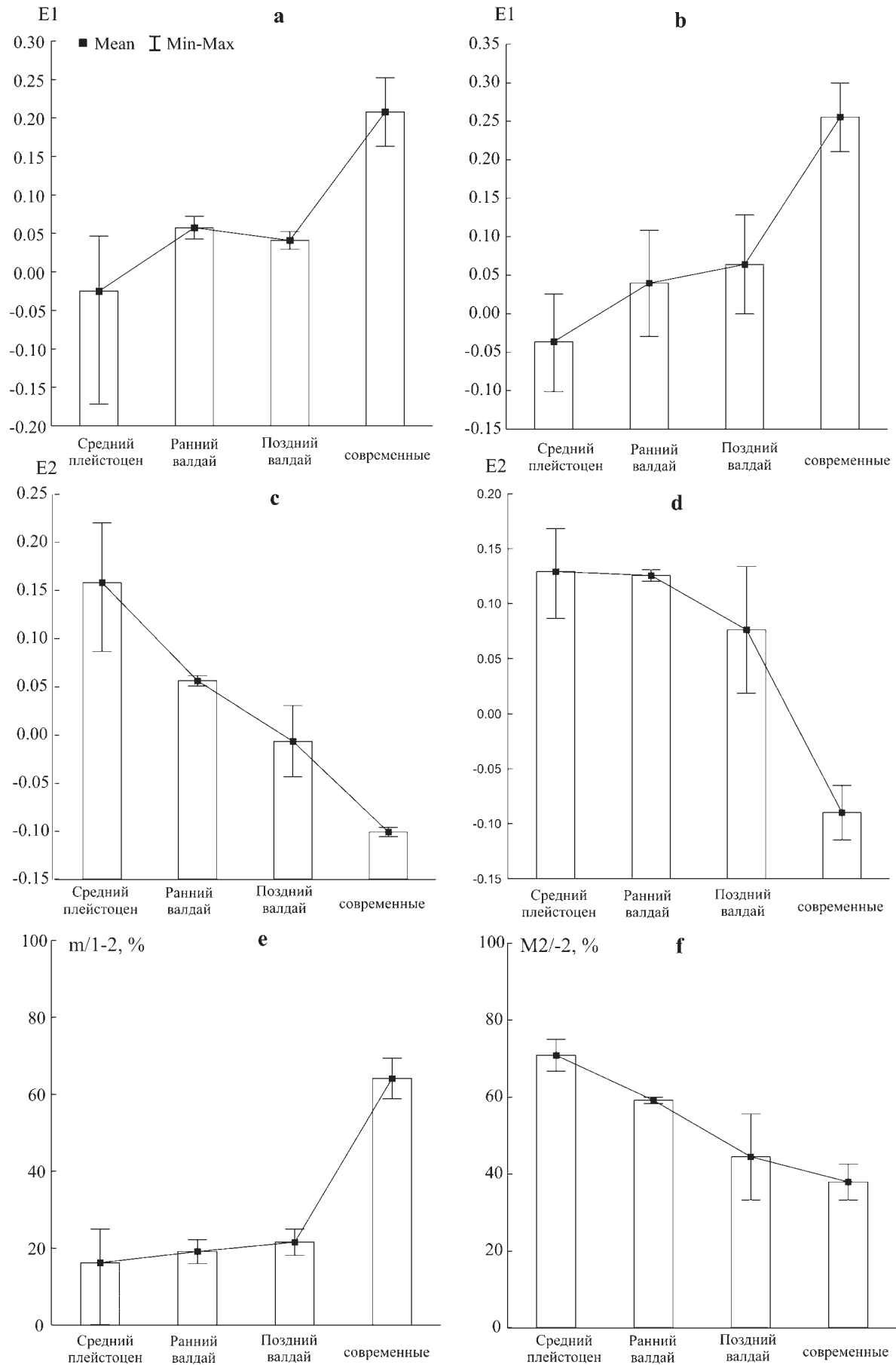


Рис. 3. Изменения фенетической структуры выборок зубов сибирского лемминга (предполагая, что в ископаемых материалах нет остатков *Myopus*), отраженные в осях NMDS (E1, E2) (a-d) и частотах встречаемости морфотипов m/1-2 и M2/-2(e, f). Оси NMDS: a, c – матрица дистанций MMD; b, d – матрица евклидовых дистанций

индекс Шеннона (H) и информационный индекс (O), который используется для описания «фенотипического порядка». Статистическое сравнение значений H проводилось по t-критерию [3].

Наибольшие различия между обыкновенным и сибирским леммингами обнаружены по частоте встречаемости фенов третьего верхнего моляра (M3/-1, M3/-7) и первого нижнего моляра (m/1-1) (рис. 2).

Современные, поздне- и среднеплейстоценовые выборки *L. sibiricus* отличаются друг от друга, в особенности по частотам фенов первого нижнего и второго верхнего моляров. Морфотипы, более многочисленные у среднеплейстоценовых леммингов, имеют более просто устроенную жевательную поверхность, а для зубов современных животных, наоборот, типичен усложненный рисунок (рис. 3).

При интерпретации полученных результатов следует учитывать высокую вероятность того, что в ископаемых материалах содержатся остатки не только сибирских, но и лесных леммингов. Кроме того, сравниваемые выборки резко неравны по объему, особенно малы среднеплейстоценовые выборки. Это существенно влияет на надежность результатов работы и поэтому, естественно, что некоторые выводы данного исследования нуждаются в

подтверждении более представительными материалами.

Описание морфотипов и подсчет их долей выполнены К. И. Исайчевым. А. Ю. Пузаченко выполнил статистический анализ, участвовал в получении результатов и в их обсуждении. Д. В. Пономарев подготовил работу в целом. Очень большой вклад в исследование внес анонимный рецензент статьи, направленной в *Acta Zoologica* (Стокгольм). Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ №№ 12-04-00165, 13-05-00056.

Литература

1. Гуслицер Б. И., Дурягина Д. А. Природные обстановки в бассейне верхней Вычегды в средне—поздневалдайское время // Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983. С. 27. (Тр. Ин-та гео-логии Коми фил. АН СССР; вып. 44).

2. Гуслицер Б. И., Павлов П. Ю. Верхнепалеолитическая стоянка Медвежья пещера // Памятники эпохи камня и металла Северного Приуралья. Материалы по археологии Европейского Северо-Востока. Сыктывкар, 1988. Вып. 11. С. 5—18.

3. Hucheson, K. A test for comparing diversities based on the Shannon formula // *Journal of Theoretical Biology* 1970. 29: 151—154.

Плейстоценовые копытные лемминги северо-востока Европы

Д. В. Пономарев¹, А. Ю. Пузаченко²

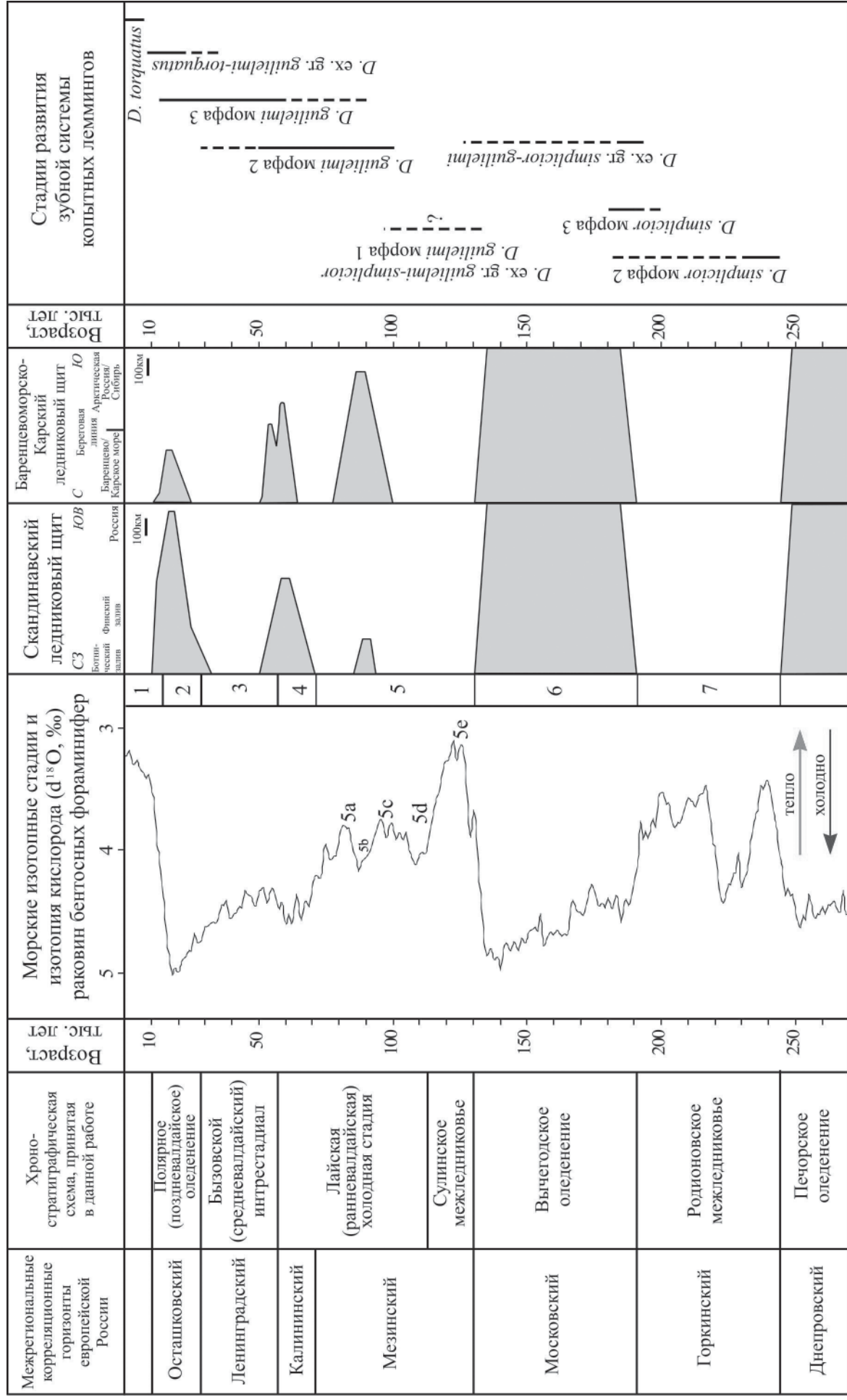
¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²Институт географии РАН, Москва

Среди палеозоологов и геологов нет единства в оценках возраста местонахождений костных остатков копытных леммингов на северо-востоке Европы [1, 3, 4, 6, 8, 9, 13]. Недоверие к радиоуглеродным датировкам приводит к удревнению возраста ряда позднеплейстоценовых ориктоценозов [6], что было показано Н.Г. Смирновым [11]. Опора на морфологию леммингов без учета геологических данных ведет в ряде случаев к омоложению возраста местонахождений [9], с чем не соглашаются геологи [1, 2].

Методами многомерной статистики были проанализированы 32 выборки разного возраста из местонахождений северо-востока Европы, хранящиеся в музее им. А. А. Чернова (ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар). Моляры современных животных получены из погадок, собранных Б. И. Гуслицером, К. И. Исайчевым и В. А. Кочевым в Большеземельской тундре и на хребте Пай-Хой. Возраст ископаемых комплексов остатков из ряда

пещерных местонахождений определялся радиоуглеродным методом. Геологический возраст большинства аллювиальных местонахождений устанавливался геологическими методами, главным образом, по положению слоя в разрезе, и с учетом морфологии моляров копытных леммингов. Основные стратиграфические выводы делались по соотношению костеносных слоев с регионально выдержанными ледниковыми горизонтами, возраст которых достаточно уверенно определяется по комплексу литологических признаков, таких как петрографический состав крупнообломочного материала, минеральному составу мелкозема, ориентировке обломков [1].

В работе использовался количественный морфологический метод, заключающийся в оценке степени развития новой зубной лопасти (треугольника) по ее относительному размеру и по характеру искривления (выемки) новообразованной эмалевой грани [5, 13]. Данная методика была



Сопоставление горизонтов региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений северо-востока Европы [8] с динамикой климата по данным изотопии кислорода в раковинах бентосных фораминифер и морскими изотопными стадиями [15], этапами развития ледниковых щитов [14, 16] и стадиями развития зубной системы. Пунктирная линия – предполагаемый интервал

слегка изменена для того, чтобы лучше оценить сложность задней части зуба. Измерения углов и относительных размеров отдельных лопасти зубов выполнялись вручную по фото изображениям. Измерялись первый и второй верхние моляры, которые развивались гораздо быстрее остальных [6, 12]. Стадии зубной системы выделялись по принципам, предложенным Н.Г. Смирновым и др. [13].

Использование слегка модифицированной методики оценки выраженности выемки на первом и втором коренных зубах практически не сказалось на оценках уровня развития зубов по сравнению с предшественниками [6, 9, 13], за исключением немного завышенной доли продвинутых морфотипических классов в наших материалах, что, в общем, вполне ожидаемо.

Лемминги морфы 2 *D. simplicior* обитали в регионе в позднепечорское (позднеднепровское) время (Гавриловка, Большая Слуда и, скорее всего, Лая-4), которых в ранневычегодское (раннемосковское) время сменили животные морфы 3 (Лая-3, Серчейю-1) и *D. simplicior–guilielmi* (Чулей, Шапкина-4). Вероятно, в поздневычегодское и в сулинское (микулинское) время здесь обитали лемминги морф *D. guilielmi–simplicior* и морфы 1 *D. guilielmi*, остатки которых пока не найдены на исследуемой территории.

В начале и, возможно, в конце раннего валдая (лайское время) обитали лемминги морфы 2 *D. guilielmi* (Серчейю-3, 4, 5; Шапкина-3, Лая-2, верхний горизонт Кипиево). В конце интервала и в бызовское (средневалдайское) время появились животные морфы 3 этого вида (Серчейю-6, Рябово, Нижний Двойник), которые просуществовали в регионе на протяжении позднего валдая (полярное время) (Уньинская, Студеная-5, Шугер-4) до плейстоцен-голоценового рубежа (Пижма-1). Лемминги следующей стадии *D. guilielmi–torquatus* обитали с последнего ледникового максимума (Медвежья, бурый суглинок Б), в позднеледниковье (Седью-1, Шапкина-1) и дожили до раннего голоцена (Кожим-1).

По-видимому, стадии развития зубной системы леммингов в регионе не всегда последовательно сменяли друг друга, а часто одновременно сосуществовали популяции, находящиеся на разных стадиях (рисунок). Существенные различия рисунка жевательной поверхности зубной системы копытных леммингов из одновозрастных местонахождений, наблюдаемые в пределах одного региона, подтверждают известное мнение о мозаичном характере морфотипической изменчивости и относительно независимой, параллельной эволюции зубной системы в популяциях копытных леммингов. Очевидно, что при такой картине морфологического разнообразия ископае-

мых леммингов региона особую актуальность приобретают молекулярно-генетические методы исследования фоссильных остатков для того, чтобы выяснить потомками каких палеопопуляций являются животные обитающие здесь сейчас.

Скорости смены морфотипов М1/, М/2 у копытных леммингов варьировали на протяжении рассмотренного временного интервала. Наиболее быстрая смена морфотипов выявлена для рубежа плейстоцена-голоцена, что контрастирует с результатами Н. Г. Смирнова [11], полученными на более представительном материале, согласно которым этот скачок произошел на территории Северного Урала на три тысячи лет раньше.

Непостоянная скорость морфологических преобразований приводит к тому, что усреднение, например, даже на относительно продолжительном отрезке в последние 20 тыс. лет, мало, что дает для выявления динамики предшествующих стадий. Несомненно, также, что в морфологической эволюции зубной системы копытных леммингов слишком много неизвестных параметров для того, чтобы судить о ее скорости и для более строгих ее оценок необходимо использовать результаты молекулярно-генетических исследований и независимые геохронометрические данные (радиоизотопные датировки) для разных районов и для всего наблюдаемого эволюционного интервала.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ №№ 12-04-00165, 13-05-00056.

Литература

1. Андреева Л. Н. Плейстоцен европейского Севера-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 323 с.
2. Андреева Л. Н., Марченко-Ваганова Т. И. Неоплейстоцен Европейского севера России: стратиграфия, палеогеография и палеоклиматы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 84–100.
3. Гуслицер Б. И. Сопоставление разрезов плейстоценовых отложений бассейнов Печоры и Вычегды по ископаемым остаткам грызунов // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М., 1981. С. 28–37.
4. Гуслицер Б. И., Исaiчев К. Й. Копытные лемминги из плейстоценовых отложений р. Лай // Фанерозой Севера Европейской части СССР. Сыктывкар, 1980. С. 81–95. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып. 33).
5. Кочев В. А. Количественная оценка изменчивости жевательной поверхности коренных у копытных леммингов // Морфологические особенности позвоночных животных Украины (отв. ред. С.Ф. Манзий). Киев: Наук. думка, 1983. С. 59–62.
6. Кочев В. А. Плейстоценовые грызуны Северо-Востока Европы и их стратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1993. 113 с.

7. Лосева Э. И., Андреичева Л. Н., Дулягина Д. А., Коноваленко Л. А., Кочев В. А. Обоснование возраста плейстоценовых горизонтов Европейского Северо-Востока. Сыктывкар, 1991. 27с. (Серия препринтов "Научные доклады" / УрО АН СССР, Коми научный центр; Вып. 275).

8. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. С. 121–122.

9. Смирнов Н. Г. Новое в четвертичной палеотерииологии 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.

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

11. Смирнов Н. Г. Скорость морфологических изменений в популяциях как одна из характеристик хронологической структуры эволюционного процесса //

5 Всероссийский популяционный семинар «Популяция, сообщество, эволюция». 26–30 ноября 2001г. Казань, Часть 2. Новое знание. Казань, 2002. С. 190–210.

12. Смирнов Н. Г., Большаков В. Н., Бородин А. В. Плейстоценовые грызуны севера Западной Сибири. М.: Наука, 1986. 145 с.

13. Смирнов Н. Г., Головачев И. Б., Бачура О. П., Кузнецова И. А., Чепраков М. И. Сложные случаи определения зубов грызунов из отложений позднего плейстоцена и голоцена тундровых районов Северной Евразии // Материалы по истории и современному состоянию фауны севера Западной Сибири. Рифей. Челябинск, 1997. С. 60–90.

14. Astakhov V. I. Pleistocene glaciations of northern Russia — a modern view // Boreas. 2013. Vol. 42 (1). P. 1–24.

15. Lisiecki L. E., Raymo M. E. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // Paleoclimatology, 2005. 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.

16. Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews, 2004. 23, 1229–1271.

Отражение эволюции гидроидов *Palaeoaplysina* Krotov, 1888 в структурных изменениях системы каналов

Е. С. Пономаренко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

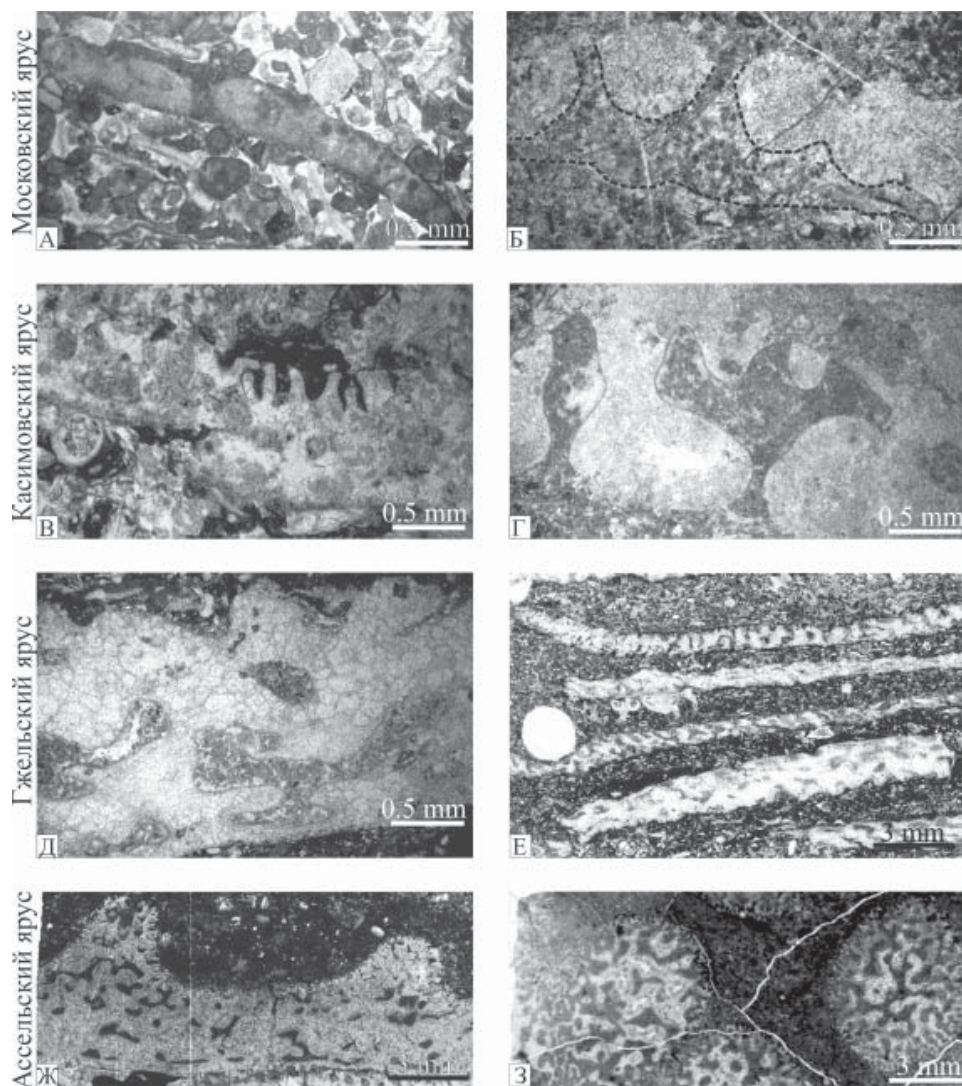
Скелетные остатки *Palaeoaplysina* широко распространены в верхнекаменноугольно-нижнепермских карбонатных отложениях северного полушария. В связи с тем, что палеоаплизиновые известняки слагают многочисленные нижнепермские органогенные постройки, в последние годы отмечается неподдельный интерес исследователей к этой группе организмов [6, 7, 9 и др.] и обсуждалось разное их положение в живом мире (наиболее полный обзор [3]). Нашими исследованиями было показано гидрозойная природа этих организмов [3, 4].

Несмотря на широкий стратиграфический диапазон развития *Palaeoaplysina* от московского яруса среднего карбона [9] до артинского яруса нижней перми [5], все эти организмы определяются только как *Palaeoaplysina laminaeformis* Krotov. Б. И. Чувашов [5] отмечает слабое значение палеоаплизин для стратиграфии и считает необоснованным выделение новых видов из-за недостаточной изменчивости основных скелетных элементов этих организмов. Однако, на изменения в строении палеоаплизин указывалось ранее [на-

пример, 1]. В последние годы были выделены два палеоэкотипа этих гидроидов [2, 8], а на основании морфологических данных были выделены 4 морфотипа палеоаплизин [6]. Опыт исследований показал, что большую роль в строении скелетов палеоаплизин, как и в их жизнедеятельности, играла система каналов [4].

Автор в течение ряда лет (2006–2009) занимался изучением верхнекаменноугольно-нижнепермских карбонатных отложений западного склона Северного Урала. Во многих образцах разного возраста (верхняя часть среднего карбона–ассельский ярус нижней перми) отмечались остатки скелетов палеоаплизин, изучение которых позволило выявить основные изменения в системе каналов по времени.

Средний карбон, московский ярус. Первые палеоаплизин появляются в конце среднего карбона [1, 9] и имеют наиболее простое строение (рисунок А, Б). В шлифах отмечается толстый столон, проходящий в нижней части скелета параллельно его поверхности, от которого каждые 0.2–0.25 мм отпочковываются побеги.



Среднекаменноугольно-нижнепермские палеоаплизины западного склона Северного Урала.

А—Б: среднекаменноугольные палеоаплизины (р. Илыч). Средний карбон, московский ярус, мячковский горизонт. **А:** обр. Ил70/21-2006. **Б:** обр. Ил84/1-2006. Система каналов обведена черной пунктирной линией.

В—Г: верхнекаменноугольные палеоаплизины (р. Илыч). Отмечается разделение побегов в верхней части пластины. Верхний карбон, нижняя часть касимовского яруса. **В:** обр. Ил70/1-2006. **Г:** обр. Ил84/11-2006.

Д—Е: гжельские палеоаплизины (р. Унья). Отмечается усложнение строения системы каналов. Верхний карбон, гжельский ярус, николевский горизонт. Обр. Ун29/2-2002 (любезно предоставлено А. Н. Сандулой)

Ж—З: ассельские палеоаплизины (р. Унья). **Ж:** Общий план строения: постепенное усложнение строения снизу вверх (зоны А, Б и В, по: Пономаренко и др., 2014). Нижняя пермь, ассельский ярус, холодноложский горизонт. Обр. П-Ун28/30-2009. **З:** Продольное сечение через бугорки на верхней поверхности скелета. Нижняя пермь, ассельский ярус, шиханский горизонт. Обр. П-Ун28/212-2009.

Верхний карбон, касимовский ярус. Первые изменения в строении системы каналов палеоаплизин отмечаются в нижней части верхнего карбона. Основа строения остается такой же, как у среднекаменноугольных *Palaeoaplysina*, однако в верхней части побеги разветвляются под прямыми углами, с образованием нескольких более тонких побегов, соединяющихся с поверхностью скелета (см. рисунок В, Г). Также в касимовское время впервые отмечается появлением скелетов с многоуровневым развитием столонов, однако, этот вопрос требует дальнейших исследований и освещения.

Верхний карбон, гжельский ярус. В изученных верхнекасимовских и ниже-среднегжельских отложениях остатки палеоаплизин не отмечаются. Остатки скелетов этих гидроидов хорошей сохранности были обнаружены в верхнегжельских известняках на р. Унья. Здесь они имеют более сложное многоуровневое зональное строение (см. рисунок Д, Е). Система каналов в нижней части пластин имеет относительно простое строение, а в верхней части скелета — сильно ветвится.

Нижняя пермь, ассельский ярус. Нижнепермские палеоаплизины имеют наиболее сложное зональное строение (см. рисунок Ж, З). Выделя-

ются три зоны: А — нижняя половина пластины с прямыми и редко соединяющимися гидроризами и гидрокаулюсами; Б — верхняя часть пластины с бугорками и сильно ветвящимися и искривленными гидроризами и гидрокаулюсами; В — самая верхняя часть пластины (0.1–0.2 мм) с активно ветвящимися гидрокаулюсами.

Таким образом, приведенные данные показывают, что строение системы каналов палеоаплизин претерпело определенные изменения по времени. Эволюционные изменения характеризуются усложнением внутреннего строения скелетов этих гидроидов. Стратиграфически значимыми изменениями являются усложнение строения побегов на границе среднего и верхнего карбона, а также появление палеоаплизин с наиболее сложным строением в начале ассельского века перми.

Литература

1. Варсановьева В. А., Раузер-Черноусова Д. М. К характеристике среднекаменноугольных отложений р. Илыч // Сборник трудов по геологии и палеонтологии. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1960. С. 94–126.
2. Пономаренко Е. С. Палеоэкологические особенности *Palaeoaplysina* Krotov в верхнекаменноугольно-нижнепермских отложениях Северного Урала. Геологи XXI в. // Матер. Всеросс. науч. конф. студентов, аспирантов и молодых специалистов. Саратов, 2009. С. 13–15.
3. Пономаренко Е. С. Таксономическое положение *Palaeoaplysina* Krotov, 1888 / Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, №2 (218), 2013. С. 21–23.
4. Пономаренко Е. С., Стаценко Е. О., Уразаева М. Н. Гидрозойная интерпретация *Palaeoaplysina* (проблематика) на основе строения системы каналов. Палеонтологический журнал, 2014. №2. С. 1–7.
5. Чувашов Б. И. Морфология, экология и систематическое положение рода *Palaeoaplysina* // Палеонтол. журн. 1973. № 4. С. 3–8.
6. Andersson K. D. The origin, ecology and reef-building contribution of Late Paleozoic *Palaeoaplysina* in Nunavut, Canadian Arctic Archipelago / A thesis of Master of Science. University of Calgary, 2012. 342 p.
7. Andersson K. D., Beauchamp B. Development of a *Palaeoaplysina* reef complex, Ellesmere Island, Canadian Arctic. Recovery — 2011 CSPG CSEG CWLS Convention 1. P. 1–2.
8. Ponomarenko E. S. A structure and ecology of hydroids in Upper Carboniferous-Lower Permian carbonate deposits of the Northern Urals // Proceedings 6 Intern. Conf. "Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology". Moscow: PIN RAS, 2011. P. 227–229.
9. Vachard D., Kabanov P. B. *Palaeoaplysina* gen. nov. and *Likinia* Ivanova and Ilkhovskii, 1973 emend. from the type Moscovian (Russia) and the algal affinities of the ancestral *Palaeoaplysina* n. comb. // Geobios. 2007. V. 40. № 6. P. 849–860.

Флора из пермских отложений Приуралья и эволюция высших растений в пермском периоде

С. К. Пухонто¹, С. В. Наугольных²

¹Государственный геологический музей РАН, ²Геологический институт РАН, Москва

Приуральем мы называем территорию, охватывающую западный склон Урала и Предуральский краевой прогиб с отдельно выделяемой его северной частью — Печорским бассейном. Приуралье — стратотипическая местность пермской системы. Здесь находятся стратотипы ярусов нижнего Приуральского отдела. Стратотипы ярусов Биармийского (среднего) и Татарского (верхнего) отделов Общей Обновленной Восточно-Европейской стратиграфической шкалы находятся на севере и востоке Русской платформы. Только казанский ярус имеет ярусный статус с момента его выделения. Уржумский, северодвинский и вятский ярусы до 2006 г. имели статус горизонтов татарского яруса. Однако по Решению Межведомственной стратиграфической комиссии России 2006 г. эти горизонты были преобразованы в ярусы.

Пермские отложения Урала и Русской платформы представлены в нижней части разреза, в основном, морскими осадками, в средней — преимущественно лагунными, в верхней — континентальными осадками.

Ассельский ярус. В верхней части холодного горизонта Урала встречены ископаемые растения, в составе которых, в основном, хвойные и редкие семена голосеменных: *pp. Calamites* sp., *Walchia schneiderii* Zeil., *W. cf. parvifolia* Flor., *Tylodendron* sp., *Dadoxylon* sp., *Cordaicarpus* sp., *Cardiocarpus*(?) sp., *Samaropsis cf. naumichensis* Zal. [1, 5].

Сакмарский ярус Флора встречена в верхней части сакмарского яруса в отложениях стерлитамакского горизонта (разрез Актасты) — *Walchia piniformis* (Schloth.) Stern., *Odontopteris* (?) sp. [cf. *Odontopteris lingulata* (Goep.) Schm.]. Это евраме-

Сопоставление ярусов шкал пермской системы по флоре

Международная стратиграфическая шкала 2004			Общая стратиграфическая шкала для Бореальных регионов России, 2006			Предлагаемая Общая стратиграфическая шкала для Бореальных регионов России, 2007			Флористические суперкомплексы Волго-Уральской стратотипической области (Есаулова, 1998)		Флористические комплексы в Печорском Приуралье (Пухонто, 1998-2005)					
Система	Отдел	Ярус	Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт					
Пермская	Лопнинский	Чансинский	Татарский	Вятский	Верхний		Татарский	Вятский	Верхний		Татариновый		Pursongia, Tatarina, Aequistomia, Polyssaievia, Tundrodendron, Cladophlebis			
		Учалинский			Нижний				Нижний							
	Гваделупский	Кептенский		Северо-двинский	Верхний			Северо-двинский	Верхний					Физладо-дермовый		Phylladoderma, Wattia, Ruffloria synensis, Cordaites clercii, Bardocarpus synensis, B. superus, Paichioia, Signacularia, птеридоспермы
		Вордский			Нижний				Нижний							
	Родский	Уржумский			Биярмийский	Уржумский				Вячеславивый	Viatcheslavia vorcutensis, Viatcheslaviophyllum vorcutense, Intia, Syrgagia, Kosjunia, Vojnovskya, Ruffloria loriformis, Samaropsis vorcutana					
		Верхний					Казанский	Поволжский	Сокский			Шешминский				
			Нижний													
		Приуральский	Кунгурский	Уфимский			Приуральский	Кунгурский	Соликамский			Вячеславивый		Xiphophyllum kulikii, Cordaites singularis, Ruffloria recta, Cardioneura vorcutensis, Samaropsis triquetra, S. frigida, Zamiopteris longifolia		
	Кунгурский			Иреньский	Филипповский											
				Саранинский												
				Саргинский												
	Артинский		Артинский	Верхний	Нижний	Артинский		Иргинский	Бурцевский		Paracalamites decoratus, P. frigidus, узкие Cordaites, мелкоперышковые Pecopteris, Sylvella, Samaropsis, Bardocarpus aliger					
				Сакмарский				Сакмарский				Сакмарский				
	Ассельский		Ассельский			Ассельский					Calamites, Tylo dendron, Walchia schneiderii, W. sf. parvifolia, Dadoxylon, мелкие семена					

рийские таксоны, позволяющие сопоставить типовые разрезы сакмарского яруса с отложениями европейского отэна.

Близкая по составу флора была найдена в разрезах Кондуровка и Сим на Южном Урале и на р. Кожым на севере Предуральяского прогиба.

Артинский ярус. Флора приурочена, в основном, к верхней половине артинского яруса — саргинскому горизонту. Она тесно связана с еврамерийскими флорами — до 60% общих родов и до 30% общих видов. С ангарской флорой связана слабо — только на родовом уровне, общие же виды отсутствуют. В стратотипической местности выделяются несколько типов разрезов. Найдено десять местонахождений артинской флоры и установлено 2 флористических комплекса [5].

Флора представлена, в основном, членистостебельными, в меньшей степени хвойными и войновскиевыми, а также семенами голосеменных.

Наиболее древние остатки растений на севере Предуральяского прогиба, в том числе и в Печорском бассейне, встречаются в отложениях, возраст которых по фауне датируется как иргинский. Это мелкие узкие листья кордаитов, редкие отпечатки хвоей и семян голосеменных: *Sylvella alata* Zal., *Samaropsis frigida* Neub., *S. triquetra* Zal., *Bardocarpus* ex gr. *aliger* Zal. и др.[6]. В верхах разреза артинского яруса появляются представители членистостебельных, войновскиевых и других групп растений, характерные для отложений сар-

гинского горизонта стратотипической местности, массовое распространение которых в Печорском бассейне происходит на границе артинского и кунгурского ярусов.

Кунгурский ярус. Флористический комплекс отличается высоким таксономическим разнообразием. Он постепенно теряет связь с еврамерийской флорой (в основном, на видовом уровне) и все больше сближается с флорой Печорского Приуралья, на территории которого кунгурский век характеризовался ярко выраженной регрессией. В стратотипической местности бардинский флористический комплекс представлен хвойными, гинкговыми, птеридоспермами, пельтаспермовыми птеридоспермами, членистостебельными, семенами голосеменных и другими группами [1, 4, 5]. На севере Предуральяского прогиба в Печорском Приуралье кунгурские отложения характеризуются флористическим комплексом, в целом отвечающим типовой флоре кунгурского яруса стратотипической местности. Существенным отличием комплекса флоры Печорского Приуралья является почти полное отсутствие в нем гинкговых. Однако около 40% высших растений являются общими для этих регионов, как на родовом, так и видовом уровне [6].

Уфимский ярус. Флора в стратотипических разрезах соликамского горизонта сосредоточена в средней и верхней частях разрезов и представ-

лена, в основном, многочисленными отпечатками плауновых — корой и листьями *Viatcheslavia* и *Viatcheslaviophyllum*, мегаспорами — *Laevigatisporites accinctum* Esaul., немногочисленными мхами, единичными членистостебельными и семенами голосеменных [2, 3].

К северу от стратотипической местности аналоги соликамских отложений прослеживаются в Верхнепечорской и Большесынинской впадинах, на всей территории Печорского бассейна и в Печорской синеклизе. Флористический комплекс достаточно представительный [6, 7]. Для него характерны многочисленные плауновидные *Viatcheslavia vorcutensis*, листостебельные мхи (*Intia*, *Kosjunia*, *Syrjagia*), членистостебельные, папоротники, кордаиты, семена голосеменных. В основании разреза появляются более 40 новых видов и 6 новых родов растений.

Отложения шешминского горизонта в стратотипической местности характеризуются достаточно бедным флористическим комплексом и содержат немногочисленные членистостебельные, папоротники, птеридоспермы, семена голосеменных [2, 3]. Комплекс ископаемых растений, встреченных в отложениях шешминского горизонта, распространенных к северу от стратотипической местности, более богатый, чем в стратотипических разрезах. Это птеридоспермы, новые виды войновских, семян голосеменных, папоротников, псигофиллумов и др. [6, 7].

Флористические комплексы соликамского и шешминского горизонтов отличаются друг от друга. При этом первый больше тяготеет к комплексам кунгурского яруса, а второй — казанского.

Казанский ярус представлен морскими и континентальными отложениями и подразделяется на два подъяруса.

Стратотип **нижнеказанского подъяруса** содержит богатый комплекс растительных остатков [2]. В нём выделен сокский горизонт, во флористическом составе которого доминируют филладодермы, птеридоспермы и папоротники. Стратотип **верхнеказанского подъяруса** характеризуется бедным и однообразным флористическим комплексом: *Paracalamites frigidus* Neub., *Annulina neuburgiana* (Radcz.) Neub. и др. Широко распространены филладодермы нескольких видов. Выделен поволжский флористический горизонт, в котором доминируют птеридоспермы и членистостебельные.

К северу от стратотипической местности казанские отложения широко распространены в пределах Верхнепечорской и Большесынинской впадин и Печорском бассейне. В толще отложений встречаются разнообразные растительные остатки, в основном, того же таксономического состава, что и в разрезах стратотипической местности. Это плауновидные, пельтаспермовые пте-

ридоспермы, членистостебельные, таксоны неопределенного систематического положения pp. *Wattia* и *Zamiopteris* [6, 7].

Растительные остатки в отложениях **уржумского яруса** в стратотипической местности довольно редки и представлены немногочисленными членистостебельными, обрывками перьев папоротников и птеридоспермов, мелкими семенами, харовыми водорослями. К северу от стратотипической местности отложения уржумского яруса содержат мелкие листья войновских и пельтаспермовые птеридоспермы. Членистостебельные встречаются по всей толще яруса в небольшом количестве и очень однообразны. Папоротники, птеридоспермы, плауновые и семена голосеменных имеют подчиненное значение.

Северодвинский ярус. В стратотипических разрезах флора представлена, в основном, родами *Pursongia* (*Tatarina*) и *Peltaspermum*, редкими *Cladophlebes*, *Phylladoderma*, *Ullmannia*, *Quadrocladus*, *Nucicarpus*, *Carpolithes*. Характерно уменьшение роли членистостебельных и папоротников, исчезают руфлории.

В Печорском бассейне флора северодвинского яруса обильна и разнообразна. Типичными представителями ископаемых растений являются пельтаспермовые птеридоспермы, гинкгофиты, папоротники мезозойского облика.

Вятский ярус. Растительные остатки яруса в целом сохраняют облик флоры северодвинского яруса. Доминируют птеридоспермы, исчезают последние представители войновских. Флора известна по небольшому количеству остатков, принадлежащих к основным родам *Pursongia* (*Tatarina*), *Peltaspermum*, из папоротников встречаются *Prynadaeopteris* и *Cladophlebis*.

Флора вятского яруса в разрезах Волго-Уральской области представлена *Phylladoderma* (*Aequistomia*) *aequalis* Esaul., *P. (A.) tatarica* Esaul., *Pleuromeiopsis suchonensis* Zal.

Развитие высших растений Приуралья в пермском периоде было обусловлено как макроэволюционными процессами, приведшими к широкой диверсификации некоторых групп (черновиевые, пельтаспермовые, примитивные гинкговые), так и миграционными процессами (миграцией в конце карбона — начале перми) в пределы Приуралья еврамерийских членистостебельных (семейства *Calamostachyaceae*, *Bowmaniaceae*), эуспорангиатных папоротников (семейство *Marattiaceae*) и хвойных (семейство *Walchiaceae*). Большая часть палеофитных групп, как типично ангарских (порядок *Vojnovskyales*), так и связанных своим происхождением с низкоширотной растительностью, вымирает к концу пермского периода. Другие группы (осмундовые

папоротники, пельтаспермовые птеридоспермы, вольциевые хвойные и гинкговые) продолжают свое развитие в мезозое [8].

Литература

1. Владимирович В. П. Высшие растения. Telomophyta // Атлас характерных комплексов пермской фауны и флоры Урала и Русской платформы. Л.: Недра, 1986. С. 32—38. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. Сер. Т. 331).
2. Есаулова Н. К. Флора и фитоценозальная шкала верхней перми Волго-Уральской стратотипической области. Автореф. дис. ... д. г.-м. н. Казань: КГУ, 1998. 65 с.
3. Корреляция разнофациальных разрезов верхней перми европейской части СССР. Л.: Наука, 1981. 160 с.
4. Наугольных С. В. Флора кунгурского яруса Среднего Приуралья. М.: ГЕОС, 1998. 201 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 509).

5. Наугольных С. В. Раннепермский этап в эволюции флоры и растительности Западной Ангариды. Автореф. дис. ... докт. г.-м. наук. М.: ГЕОС, 2003. 50 с.

6. Пухонто С. К. Стратиграфия и флористическая характеристика пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. М.: Научный мир, 1998. 312 с.

7. Пухонто С. К. Граница нижнего и среднего отделов перми в континентальных фациях на севере европейской части России // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фито-стратиграфии: Тр. Междунар. палеоботан. конф. М., Вып. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 262—270.

8. Пухонто С. К., Наугольных С. В. Эволюция высших растений Приуралья в пермском периоде // Наука и просвещение: к 250-летию Геологического музея РАН. М.: Наука, 2009. С. 319—352.

Граница нижнего и верхнего докембрия на Приполярном Урале

Ю. И. Пыстина¹, А. М. Пыстин¹, П. А. Колесник¹, А. А. Бушенев²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, ²ГБУ РК «Центр по ООПТ», Сыктывкар

pystin@geo.komisc.ru

В официально утвержденных стратиграфических схемах в основании разреза верхнего докембрия Приполярного Урала, как и в более южных районах Уральского региона, выделяются нижнерифейские отложения [5]. Здесь к нижнему рифею отнесены маньхобеинская и шокуринская свиты, которые обрамляют няртинский метаморфический комплекс раннепротерозойского возраста. Выше залегают отложения пуйвинской свиты среднего рифея. К верхнему рифею относятся хобеинская, мороинская (санаизская) и саблгорская свиты. Разрез докембрия венчает лаптопайская свита вендского возраста.

Вместе с тем в результате выполненных 80-х—90-х годах на Приполярном Урале в пределах Ляпинского антиклинория геологических съемок масштаба 1:50000 и более поздних работ по подготовке к изданию карт масштаба 1:200000, а также различных тематических исследований возник ряд вопросов геологии района, особенно в части обоснованности выделения принятых стратиграфических подразделений протерозоя. Прежде всего, это касается нижней части докембрийского разреза, охватывающего возрастную интервал ранний протерозой—средний рифей.

В настоящее время нет полной определенности в возрасте няртинского комплекса, по-разному интерпретируется маньхобеинская свита, существуют разные представления о возрасте по-

род шокуринской свиты, а так же есть сомнения и в возрасте пуйвинской свиты [1—4, 6]. Связано это с тем, что доверхнерифейские отложения рассматриваемого района практически не содержат фаунистических остатков. Имеющиеся геохронологические данные также пока немногочисленны.

Неопределенность в оценке возраста древнейших образований Приполярного Урала и их стратиграфического расчленения порождает ряд вопросов, в т.ч. общеуральского значения. Важнейший из них — какой возраст имеют базальные отложения позднего докембрия на Приполярном Урале: раннерифейский, как в стратотипе рифея на Южном Урале в Башкирском антиклинории [5], или среднерифейский, если шокуринская свита относится к нижнему протерозою, а маньхобеинская свита как самостоятельное подразделение не существует [3], или позднерифейский, если отложения пуйвинской свиты имеют позднерифейский возраст [2].

Авторы доклада также не располагают прямыми данными о возрасте проблематичных образований на границе нижнего и верхнего докембрия Приполярного Урала, но ряд косвенных признаков дают основание для определенных выводов об их стратиграфической позиции. Это сравнительный анализ метаморфизма пород, их структурных особенностей, а также состава и мор-

фологических признаков акцессорных минералов.

Метаморфизм пород. Минеральные парагенезисы, определяющие современный облик няртинского комплекса Приполярного Урала, отвечают условиям амфиболитовой фации умеренных давлений. Аналогичные парагенезисы (в реликтах) установлены в породах маньхобеинской и шокуринской свит. В метаморфитах всех трех стратиграфических подразделений установлены цирконы гранулитового типа, что может указывать на их апогранулитовую природу [4]. Выше лежащие средне-верхнерифейские отложения, в основании которых залегает базальная ошизская толща пуйвинской свиты (R_2), метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Наличие резкого метаморфического несогласия в основании пуйвинской свиты может указывать на принадлежность к разным структурным этапам средне-рифейских отложений, с одной стороны, и более древних, — с другой.

Структурные особенности пород. Общим структурным элементом для пород няртинского комплекса, маньхобеинской и шокуринской свит и перекрывающих их средне-верхнерифейских толщ являются открытые и средней степени сжатости складки с круто ориентированными осевыми поверхностями. Но если в средне-верхнерифейских отложениях складки образованы поверхностями слоистости, то во всех перечисленных подстилающих их стратиграфических подразделениях они представлены пакетами изоклинальных складок. Этот факт служит еще одним доводом в пользу того, что средне-верхнерифейские толщ относятся к другому (более верхнему) структурному этапу, нежели маньхобеинская и шокуринская свиты.

Предполагаемый возраст пород. Достоверные изотопные данные о возрасте пород маньхобеинской и шокуринской свит отсутствуют. Для установления их возраста определенное значение может иметь следующий факт. В них так же, как и в породах близ расположенного няртинского метаморфического комплекса, установлены цирконы «гранулитового» типа (округлые многогранные). Такие цирконы образуются при высокотемпературном метаморфизме, достигающем условий гранулитовой фации. Подобные цирконы во многих гнейсо-мigmatитовых комплексах Урала имеют близкий возраст с модальным значени-

ем 2.1 млрд лет [4]. Для няртинского комплекса он соответствует значению 2125 ± 25 млн лет. Повидимому, к этому же времени относятся ранние проявления метаморфизма в породах упомянутых выше свит.

Таким образом, принимая во внимание приведенные выше факты, наиболее предпочтительным представляется вывод о принадлежности пород маньхобеинской и шокуринской свит к нижнему протерозою. Следовательно, базальные отложения верхнего докембрия в этом районе представлены пуйвинской свитой, в основании которой залегают кварцито-песчаники и слюдисто-кварцевые сланцы ошизской толщи. В утвержденной схеме стратиграфии [5] пуйвинская свита относится к среднему рифею. Однако следует отметить, что возраст пуйвинской свиты не имеет надежного обоснования. Не исключено, что эти отложения имеют позднерифейский возраст, как это считает О.А. Кондиян и его соавторы [2] на основании литологического сходства пуйвинской свиты с верхнерифейской вельсовской свитой.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-И-5-2022.

Литература

1. Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии / Отв. редакторы К. В. Боголепов, О. А. Вотах. Новосибирск: Наука, 1978. 320 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 новая серия). Лист Q-40, 41 — Воркута. Объяснительная записка. СПб.:Изд-во СПб картофабрики ВСЕГЕИ, 2001. 342 с. + 8 вкл. (МПР России, ВСЕГЕИ).
3. Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика, минералогия / А.М. Пыстин, Л.В. Махлаев, А.И. Антошкина и др.: Сыктывкар: Геопринт. 2008. 234 с.
4. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
5. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.
6. Юдович Я. Э., Терешко В. В., Гареев Э. З. Бариевый геохимический горизонт в рифейских карбонатных отложениях Приполярного Урала // Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1988. С. 107—114.

Диноцисты из кимериджских отложений севера Русской платформы

Л. А. Селькова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Исследования палинологических образцов из морских толщ верхней юры севера Русской платформы показывают, что в них, кроме спор и пыльцы наземных растений, содержится многочисленный микрофитопланктон (диноцисты, акритархи, прازیнофиты), микрофораминиферы. Иногда палиноспектры полностью состоят из диноцист, и поэтому расчленение и корреляция морских отложений проводится по этой группе ископаемых.

Упоминания о первых находках диноцист в юрских отложениях Русской платформы содержатся в работах Л. А. Юшко [5], Т. Ф. Возженниковой [1]. Эта группа микрофитофоссилий в целом характеризует прибрежно-морскую и морскую зоны седиментации и в настоящее время широко используется для детального расчленения и корреляции мезозойских морских отложений. Диноцисты являются одной из руководящих групп для стратиграфии мезозоя, и изучение этой группы позволит дать более детальную палинологическую характеристику кимериджским отложениям исследуемого региона, что является важным для построения региональных стратиграфических схем.

Для палинологического исследования были отобраны образцы верхнеюрских отложений из обнажений в бассейнах рек Сысолы и Айюва.

Техническая подготовка образцов на палинологический анализ проводилась по общепринятой методике обработки соляной, азотной, плавиковой кислотами, пирофосфатом натрия. С помощью центрифугирования в тяжелой кадмиевой жидкости проводилось разделение на органическую и минеральную фракцию. Все пробы содержали большее или меньшее количество микрофитофоссилий. Весь фактический материал был подвергнут комплексному палинологическому анализу, включающему одновременное изучение диноцист, прازیнофитов, акритарх, а также спор и пыльцы высших наземных растений. Основное внимание уделялось определению состава диноцист и выявлению стратиграфически важных таксонов. При выделении палинологических комплексов учитывался систематический состав микрофитофоссилий и процентное соотношение отдельных таксонов.

Первые краткие данные о литологическом составе, стратиграфическом расчленении, палинологической характеристике верхнеюрских отложений из обнажения по р. Айюва приведены в

более ранних работах [2, 3]. Разрез был охарактеризован волжскими микрофитофоссилиями. Позднее в ходе полевых работ удалось отобрать образцы из нижней части разреза, ранее скрытой под водой. В результате изучения удалось выявить наличие более древнего палинологического комплекса диноцист, акритарх и прازیнофитов с доминированием диноцист. Последние представлены очень разнообразным систематическим составом. В комплексе лидируют представители р. *Gonyaulacysta* с видами *G. jurassica* (Defl.) Nor. et Sarj. subsp. *adecta* Sarj., *G. jurassica* (Defl.) Nor. et Sarj. subsp. *jurassica*, *Gorka*, *Gonyaulacysta* sp. Чаше встречаются *Gonyaulacysta jurassica* (Defl.) Nor. et Sarj. subsp. *adecta* Sarj. var. *longicornis* Defl., *G. eisenackii* (Defl.), что является характерным для комплексов кимериджского возраста. Многочисленны представители *Rhynchodiniopsis* sp., *R. cladophora* (Defl.), *Ctenidodinium combazii* Dupin, *C. continuum* Gocht, *C. ornatum* (Eis.) Defl. Характерно участие *Rhynchodiniopsis martonense* Bailey et al. Важной особенностью является наличие большого количества *Endoscrinium galeritum* (Defl.) Vozz. В комплексе также присутствуют *Dichadogonyaulax* sp., *Paragonyaulacysta* sp., *Dingodinium* sp., *Lithodinia* sp., *Fromea amphora* Cook. et Eisen., *Fromea* sp., *Pareodinea ceratophora* Defl., *Heslertonina* sp., *Crussolia* sp., *Kalyptea* sp., *Chytroeisphaeridia* sp., *Tubotuberella rhombiformis* Vozz., *Chlamydophorella* sp., *Circulodinium* sp., *Cleistosphaeridium* sp., *Prolixosphaeridium* sp., *Tanyosphaeridium* sp., *Systematophora* sp., *Olygosphaeridium* sp., *Hystrichosphaeridium* sp. *H. orbifera* (Klem.) Stover et Evitt. Важным является присутствие *Sirmiodinium grossii* Alb., *Trichodinium scarburghensis* (Sarj.) Will. et al., *Scriniodinium crystallinum* (Defl.) Klem. Из акритарх встречаются редкие *Micrhystryidium* sp. Во всех образцах отмечается небольшое количество *Microforaminifera* sp.

Однотипный палинологический комплекс выделен из верхнеюрских отложений бассейна р. Сысола. В более ранних работах была приведена литолого-стратиграфическая характеристика данных отложений [4]. В данном комплексе также лидируют разнообразные *Gonyaulacysta jurassica* (Defl.) Norris et Sarj. subsp. *adecta* Sarj., *G. jurassica* (Defl.) Norris et Sarj. subsp. *jurassica*, *G. jurassica* (Defl.) Norris et Sarj. subsp. *adecta* Sarj. var. *longicornis* Defl., *Gonyaulacysta* sp., *Leptodinium* sp., *Ctenidodinium continuum* Gocht, *C. ornatum* (Eisen.) Defl., *Rhynchodiniopsis cladophora* (Defl.), *Fromea amphora* Cook. et Eisen. Значительно количество

Cleistosphaeridium sp., *Chlamidophorella* sp., *Prolixosphaeridium* sp. Кроме перечисленных единично встречаются *Pareodinea* sp., *P. ceratophora* Defl., *Circolodinium* sp. *Chytroesphaeridia* sp., *Olygosphaeridium* sp., *Hystriosphaeiridium* sp. В верхних пластах присутствуют *Cribroperidinium* sp., *C. globatum* (Gitm. et Sarj.) Hel., *Tubetuberella rhombiformis* Vozzhen. Комплекс диноцист сопровождают многочисленные микрофораминиферы, редкие акритархи и прازیнофиты (*Microforaminifera* sp., *Micrhystridium* sp., *Pterospermella* sp.).

В выделенных палинокомплексах, наряду с диноцистами, акритархами и прازیнофитами, встречаются споры и пыльца наземных растений. Это единичные споры папоротникообразных — *Cyahtidites australis* (Coup.), *C. minor* (Coup.), *Gleicheniidites laetus* (Bolch.), *G. senonicus* (Ross); плауновых — *Lycopodiumsporites subrotundum* (K.-M.); пыльца хвойных — *Piceapollenites exilioides* (Bolch.), *Classopollis classoides* (Pflug).

Палинологический комплекс, полученный из отложений бассейна Айюва, имеет более разнообразный систематический состав и содержит большее количество микрофитофоссилий, чем комплекс из аналогичных отложений бассейна р. Сысолы. Детальное изучение комплексов диноцист из разрезов по р. Айювы и Сысолы показало общность их родового и видового состава. Общим является высокое содержание *Gonyaulacysta*, участие *G. jurassica* (Defl.) Norris et Sarj. subsp. *adecta* Sarj. var. *longicornis* Defl. *Rhynchodiniopsis cladophora* (Defl.), *Paragonyaulacysta* sp., *Leptodinium* sp., что характерно для кимериджских комплексов.

Родовой и видовой состав изученных комплексов диноцист исследуемых районов наиболее сходен с кимериджскими комплексами из разрезов Русской платформы, охарактеризованных фауной, для которых также свойственно большое таксономическое разнообразие и значительное количество гониаулякоидных форм (*Gonyaulacysta*, *Rhynchodiniopsis*, *Paragonyaulacysta*,

Leptodinium) [6]. Это позволило датировать выделенные нами комплексы кимериджским возрастом.

Таким образом, диноцисты стали еще одной группой ископаемых организмов, дополнившей палеонтологическое обоснование стратиграфии верхней юры севера Русской платформы. Особенно это актуально, когда в отложениях не встречаются другие палеонтологические объекты.

Литература

1. Возженникова Т. Ф. Введение в изучение ископаемых перидинеевых водорослей. М.: Наука. 1965. С. 156.
2. Лыюров С. В., Селькова Л. А. Геолого-стратиграфическая характеристика Айювинского месторождения горючих сланцев // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. № 12. С. 3—5.
3. Селькова Л. А., Лыюров С. В., Бурдельная Н. С., Бушнев Д. А. Микропалеонтологическая и геохимическая характеристика сланценосных отложений средне-волжского времени на р. Айюва (приток р. Ижмы, бассейн р. Печоры) / Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов. Издательский центр «Наука». 2009. С. 213—215.
4. Лыюров С. В., Безносков П. А., Селькова Л. А., Михеев В. В. Юрские отложения в окрестностях с. Визинги // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда РК Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2009. С. 205—208.
5. Юшко Л. А. Новые данные о распространении перидиней в центральных районах европейской части СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР. вып. 5. М. 1962. С. 98—101.
6. Riding J., Fedorova V. A., Ilyna V. I. Jurassic and lowermost cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Russian Platform and Northern Siberia // American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation Contributions Series. № 36. 1999. 180 p.

Стратиграфия четвертичных образований листа Р-39 (Сыктывкар)

Л. Р. Семенова¹, А. В. Степунин¹, А. В. Максимов¹, Т. И. Марченко-Вагапова²

¹ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург; ² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Карта четвертичных образований составлена в рамках работ по составлению авторского варианта Государственной геологической карты листа Р-39 (Сыктывкар) м-ба 1:1 000 000 в 2011—2013 гг. По отношению к карте четвертичных образований второго поколения уточнены площади развития среднечетвертичных ледниковых комплексов, в том числе — краевых и осцилляторных образований, уточнено направление движения льдов. Генетические типы отложений во многих случаях уточнены до субгенетического уровня. Отложения, не содержащие органических остатков (вскрывающиеся в эрозионных врезках, либо выходящие на поверхность), впервые охарактеризованы геохронологически (Институт геологии Таллиннского технического университета). Кроме того, для обоснования генезиса и возраста выполнялся палинологический (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН), гранулометрический анализы, определения возраста радиоуглеродным методом (ЦЛ ФГУП «ВСЕГЕИ»). При расчленении отложений были использованы результаты ранее выполненного минералогического, геохимического, петрографического, диатомового, фораминиферового и других анализов.

По условиям формирования, стратиграфическому объёму и времени формирования отложений выделяются четыре крупные зоны — бассейн р. Мезень, бассейн рек Вычегда и Луза, бассейн р. Ижма и бассейн рек Кама и Везьяна (рис. 1).

Образования четвертичной системы представлены широким набором разнообразных по возрасту и генезису континентальных осадков, среди которых — образования плейстоцена в объеме всех звеньев неоплейстоцена и голоцена (рис. 2). На большей части площади мощность не превышает 60 м, в северной части листа — 20 м. Максимальная вскрытая мощность четвертичного покрова составляет 235.0 м (в пределах листа Р-39-1, р. Лэпью, приток р. Луза).

Расчленение четвертичных отложений проведено на генетической и климато-стратиграфической основе в соответствии с рабочей стратиграфической схемой четвертичных отложений Тимано-Печоро-Вычегодского региона, принятой МСК в 1984 г. и использованной во втором издании Легенды Мезенской серии листов Госгеолкарты-200 (1999 г.).

Нижнее звено неоплейстоцена представлено вишерским и помусовским горизонтами.

Первый включает аллювий и лимний, второй — морену и ледниково-озёрные образования. Возраст вишерских отложений подтверждён палинологически, по заключению Ж. А. Фиш, спорово-пыльцевые спектры характеризуют межледниковую эпоху и отождествляются со спектрами нижнего звена. Ледниковый генезис отложений помусовского горизонта подтверждается литологически, разнообразием обломков (петрографическим) и органических остатков (по составу и возрасту).

К среднему звену неоплейстоцена отнесены образования чирвинского горизонта и тимано-уральского надгоризонта, включающего печорский, родионовский и вычегодский горизонты. Чирвинский горизонт представлен аллювиальными и нерасчленёнными аллювиальными и озёрными отложениями. Спорово-пыльцевые комплексы характерны для самых низов среднечетвертичного возраста. Диатомеи указывают на пресноводные условия формирования

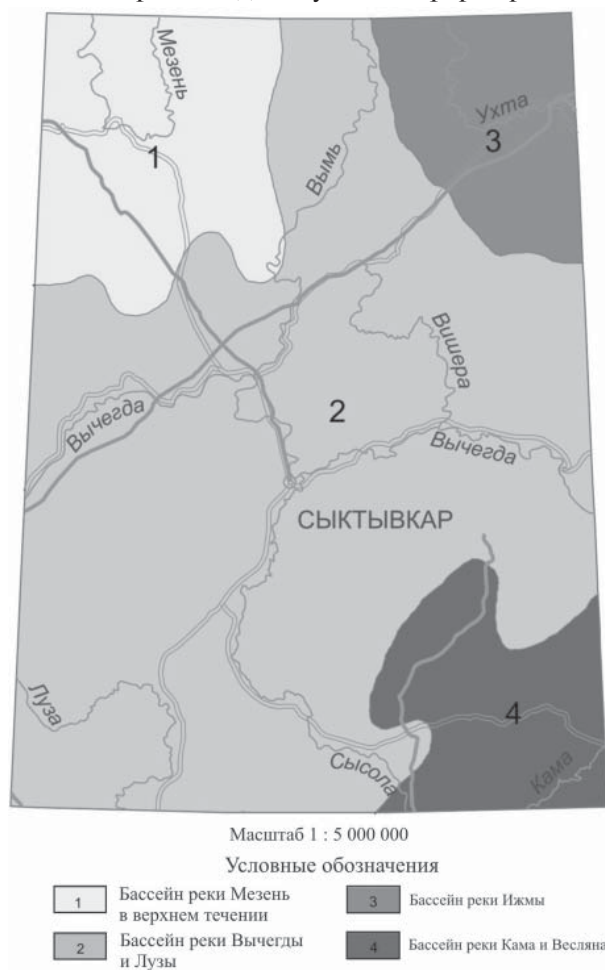


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования четвертичных образований листа Р-39 (Сыктывкар)

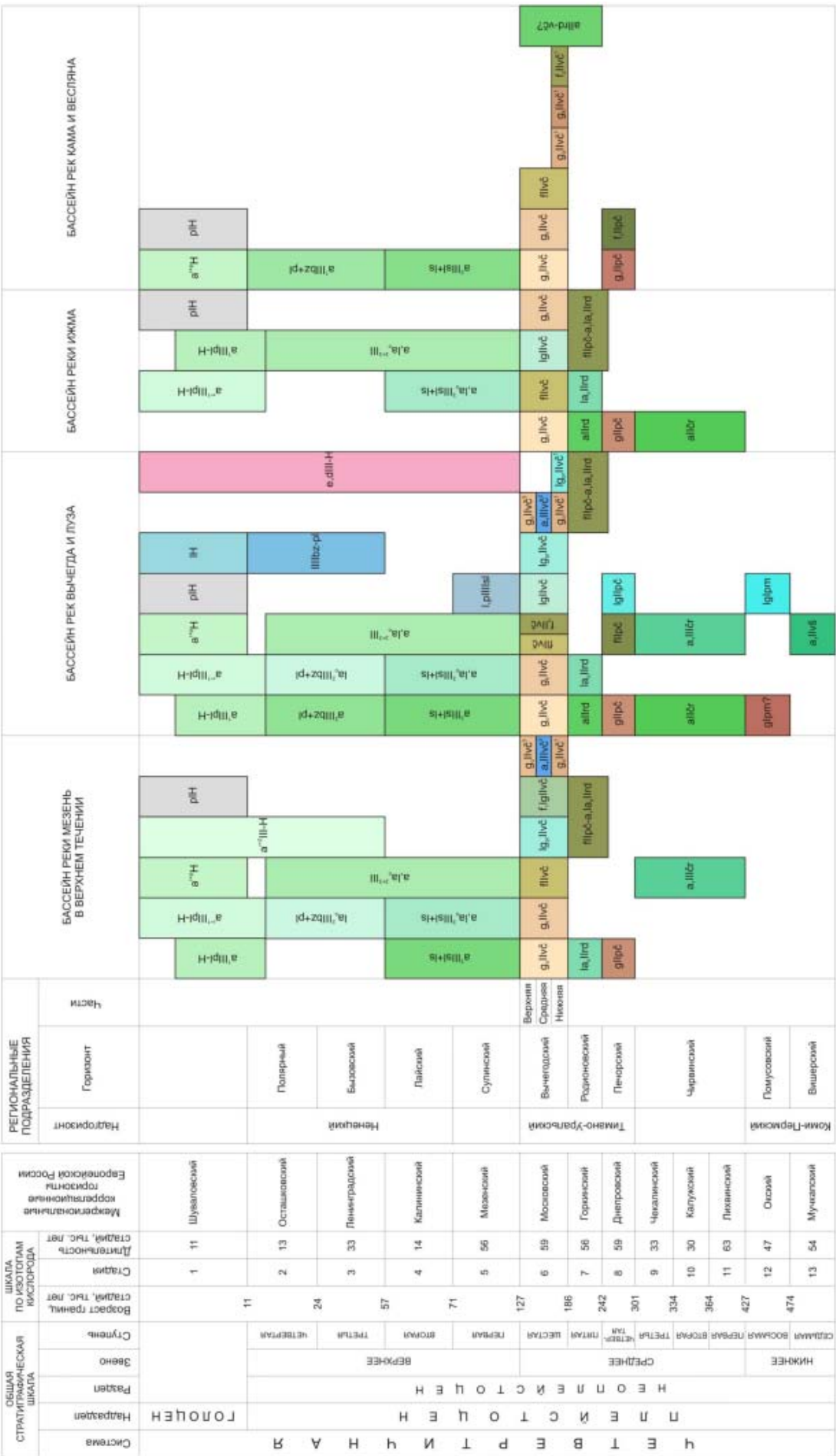


Рис. 2. Схема корреляции четвертичных образований листа Р-39 (Сыктывкар)

осадков (авторы заключений В. М. Смирнов, Э. И. Лосева).

Печорский и вычегодский горизонты представлены ледниковыми комплексами, разделяющих их родионовский — межледниковым. По результатам многочисленных анализов водной вытяжки моренные суглинки печорского горизонта характеризуются гидрокарбонатным кальциевым и магниевым, с участием сульфатов и хлоридов натрия, типом засоления, что косвенно свидетельствует о континентальном генезисе осадков. По данным петрографической разборки установлено, что петрографический состав обломочного материала морены, характеризуется преобладанием пород «тиманского» облика и «местных» осадочных, при полном отсутствии магматических и метаморфических пород Фенноскандинавской области питания.

Для аллювиальных, лимно-аллювиальных отложений родионовского горизонта характерно в палинологических спектрах присутствие *Picea sect. Omorica*, подтверждающее среднеплейстоценовый возраст осадков.

Образования вычегодского горизонта являются рельефообразующими. Формирование вычегодских образований происходило в результате развития двух потоков льда — Скандинавского и Ново-Земельского. Это хорошо видно на карте четвертичных образований по ориентировке и конфигурации комплексов краевых образований.

Верхнее звено. В составе верхнего звена выделяются отложения сулинского горизонта, а также ненецкого надгоризонта, включающего лайский, бызовский и полярный горизонты. Накопление осадков и формирование террасовых уровней в значительной степени зависело от принад-

лежности к тому или иному бассейну рек. Озерные и болотные отложения сулинского горизонта вскрыты лишь в скважине на листе Р-39-XXXI.

Голоцен. Голоцен представлен аллювием русла и пойм, палюстрием и лимнием. Аллювиальные отложения поймы и русла распространены повсеместно. Голоценовые отложения изучены палинологически и геохронологически. Возраст отложений первой озерной террасы оз. Синдорское с учетом условий залегания и по палинологическим данным вероятнее всего отвечает началу голоцена.

На территории листа развиты покровные образования, плащеобразно покрывающие низкие и высокие водоразделы. Представлены они чаще всего лессами.

В дальнейшем необходимо продолжить изучение отложений третьей и второй надпойменных террас, что позволит решить вопрос не только о количестве оледенений в позднем неоплейстоцене, но и уточнить их возраст. Проникновение Новоземельского ледника на северо-восток листа нами выявлено только по геоморфологическим признакам. К настоящему времени не определена окончательно граница вычегодского ледника.

Литература

1. *Андреичева Л. Н.* Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 322 с.
2. *Лавров А. С., Потапенко Л. М.* Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М., 2012. 191 с.
3. *Семенова Л. Р., Пармузин Н. М.* Отчет «Создание комплекта современной геологической основы масштаба 1:1 000 000 листа Р-39 — Сыктывкар», 2013.

Остракоды и конодонты фаменско-турнейских отложений на р. Сывью (Приполярный Урал)

Д. Б. Соболев, А. Н. Плотыцын

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Разрез пограничных фаменско-турнейских отложений на р. Сывью расположен в пределах Кожимского поперечного поднятия на юго-западном крыле Обеизской антиклинали и представлен кремнисто-глинисто-карбонатным (доманикоидным) типом. Изучение этого разреза имеет огромный научный интерес, поскольку разновозрастные отложения в данной фациальной зоне на Приполярном Урале детально изучены лишь в одном разрезе на р. Кожим.

Среднефаменский подъярус сложен переслаиванием темно-серых, серых сгустковых, радиоляриево-сгустковых и микритовых известняков с тонкими прослоями аргиллита и биокластовых известняков. Присутствие радиоляритов, обилие спикул губок в биокластовых известняках, а также микритовая основная масса всех типов карбонатных пород указывают на их глубоководное происхождение. Из фауны встречены раковины брахиопод и остракод, конодонты, редкие остатки рыб и сколекодонты, а также радиолярии и фораминиферы.

Согласно выделенному комплексу конодонтов, среднефаменский подъярус представлен в объеме зон *trachytera* и *postera* стандартной конодонтовой шкалы [7]. Зона ***trachytera*** выделена по присутствию вида-индекса *Palmatolepis rugosa trachytera* Ziegler (проба С-1), а также *Pa. gracilis sigmoidalis* Ziegler, *Pa. gracilis* cf *gracilis* Branson et Mehl и *Polygnathus communis* Branson and Mehl. Нижняя граница зоны ***postera*** проводится по первому появлению вида *Palmatolepis postera* Ziegler (проба С-3) и присутствию характерных видов *Pa. gracilis sigmoidalis* Ziegler, *Pa. gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Pa. rugosa* Branson et Mehl, *Polygnathus granulosus* Branson and Mehl, *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl), *Branmehla inornata* (Branson et Mehl) и *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl).

По остракодам выделены следующие слои с фауной: **слои с *Maternella hemisphaerica*** (*Ceratacratia cerata*, *Absina ventrorostrata* Grunzel; пробы С-2 — С-12), **слои с *Seminolites nudus*** (помимо комплекса нижележащих слоев встречены *Acratia ventriosa* Grunzel и *Bythoceratina brueggi spinosa* Blum.; пробы С-6 — С-11) и **слои с *Harziella ornata*** (помимо комплекса нижележащих слоев встречены *Rectoplacera neolongata* Blum., *Richterina costata* (Reinh. Richter); пробы С-10 — С-16)

Верхнефаменский подъярус сложен переслаиванием радиоляриево-сгустковых, сгустковых, радиоляриевых, и «чистых» микритовых извест-

няков, а так же био-литокластовых известняков с тонкими прослоями аргиллита. Биота представлена брахиоподами, аммоноидеями, конодонтами, остракодами, фораминиферами, сколекодонтами и редкими остатками рыб.

Положение границы между средне- и верхнефаменским подъярусами определяется по основанию зоны ***expansa***, которая проведена по появлению *Pseudopolygnathus brevipennatus* Ziegler (проба С-11) характерного для данной зоны, а также сопутствующим видам: *Ps. trigonicus* (Ziegler), *Bizignathus kayseri* Bischoff et Ziegler, *Polygnathus znepolensis* Spassov, *Po. vogesi* Ziegler, *Po. marginvolutus* Gedik, *Po. communis communis* Branson et Mehl, *Po. ex.gr. inornatus* Branson, *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler, *Pa. gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Pa. gracilis expansa* Sandberg et Ziegler, *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), *Br. disparilis* Branson et Mehl, *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl), *Rhodalepis polylophodontiformis* Wang et Yin и *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl). Верхняя граница зоны ***expansa*** условно проводится по последнему появлению *Br. disparilis* Branson et Mehl (проба С-28). Слои с пробами С-28 по С-31 конодонтами не охарактеризованы.

Нижняя часть подъяруса содержит комплекс остракод слоев с *Harziella ornata*. Начиная со слоя с пробой С-15 заметно обновляется остракодовый комплекс (слои с ***Armilla decorata***), где появляются *Armilla decorata* Sob., *Armilla alveolata* Sob., *Mennerites famenica* Sob., *Timorhealdia nitidula praenitidula* (Blum.), *Bohemina styliolata*, *Spinoalacia bushminae* Schorn., *Corrugabythere longa* Sob., *Plushkinella verrucosus* Sob., а также первые *Shishaella* sp..

В **нижнетурнейском подъярусе** отмечается активизация привноса внутрибассейнового обломочного материала на фоне глубоководных условий осадконакопления, о чем свидетельствует превалирование био-литокластовых известняков с микритовой основной массой. Из фауны, помимо брахиопод, встречаются раковины остракод, аммоноидеи, конодонты, сколекодонты, фораминиферы, а также ходы илоедов.

Слои с *Polygnathus communis* выделены в интервале разреза с пробами от С-326 до С-45 включительно. Распространение в пределах данного биостратиграфического подразделения получили лишь *Polygnathus communis communis* Branson et Mehl, *Po. communis lectus* Kononova, в подчиненном количестве присутствуют *Po.*

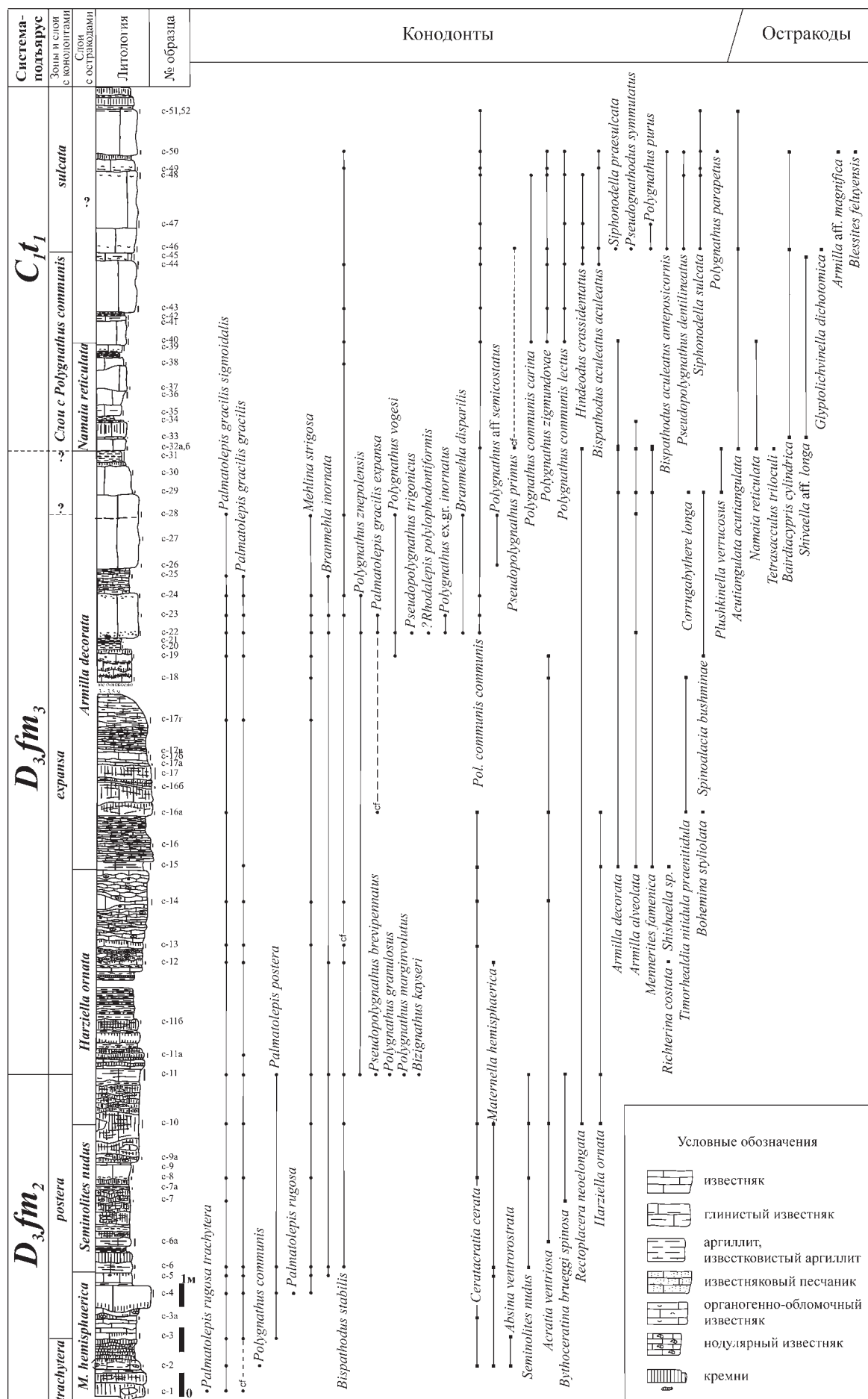


Рис. 1. Распространение конодонтов и остракод в среднефаменско-нижнетурнейских отложениях р. Сывью

communis carinus, Hass *Po. zigmundovae* Zhuravlev и *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl).

Основание зоны *sulcata* определяется по появлению *Siphonodella sulcata* (Hiddle) (проба С-46). Зональному виду сопутствует следующий комплекс конодонтов: *Siphonodella praesulcata* Sandberg, *Polygnathus communis communis* Branson et Mehl, *Po. communis lectus* Kononova, *Po. communis carinus* Hass, *Po. zigmundovae* Zhuravlev, *Po. purus* Voges, *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl), *B. aculeatus aculeatus* Branson et Mehl, в меньшем количестве встречаются *Bispathodus aculeatus anteposicornis* (Scott), *Polygnathus parapetus* Druce, *Hindeodus crassidentatus* (Branson et Mehl), *Pseudopolygnathus primus* Branson et Mehl, *Ps. dentilineatus* Branson et Mehl и *Pseudognathodus symmutatus* (Rhodes, Austin et Druce).

В слое с пробой 32 помимо верхнефаменских таксонов остракод (рис. 1) появляются *Namaia reticulata* Green и *Acutiangulata acutiangulata* (Posn.), а чуть выше *Bairdiacypris cylindrica* (Sam. et Smirn.), *Shivaella* aff. *longa* (Tschig.) и другие. Здесь выделяются слои с *Namaia reticulata* выше которых комплекс остракод приобретает отчетливо раннетурнейский облик с немногочисленными *Glyptolichvinella dichotomica* Pos., *Armilla* aff. *magnifica* Sob., *Blessites feluyensis* и др..

Традиционно граница по конодонтам проводится по первому появлению *Siphonodella sulcata* (Hiddle), и в изученном разрезе ее можно провести в основании С-46. Однако данные по остракодам указывают на более нижнее положение границы (С-32). Следовательно, слои с *Polygnathus communis*, учитывая данные остракодовой био-

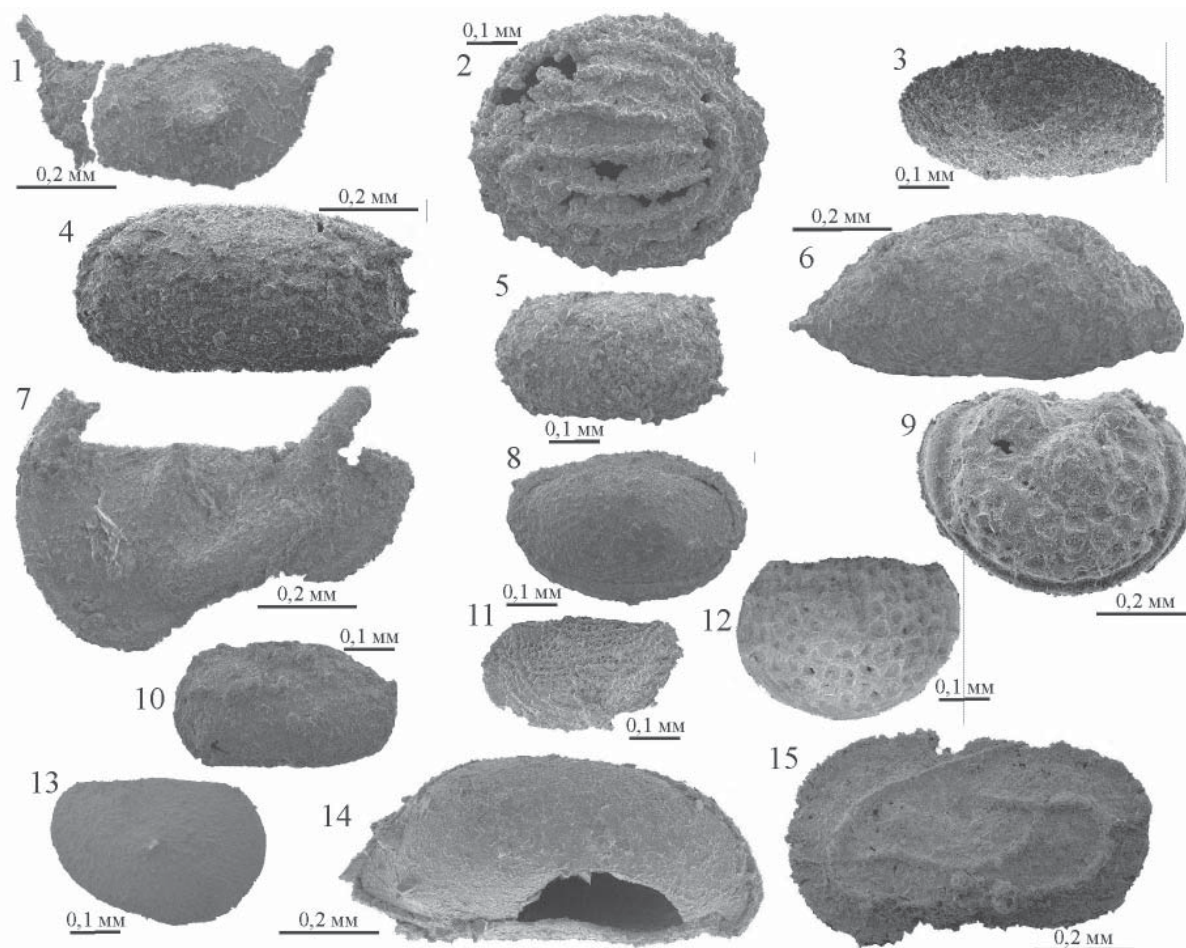


Рис. 2. Характерные виды конодонтов и остракод плитняковой толщи D_3 fm- C_1 t на р.Сывью. 1 — *Ceratacratia cerata* Blum., кол. 333/27-26, проба С-13, правая створка; 2 — *Maternella hemisphaerica* Reinh. Richter, кол. 333/27-24, проба С-12; 3 — *Absina ventrorostrata* Grundel, кло. 333/27-4, проба С-2, левая створка; 4 — *Seminolites nudus* Kotschekova, кол. 333/27-13, проба С-10, целая раковина со стороны левой створки; 5 — *Rectoplacera neolongata* Blum., кол. 333/27-12, проба С-10, левая створка; 6 — *Acratia ventriosa* Grundel, кол. 333/27-52, проба с-16а, правая створка; 7 — *Mennerites famenica* Sob., кол. 333/27-37, проба С-15, левая створка; 8 — *Harziella ornata* Muller-Steffen, кол. 333/27-14, проба с-11, целая раковина со стороны правой створки; 9 — *Armilla alveolata* Sob., кол. 333/23-31, проба С-32а, правая створка; 10 — *Timorhealdia nitidula praenitidula* Blum., кол. 333/27-48, проба С-16а, правая створка; 11 — *Spinoalacia bushminae* Schornikov, кол. 333/25-35, проба С-19, левая створка; 12 — *Namaia reticulata* Green, кол. 333/25-45, проба С-32а, левая створка; 13 — *Shivaella* aff. *longa* (Tschig.), кол. 333/25-40, проба С-33, правая створка; 14 — *Acutiangulata acutiangulata* (Posn.), кол. 333/23-43, проба С-32а, целая раковина со стороны правой створки; 15 — *Glyptolichvinella dichotomica* Pos., кол. 333/25-29, левая створка

стратиграфии, относятся к нижнетурнейскому подъярсу.

Последовательность слоев с остракодами *Maternella hemisphaerica*, *Seminolites nudus* и *Harziella ornata* в фаменском ярусе ранее была установлена в разрезе р. Кожим [5], где *Seminolites nudus* и *Harziella ornata* появляются на одном уровне. В целом этот нижний интервал разреза отвечает кушелгинскому и литвинскому горизонту западного Урала. Верхнюю часть разреза начиная со слоя с пробой С-32 (слои с *Namaia reticulata*) можно уверенно сопоставить с гумеровским и малевским горизонтами.

По результатам предварительного изучения разреза [2, 4, 6], установлены фациальные различия верхнедевонских и нижнекаменноугольных глубоководных отложений и выделены основные литотипы, которые позволяют наметить литоло-

гическое положение границы (событийное). Этому событийному уровню, подобно опорному разрезу р. Кожим [1, 3], вероятно, отвечают прослойки аргиллитов и известковистых аргиллитов (проба С-31). Данный глинистый горизонт можно сопоставить с Хангенбергским глобальным геологическим событием и выделить в качестве седиментологического маркера границы.

Таким образом, комплексные биостратиграфические исследования отложений р. Сывью позволили установить границу между девонской и каменноугольной системой, так же установлена граница между средне- и верхнефаменским подъярусами. Заметное изменение таксономического состава микрофауны (рис. 2) и интерпретация литологических особенностей плитняковой толщи дают возможность наметить положение литолого-стратиграфических аналогов сланцев Хангенберг.

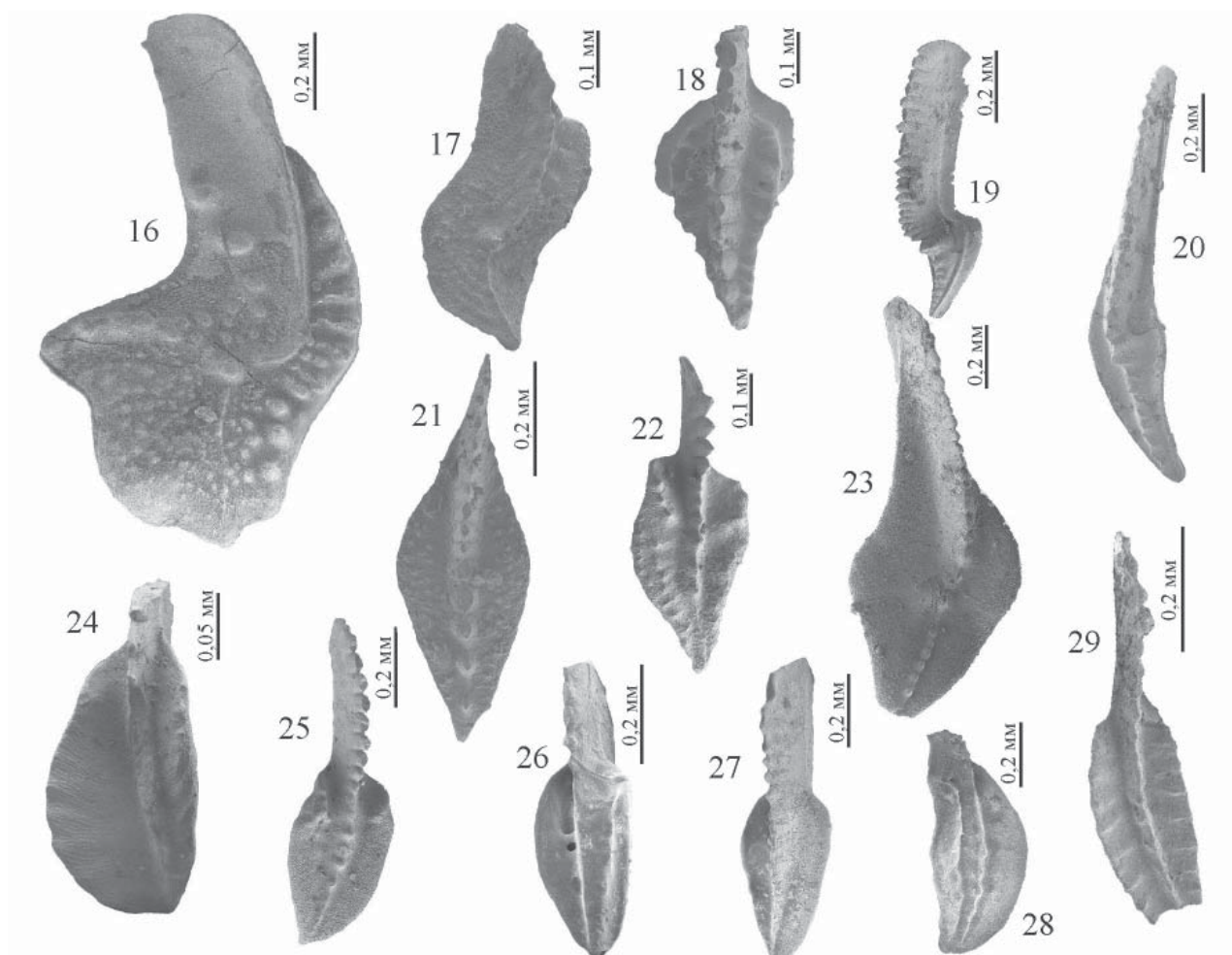


Рис. 2. Характерные виды конодонтов и остракод плитняковой толщи D_3fm-C_1t на р.Сывью. **16** — *Palmatolepis rugosa trachytera* Ziegler, кол. 333/24-12, проба С-1; **17** — *Palmatolepis postera* Ziegler, кол. 333/26-9, проба С-11; **18** — *Pseudopolygnathus brevipennatus* Ziegler, кол. 333/26-10, проба С-11; **19** — *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler, кол. 333/22-4, проба С-23; **20** — *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, кол. 333/24-3, проба С-24; **21** — *Bizignathus kayseri* Bischoff et Ziegler, кол. 333/26-11, проба С-11; **22** — *Polygnathus granulatus* Branson and Mehl, кол. 333/26-30, проба С-11; **23** — *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg et Ziegler, кол. 333/22-1, проба С-22; **24** — *Polygnathus znepolensis* Spassov, кол. 333/26-29, проба С-11; **25** — *Polygnathus communis carinus* Hass, кол. 333/26-44, проба С-40; **26** — *Polygnathus communis communis* Branson et Mehl, кол. 333/24-22, проба С-44; **27** — *Polygnathus purus* Voges, кол. 333/24-24, проба С-47; **28** — *Polygnathus communis lectus* Kononova, кол. 333/24-21, проба С-44; **29** — *Siphonodella sulcata* Hiddle, кол. 333/24-27, проба С-49

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН № 28 «Проблемы происхождения жизни и становления биосферы» (Проект № 12-П-5-1015).

Литература

1. Журавлев А. В. Фациально-стратиграфические аналоги сланцев и известняков Хангенберг на Приполярном Урале // Известия вузов. Геология и разведка. 1990. № 8. С. 121–123.
2. Плотицын А. Н. Особенности осадконакопления плитняковой толщи в позднедевонско-раннекаменноугольное время (р. Сывью, Приполярный Урал) // Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе. Сыктывкар: Геопринт, 2013. Том XVI. С. 45–50.
3. Седаева К. М., Рябинкина Н. Н., Кулешов В. Н., Валяева О. В. Отражение Хангенбергского глобального геологического события рубежа девона и карбона в разрезах западного склона Приполярного (р. Кожим) и Южного (р. Сиказа) Урала. // Литосфера, 2010. № 6. С. 25–37.
4. Соболев Д. Б. Остракоды и биостратиграфия турнейского яруса севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 113 с.
5. Чермных В. А., Кочеткова Н. М., Пазухин В. Н. и др. Пограничные девонско-каменноугольные отложения Северного и Приполярного Урала. // Граница девона и карбона на территории СССР. Минск, 1988. С. 145–151.
6. Sobolev D. B., Vevel Y. A., Zhuravlev A. V., Kamzalakova S. Y. Facies and fossil associations of the uppermost famenian and tournaian deposits of the Iz'yayu river section (Tchernyshev uplift) // Ichthyolith issues, special publication 6, 2000. P. 108–111.
7. Ziegler W., Sandberg C. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1990. V. 121. 115 p.

Верхнепржидольский комплекс конодонтов из мелководных отложений разреза Кожим–236 (западный склон Приполярного Урала)

Л. В. Соколова, Д. Н. Шеболкин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Впервые биостратиграфическое расчленение и палеоэкологический анализ силурийских отложений Тимано-Североуральского региона по конодонтам были проведены С. В. Мельниковым, выделившим в объеме верхнего силура не зависимо от фациальных обстановок родовую экзону *Ozarkodina-Oulodus-Ctenognathodus*. [2,3]. Для разработки более детальной региональной зональной конодонтовой шкалы необходимо продолжение изучения таксономического состава, стратиграфического распространения и палеоэкологии конодонтов в опорном разрезе западного склона Приполярного Урала [3].

Пржидольскому ярусу на западном склоне Приполярного Урала соответствует гребенской надгоризонт, в составе которого выделяются белушьянский и карповский горизонты [4]. Формирование верхнепржидольских отложений в регионе происходило в изменчивых и нестабильных обстановках осадконакопления лагунных фаций и отмельных зон с активной гидродинамикой [1, 4]. Непрерывная стратиграфическая последовательность отложений пржидольского возраста вскрыта в обн. 236 р. Кожим, [1, 5].

В работе представлены результаты микропалеонтологического и литологического изучения отложений III пачки карповского горизонта обн. 236, ранее детально не опробованной на ко-

нодонтовую микрофауну. Пачка III мощностью 9,5 м сложена переслаиванием доломитов известковистых и известняков с преобладанием остракодовой фауны, немногочисленными брахиоподами, табулятами, строматопороидеями и гастроподами. Послойное описание пачки приведено в путеводителе [5].

В результате изучения шлифов из 16 образцов в пачке установлено семь литологических типов пород. Вторичные доломиты (ЛС12-236/6-1, ЛС12-236/6-2, ЛС12-236/8-1, ЛС12-236/9, ЛС12-236/11, ЛС12-236/12, ЛС12-236/14) имеют микро- мелкокристаллическую структуру преимущественно из идиоморфных доломитовых зерен, местами с примесью глинистого материала. Органогенный материал (3-5 %) с фрагментами тонкостенных раковин остракод (от 0.5 до 1 мм), брахиопод.

Известняки микрозернистые с участками перекристаллизации (ЛС12-236/7-2). Органогенный материал (20–35 %): фрагменты остракод в виде разрозненных створок, криноидей, гастропод, брахиопод, мшанок. Доломитизация (5–10 %) рассеянная, либо пятнистая, идиоморфные кристаллы доломита (от 0.01 до 0.1 мм) довольно плотно прилегают друг к другу.

Известняки оолитовые (ЛС12-236/3-2, ЛС12-236/15-2). Оолиты (от 0.1 до 0.4 мм) с од-

ной оболочкой, сформированной вокруг обломка микрозернистого известняка. Форма оолитов от идеально круглой до уплощенной. Обломочный материал (до 15 %) — плохо или хорошо окатанные обломки темно-серого микрозернистого известняка (от 0.02 до 0.2 мм). Органогенный материал (до 15 %): фрагменты остракод в виде разрозненных створок (до 0.2 мм). Цемент (до 20 %): средне - мелкокристаллический кальцит или темный микрит.

Известняки строматопоратово-коралловые (ЛС12-236/10) заключающие колонии строматопороидей (пластинчатые до 40 см длиной) и единичных табулят. Микроскопически имеют кальцитовый тонкокристаллический цемент, пустоты (5 %), заполненные крупнокристаллическим кальцитом, с участками рассеянной доломитизации (до 5 %). Органогенный материал (до 5 %): разрозненные створки остракод, обломки криноидей.

Известняки сгустково-комковатые (ЛС12-236/3-1, ЛС12-236/15-1) состоят из комочков микрозернистого кальцита различной формы с яснокристаллическим цементом, местами доломитизированным. Органогенный материал (около 30 %): остатки толстостенных створок остракод, брахиопод, гастропод.

Известняки биокластовые (ЛС12-236/2, ЛС12-236/7-1). Органогенный материал представлен фрагментами остракод в виде разрозненных створок, криноидей, гастропод, брахиопод, мшанок. Цемент (30 %) — тонко - мелкокристаллический кальцит, в основном базального типа, либо глинистый. Доломитизация (до 20 %) рассеянная, либо пятнистая, идиоморфные кристаллы доломита (от 0.01 до 0.1 мм) относительно плотно прилегают друг к другу.

Известняки лито-биокластовые (ЛС12-236/8-2). Обломочный материал (35 %): окатанные, полуокатанные обломки микрозернистых известняков (от 0.02 до 0.2 мм), реже крупные до 1 мм. Органогенный материал (35 %): фрагменты крупных створок остракод (до 2 мм), брахиопод, гастропод, криноидей, мшанок. Цемент (20 %) — мелкокристаллический кальцит базально-порового типа, участками с примесью пелитоморфного материала. Доломитизация (до 10 %) рассеянная, идиоморфные кристаллы доломита (от 0.01 до 0.1 мм) довольно плотно прилегают друг к другу.

В разрезе пачки установлены породы сформировавшиеся в условиях мелководной части шельфа с подвижной гидродинамикой (известняки лито-биокластовые, биокластовые и оолитовые) и нижней литорали (известняки строматопоратово-коралловые, сгустково-комковатые, известняки микрозернистые, вторичные доломиты).

На конодонтовую микрофауну отобрано и обработано 16 образцов весом от 1.2 до 1.6 кг. Растворение образцов проводилось 8% раствором уксусной кислоты по стандартной методике. Количество конодонтовых элементов на 1 кг породы в пачке III колеблется в широком диапазоне от 0.8 экз. (ЛС12-236/3-2) до 364 экз. (ЛС12-236/14) (см. рисунок). Снижение концентрации конодонтовых элементов наблюдается к верхней границе пачки. Низкое содержание конодонтовых элементов от 2.1 экз. до 14.4 экз. наблюдается в большинстве проб отобранных из вторичных доломитов. Исключение составляют пробы ЛС12-236/12 и ЛС12-236/14 из нижней части пачки, в которых концентрация элементов достигает 81.5 экз. и 364 экз. на 1 кг соответственно.

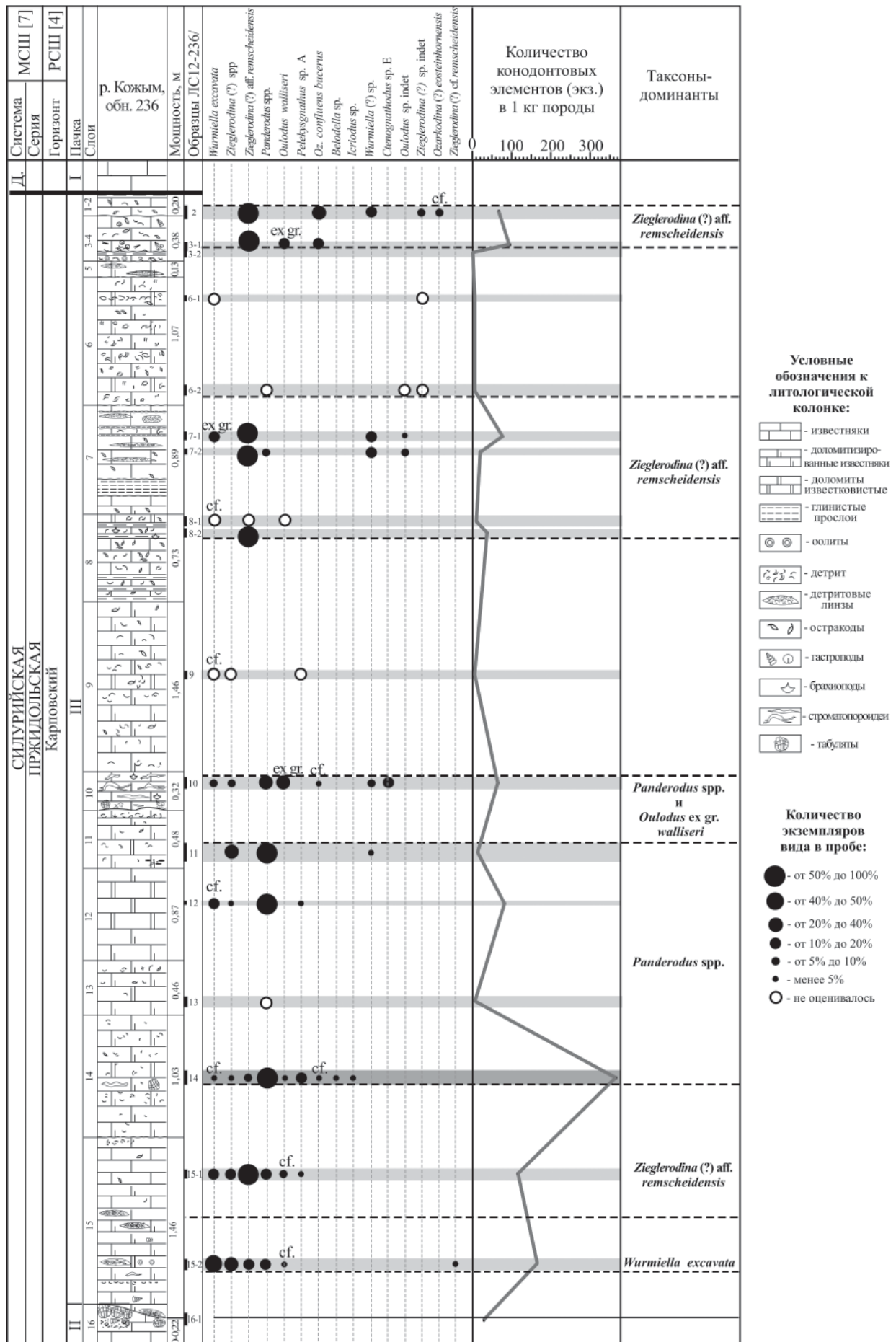
Комплекс конодонтов представлен видами *Ozarkodina* (?) cf. *eosteinhornensis* (Walliser), *Ozarkodina confluens bucerus* Viira, *Oulodus walliseri* (Ziegler), *Wurmiella excavata* (Branson et Mehl), *Zieglerodina* (?) cf. *remscheidensis* (Ziegler), *Zieglerodina* (?) aff. *remscheidensis* (Ziegler), *Ctenognathodus* sp. E, *Pelekysgnathus* sp. A, *Belodella* sp., *Icriodus* sp. и *Panderodus* spp. Определение озаркодиниид проведено с учетом последних данных о ревизии рода *Ozarkodina* [6].

Наиболее высокое таксономическое разнообразие конодонтовой фауны наблюдается в слое 14 на 6,8 м ниже силурийско-девонской границы (см. рисунок). Помимо родов *Zieglerodina* (?), *Wurmiella*, *Ozarkodina*, *Oulodus*, *Panderodus* выделены элементы, принадлежащие к аппаратам *Pelekysgnathus*, *Icriodus* и *Belodella*. Первые два рода ранее были известны из отложений раннедевонского (лохковского) возраста р. Кожым. Представители рода *Belodella* выделены из верхнего силура кожымского разреза впервые.

Доминирующими таксонами в отложениях пачки являются *Zieglerodina* (?) aff. *remscheidensis*, *Wurmiella excavata* и *Panderodus* spp. (см. рисунок). Оценка численного соотношения видов в пробах ЛС12-236/6-1, ЛС12-236/6-2, ЛС12-236/8-1, ЛС12-236/9, ЛС12-236/13, где количество элементов не превышает 10 экз. на 1 кг породы не проводилась. Вид *Zieglerodina* (?) aff. *remscheidensis* определен из известняков микрозернистых, сгустково-комковатых, биокластовых и лито-биокластовых. Преобладание представителей рода *Panderodus* наблюдается во вторичных доломитах.

Конодонты *W. excavata* встречены в доломитах, известняках строматопоратово-коралловых, сгустково-комковатых, оолитовых и биокластовых.

Таким образом, в отложениях III пачки карповского горизонта обн. 236 р. Кожым, сформировавшихся в разнообразных обстановках ли-



Распространение и таксономический состав комплекса конодонтов пачки III карповского горизонта обн. 236 р. Кожым

торали и мелководной части шельфа с подвижной гидродинамикой, преобладают конодонты *Zieglerodina* (?) aff. *remscheidensis*, *Wurmiella excavata* и *Panderodus spp.*

Работа выполнена при поддержке молодежного проекта Президиума УрО РАН № 14-5-НП-241 и программы Президиума РАН № 12-П-5-1015.

Литература

1. Безносова Т. М. Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 217 с.
2. Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук, 2001. 110 с.
3. Мельников С. В. Мелководные конодонты силура в опорном разрезе Приполярного Урала (р. Ко-

жым) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999б. С. 275—278.

4. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой) / Сост. Н. Я. Анцыгин. Екатеринбург, 1994. 152 с.

5. Опорные разрезы верхнего силура и нижнего девона Приполярного Урала / Отв. редакторы В. С. Цыганко, В. А. Черных. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1983. 74 с.

6. Murphy M. A., Valenzuela-Rios, Carls P. On classification of Pridoly (Silurian)-Lochkovian (Devonian) spathognathodontidae (Conodonts) // University of California, Riverside Campus Museum Contribution, 2004. Vol. 6. P. 1—25.

7. Ogg J. G., Ogg G., Gradstein F. M. The concise Geologic Time Scale. New York: Cambridge University Press, 2008. P. 57—63.

Палинотратиграфическая изученность девонских отложений ярегского нефтетитанового месторождения (Южный Тиман)

О. П. Тельнова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Ярегское нефтетитановое месторождение — одно из самых крупных месторождений тяжелой нефти и титановой руды (около 50 % всех разведанных на настоящее время запасов титанового сырья России) в Российской Федерации и второе в мире место, где нефть из недр извлекают особым шахтным способом.

Месторождение расположено в Ухтинском районе Республики Коми на 25 км южнее города Ухты Республики Коми. Ярегское нефтяное месторождение приурочено к широкой пологой асимметричной антиклинальной складке в северо-западной части Ухта-Ижемского вала на северо-восточном склоне Южного Тимана вблизи области его постепенного перехода в Печорскую депрессию. Присводовая часть антиклинали осложнена Ярегским, Южно-Ярегским, Лыаельским и Вежавожским локальными поднятиями. Промышленная нефть залегает на глубинах 130—300 м в кварцевых хорошо проницаемых песчаниках среднего девона (продуктивный пласт III).

Первое упоминание об Ухтинской нефти относится к концу XV века. С поисковых и разведочных работ на нефть в 1960—61 годах в бассейнах рек Ухты, Ярега, Чуть, Лыаель начинается систематическое геологическое изучение района Ярегской структуры. Показана серьезная роль

разрывных нарушений в формировании структуры, наличие локальных перерывов при формировании отложений джьерской и тиманской свит и т.д.

Кроме нефти в девонских песчаниках обнаружены повышенные концентрации лейкоксена. Продуктивный пласт мощностью 30—100 м несогласно перекрывает метаморфические сланцы рифея, делится на два рудных горизонта. Нижний горизонт сложен грубо — и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, верхний — полимиктовыми конгломератами и разномиктовыми кварцевыми песчаниками.

Первые палинологические исследования на Южном Тимане проведены И. А. Войтович [1]. Базальные девонских отложения выделены в чибьюские слои, включающие пласты III, II и IIa. Возраст чибьюских слоев определен как эйфельский. Выше лежащие отложения (пласты IV, IVb, IVa) охарактеризованы палинокомплексами живетского и раннефранского возраста.

Дальнейшими палеонтологическими работами уточняется возраст литологических пачек III пласта [3]. Первая пачка, представленная грубозернистыми полимиктовыми песчаниками с конгломератами и прослоями аргиллитов, имеет мо-

соловский возраст. Вторая пачка, состоящая из мелкозернистых кварцевых песчаников с подчиненными прослоями аргиллитов, содержит палинокомплекс, соответствующий XV комплексу старооскольского горизонта Центрального девонского поля (ЦДП). Из третьей литологической пачки (песчаники, алевролиты, глины) получен палинокомплекс (*Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *A. timanicus* Naum., *A. macromanifestus* Naum., *Hymenozonotriletes discors* Tschibr., *H. incisus* Naum.) возраст, которого определен как пашийский. В современных палинотрастиграфических реконструкциях подобный таксономический состав палинокомплекса считается индифферентным (встречается во всем диапазоне палинологической зоны *optivus-krestovnikovii*), поэтому не может характеризовать узкий стратиграфический интервал [6].

В настоящее время живетский ярус среднего девона рассматривается в объеме палинозоны *Geminospora extensa*, соответствующей в районах ЦДП воробьевскому, ардатовскому и муллинскому горизонтам (старооскольский надгоризонт). В Ухтинском районе из песчаников средней части III пласта описан аналог воробьевского палинокомплекса [6].

Долгое время все вулканогенные образования на Южном Тимане датировались средним девоном. В результате палинологических исследований обоснован франский возраст отложений, залегающих на Яреге (центральная часть Ухтинской складки) в основании базальтовых покровов [1, 3, 4]. Позже [7], доказана приуроченность вулканических проявлений к раннекыновскому времени.

Впервые по палинологическим данным установлен койвенский возраст базальных отложений девона Ярегского месторождения (скв. I-КС Лыаель, инт. 216.8–207.4 м) [5]. В разрезе скважины на метаморфических темно-серых сланцах залегает аргиллит серый плитчатый, средней крепости, с линзами и прослоями песчаника почти черного, кварцевого, мелкозернистого, насыщенного нефтью, с включениями макрофлоры. Выше (212.0–207.4 м) разрез представлен песчаником коричневым, кварцевым, тонкозернистым с прослоями аргиллита светло-серого и алевролита серого, плотного с включениями раздробленной углефицированной макрофлоры. Палинокомплекс содержит единичные споры с тонким пленчатым периспорием: *Diaphanospora inassueta* (Tchib.) Arkh., *Hymenozonotriletes macrotuberculatus* Arch., *H. impolitus* var. *madestus* Tschibr., *H. melanidus* Naum. var. *calceolicus* Tschibr., из других групп: *Leiotriletes nigratus* Naum., *Retusotriletes plicatus* Allen.

В последнее десятилетие активизировалось изучение Ярегского нефтетитанового месторож-

дения. Бурение осуществлялось с целью изучения структурного плана кровли рифейских и средневерхнедевонских отложений, уточнения деталей строения площади, вскрытия пласта III с отбором керна для определения нефтеводонасыщенности и коллекторских свойств, отбора глубинных проб нефти, замеров пластовых температур и давлений. Проведено палинотрастиграфическое изучение керна пробуренных скважин.

В палиноспектрах из керна скважин 838 (инт. 282.05–282.25 м), 848 (инт. 292.8–288.0 м), 866 (инт. 283.0–281.6 м) доминируют (60–70 %) мелкие споры с простой морфологией (*Acanthotrilete perpusillus* Naumova, *Retusotriletes laevis* Tchib., *Azonomonoletes microtuberculatus* Tchib., *Diatomozonotriletes devonicus* Naumova и др.). Для палиноспектров характерны разнообразные таксоны спор с тонким пленчатым периспорием (*Calyptosporites velatus* (Eisenack) Richardson, *Diaphanospora impolita* (Tchib.) Arkh. var. *modestus* Tchib. и др.), в т.ч. *Diaphanospora inassueta* (Tchib.) Arkh. — вид-индекс одноименной миоспоровой зоны, характеризующей в восточных районах Русской платформы и Урала койвенский горизонт и нижнюю часть бийского горизонта (верхняя часть эмсского яруса, нижний девон) [2].

В образцах керна из скважин 882 (инт. 297.2–297.4 м); 846 (инт. 293.4–293.55 м); 871 (инт. 278.85–279.0 м) доминируют (40–50 %) мелкие споры с простой морфологией (*Acanthotrilete*, *Leiotriletes*, *Retusotriletes*, *Azonomonoletes*, *Diatomozonotriletes* и др.). Субдоминантами являются разнообразные таксоны спор с тонким пленчатым периспорием (*Calyptosporites*, *Hymenozonotriletes*, *Perotriletes* и др.). Таксономический состав палиноспектров соответствует комплексу спор зоны ***Rhabdosporites langii***, характеризующей на Русской платформе мосоловский и чернойарский горизонты (верхняя часть эйфельского яруса, средний девон) [2].

В палиноспектрах из керна скв. 895, инт. 203.0–199.35 м доминируют (50–70 %) споры археоптерисовых растений (*Geminospora micromanifesta* (Naumova) Arkh., *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Arkh. var. *collatus* Tchib., *Geminospora rugosa* (Naumova) Obukh. и др.). Субдоминантой (до 30 %) является группа спор с мелкошиповатой скульптурой экзины — *Acanthotrilete similis* Naumova, *Acanthotriletes bucerus* Tchib., *Acanthotrilete uncatus* Naumova и др. Палиноспектры соответствуют комплексу спор палинозоны ***Acanthotriletes bucerus*–*Archaeozonotriletes variabilis insignis***, характеризующей джьерский горизонт в Тимано-Печорской провинции [2].

Результаты палинологического анализа керна ряда скважин, пробуренных в пределах Ярегского месторождения, подтвердили фраг-

ментарное присутствие раннедевонских отложений в базальной части терригенного разреза. Ранее [5], сходный палинокомплекс был установлен в образцах керна скв. I-КС Лыаель. Описан богатый (40 видов) таксономический состав палинокомплекса зоны *Rhabdosporites langii* и детализирована палинологическая характеристика джьерского горизонта.

Исследования выполнены по Программе РАН 12-П-5-1015.

Литература

1. *Войтович И. А.* К вопросу о возрасте пашийских и чибьюских слоев юго-восточного Притиманья // Докл. АН СССР. 1957. Т.115, № 5. С. 978–979.
2. Зональная стратиграфия фанерозоя России / Под ред. Т. Н. Корень. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2006. С. 64–76
3. *Мотовилов П. И.* К палинологической характеристике девонских отложений Ухтинского района // Докл. АН СССР. 1965. Т.163, №4. С. 950–952.
4. *Пыхова Н. Г.* Спорово-пыльцевые комплексы доманикового горизонта Русской платформы и их стратиграфическое значение: Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: Геол. ин-т АН СССР. 1956. 16 с.
5. *Тельнова О. П.* Этапы развития девонских миооспор // Обоснование границ стратиграфических подразделений. Сыктывкар, 1994. С. 16–26. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Вып. 82).
6. *Тельнова О. П.* Миоспоры из средневерхнедевонских отложений Тимано-Печорской нефтегазодной провинции. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 134 с.
7. *Холмовая Р. С., Раскатова Л. Г., Кушнарева Т. И.* О времени формирования базальтовых покровов в вулканогенно-осадочной толще на Южном Тимане. Воронеж. ун-т. Воронеж, 1980. 9 с. (рукопись деп. во ВИНТИ 14 авг. 1980 г., «3621-80 Деп.).

Событийные явления на территории континента Лавруссия как основа стратиграфических корреляционных схем девонской системы

В. С. Цыганко

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В конце силурийского периода произошли сближение, а затем спайка двух крупных материков — Северо-Американского и Восточно-Европейского с образованием единого континента Лавруссия. На территории последнего это событие нашло отражение в существенном сокращении глубин эпиплатформенных бассейнов вплоть до осушения значительных территорий. На западе большей части Северо-Американского материка за этим последовало прекращение осадконакопления. Сходные процессы происходили и на востоке континента Лавруссия — Восточно-Европейском материке. Судя по имеющимся реконструкциям, на протяжении силурийского и девонского периодов морской бассейн на территории Печорской плиты был связан с Уральским палеоокеаном. В пределах плиты и ее восточного перикратонного опускания преобладало накопление мелководных осадков, среди которых в позднем силуре и в начале раннедевонской эпохи преобладали карбонаты — известняки и доломиты. Лишь на участке материкового склона шло образование глубоководно-шельфовых и батинальных осадков. При этом, согласно данным Н. И. Тимонина [3], начиная со среднего ордовика по ранний девон включительно на площадях западнее современного Урала (Большеземельский палеосвод, центральная часть нынешней Печорской

синеклизы, ряд локальных структур) средние скорости осадконакопления были значительно более низкими.

Что касается отложений, приуроченных к рубежу силур/девон, все исследователи, изучавшие данный интервал разреза на территории Печорской плиты на протяжении многих лет, отмечали в основном согласное залегание нижнедевонских образований на верхнесилурийских. На р. Кожым венчающие разрез силура глинистые доломитистые известняки согласно перекрываются тонким прослоем (8–9 см) зеленовато-серого гидрослюдистого аргиллита, сменяемого выше пластом темно-серого массивного известняка (1.2 м), основание которого (8–10 см) представляет собой мелкогалечный конгломерат. Обломки в последнем сцементированы оолитовым известняком [2].

Установленное на востоке и северо-востоке Печорской плиты седиментационное событие характеризовалось значительным площадным распространением, но существенно меньшей продолжительностью. Дополнительные исследования рассматриваемого уровня в разрезе на р. Кожым (обн. 236) подтвердили предположение о кратковременном падении уровня моря. У самой границы систем в интервале 10 см установлено аномальное по сравнению с подстилающими

ми и перекрывающими отложениями содержание Mn, составляющее от 1.0 до 1.8 кг/т.

Эмский интервал нижнего отдела девона представлен на европейском Северо-Востоке внизу слабо трансгрессивными отложениями такатинской свиты, сменяющимися трансгрессивными образованиями койвенской (вязовской) и бийской свит, охарактеризованными богатыми комплексами морской биоты. Приведенные данные свидетельствуют о трансгрессивном характере вязовско-койвенских и бийских отложений, что позволяет рассматривать это явление в качестве вязовского события, названного по типовому разрезу вязовской свиты на Южном Урале. Вязовское регрессивно-трансгрессивное событие является региональным проявлением глобального **далее́ского события**, зафиксированного на данном уровне практически на всех континентах.

На значительной части североамериканской территории континента Euramerica далее́скому событию предшествовал перерыв в осадконакоплении, как следствие длительного эвстатического падения уровня моря, начавшегося еще в конце пражского века. Отмеченные событийные явления отразились на биоразнообразии практически всех групп организмов. Примером может служить биоразнообразие брахиопод, количество родов которых существенно сократилось на рубеже злихова и далее [5, 6].

В эволюции сообществ организмов фанерозоя важный рубеж приурочен к концу среднедевонской и началу познедевонской эпохи. Пусковым механизмом начавшейся в это время перестройки сообществ организмов в акватории прибрежных морских бассейнов Лавруссия явилось регрессивно-трансгрессивное событие, известное как событие **таганик (Taghanic event)**. Название события происходит от яруса Taghanic, которое дал соответствующему интервалу разреза среднего девона Купер [4]. На Урале это событие давно зафиксировано практически во всех разрезах западного склона Урала и востока Русской платформы перерывом в осадконакоплении, предшествовавшим образованию пашийской свиты и известно как **пашийский (предпашийский) перерыв** [1]. Терригенные образования пашийской свиты залегают с размывом на различных уровнях более древних подстилающих отложений, имеющих возрастной диапазон, вплоть до докембрийских пород венда. Учитывая, что в среднем девоне восточная окраина Русской платформы находилась в зонах тропического и субтропического климата, на многих участках этих регионов активно происходило латеритное выветривание и формирование пород бокситового ряда. В результате события **таганик** на рубеже ранний / поздний живёт глобальных масштабов при-

обрело полное вымирание цистиморфных кораллов ругоз и массивнораковинных брахиопод отряда Terebratulida (Stringocephalus, Renssellandia и др.), существенно сократилось биоразнообразие среди других групп организмов. На западном склоне Урала и на востоке Восточно-Европейской платформы трансгрессивная фаза события представлена пашийской и кыновской свитами и их аналогами, отражающими постепенное наступление моря.

Несмотря на то, что в кыновское время восстановились близкие к нормальноморским условия обитания, бентосным организмам на западном склоне Урала и на восточной окраине Русской платформы была свойственна высокая степень провинциализма. Последний был нарушен в начале позднего девона в результате эвстатического события **фран (Frasnes event)**, приведшего к ликвидации большинства изолированных экологических ниш и широкому распространению космополитных и полирегиональных таксонов.

В ходе значительного повышения уровня Мирового океана подверглись окончательному вымиранию большинство бентосных организмов, переживших событие Таганик, а также значительная часть сообществ преимущественно эндемичных организмов, появившихся и существовавших в позднем живете (пашийское и кыновское время). В то же время событие **фран** ознаменовалось существенным увеличением разнообразия головоногих моллюсков и особенно аммоноидей. Вместе с тем событие **фран** привело к ликвидации большинства существовавших в позднем живете изолированных экологических ниш и широкому распространению космополитных и полирегиональных таксонов.

Рассмотренные данные о глобальных событийных явлениях, их масштабах и о характере связанных с ними изменений в составах сообществ позволяют предположить, что в данном случае речь идет о сложном цикле событийных явлений, приведшем в итоге к кардинальным изменениям в составе прежде всего морской биоты. Заключительное событие цикла **фран (Frasnes event)** достаточно хорошо следится на всех континентах и может рассматриваться в качестве надежного репера границы двух отделов девона, легитимность которой не вызывает сомнений. Поскольку начальный эпизод цикла — событие **таганик**, давшее старт перестройке сообществ организмов в позднем живете, широко проявилось на востоке Русской платформы и на Урале, где было давно известно как пашийский (предпашийский) перерыв, для данного регрессивно-трансгрессивного события предлагается использовать название **таганик—пашийское событие (Taghanic—Pashia event)**.

Цикл событийных явлений, приведших к последовательному массовому вымиранию значительного числа таксонов морских организмов, приурочен также к рубежу фран/фамен. Он выражен как минимум двумя пульсами эвстатических падений уровня моря в ходе соответствующих пульсов **события Кельвасер**. Менее масштабный урон морской биоте был нанесен на рубеже девонской и каменноугольной систем, где отмечено Хангенбергское эвстатическое событие.

Литература

1. Белоусов А. К. Бокситы и диаспор-шамозитовые руды западного склона Южного Урала // Бокситы, 1937. Т. 2. С. 70—121. (Тр. ВИМС. Вып. 112).
2. Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона западного склона севера Урала / Ред. В. С. Цыганко, В. А. Черных. Сыктывкар, 1983. 103 с.
3. Тимонин Н. И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, 1998. 240 с.
4. Cooper G. A. et al. Correlation of the Devonian sedimentary formations of north America // Geol. Soc. America Bull., 1942. V. 53. P. 1729—1793.
5. Johnson J. G. Taghanic Onlap and the End of North American Devonian Provinciality // Geol. Soc. Amer. Bull., 1970. V. 7. P. 2077—2106.
6. Johnson J. D., Sandberg C. A. Devonian eustatic events in the western United States and their biostratigraphic responses // Canadian Society of Petroleum Geologists, 1989. Memoir 14 (3). P. 171—178.

Стратиграфия и условия формирования нижнесилурийских отложений на поднятии Чернова

Т. М. Безносова¹, В. Ю. Лукин¹, П. Мянник², Т. В. Майдль¹, В. А. Матвеев¹

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, ²Институт геологии Таллиннского технического университета, Таллинн, Эстония

Результаты изучения толщи карбонатно-терригенных пород, вскрывающейся по ручью Безымянному и коллекций ископаемой фауны, приведены в полевых дневниках, тематических отчетах и опубликованных работах Г. А. Чернова, С. А. Князева, А. И. Ляшенко, Н. И. Тимониной, А. И. Антошкиной, Т. М. Безносовой, П. Мянника, В. А. Матвеева, Т. В. Майдль. В них обсуждаются условия формирования этих отложений, их возраст и предлагаются свои схемы стратиграфического расчленения. Выходы раннепалеозойских толщ по ручью Безымянному, в бассейне р. Падимейтивис впервые были установлены и описаны Г. А. Черновым в 1941 г. [15]. Изучая коллекцию брахиопод, собранную Г. А. Черновым из разреза по ручью Безымянному, А. И. Ляшенко [9] сделал выводы о девонском (эйфельском) возрасте заключающих их отложений, что позже подтвердил С. А. Князев [5]. В этом же разрезе А. И. Антошкина [1] выделила верхнесилурийские и нижнедевонские отложения, образующие, изоклиналиную складку, в ядре которой залегают породы гердьюского горизонта. Позже, в результате ревизии коллекций брахиопод из разреза Безымянного было палеонтологически обосновано присутствие отложений нижнего силура — биозоны *Spirinella nordensis* венлока [2]. Такое разнообразие заключений о возрасте толщи слагающей разрез свидетельствует о сложности

биостратиграфической проблемы и недостаточности веских палеонтологических данных.

Вновь необходимость изучения разреза на ручье Безымянном возникла в связи с обнаружением в толще, относимой к венлоку и к биозоне *Spirinella nordensis* [3], конодонтов рода *Apsidognathus*, характерного для лландоверийских отложений и по исчезновению которого принято определять границу между лландовери и венлоком [20].

В задачи наших исследований входило уточнение стратиграфического положения разреза Безымянного на основе анализа качественного и количественного изменения в составе комплексов различных групп органических остатков с учетом биоседиментологических признаков, а также анализ поведения изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$). Помимо литературных данных авторы располагают собственными материалами, детально изученного и описанного разреза и коллекциями фаунистических остатков, которые изучали: Т. М. Безносова — брахиоподы, П. Мянник — конодонты, В. Ю. Лукин — табуляты, литологические шлифы — Т. В. Майдль, строматолиты — В. А. Матвеев. Также были учтены результаты ранее изученных коллекций из этого разреза и заключения о возрасте отложений по остракодам А. Ф. Абушик [16] и строматопороидеям О. В. Богоявленской [2].

В изученном разрезе Безымянный выделены четыре пачки общей мощностью 197.97 м.

Пачка I (слои 121, мощность 43.75 м) в основании сложена переслаиванием тонкослоистых преимущественно иловых известняков с раковинным детритом, крупными пеллетовыми комочками, с прослойками кварцевого алевроита, известковых пеллоидов и алевроитистых мергелей. В верхней части пачки отмечается кораллово-строматопоровый биостром (см. рисунок) и переход к пятнисто-иловым и зернисто-иловым разностям с желвачками багряных водорослей, обломками мшанок, криноидным детритом. Штормовые и течениевые фации представлены линзами и прослоями био-литокластовых и интракластовых разностей. Определены: брахиоподы *Spirinella nordensis* (Ljash.), *Hyattidina* sp.; табуляты — *Rifaeolites lamelliformis* Klaamann и *Parastriatopora* sp., *Romengeria* sp., ругозы — *Phaulactis cyathophylloides* Ryder (биогерм), *Palaeophyllum fasciculum* Rutorga, *P. tubuliferum* Reiman; конодонты *Ozarkodina kozhimica* Melnikov, *Oulodus? kozhimicus* Sokolova, *Oulodus? rectangulus* Bischoff, *Apsidognathus* sp., *Nudibelodina sensitiva* Jeppsson, *Panderodus* ex gr. *greenlandensis* Armstrong, *Panderodus* cf. *panderi* (Stauffer), *Pterospathodus* sp., *Ctenognathodus* sp., и др.

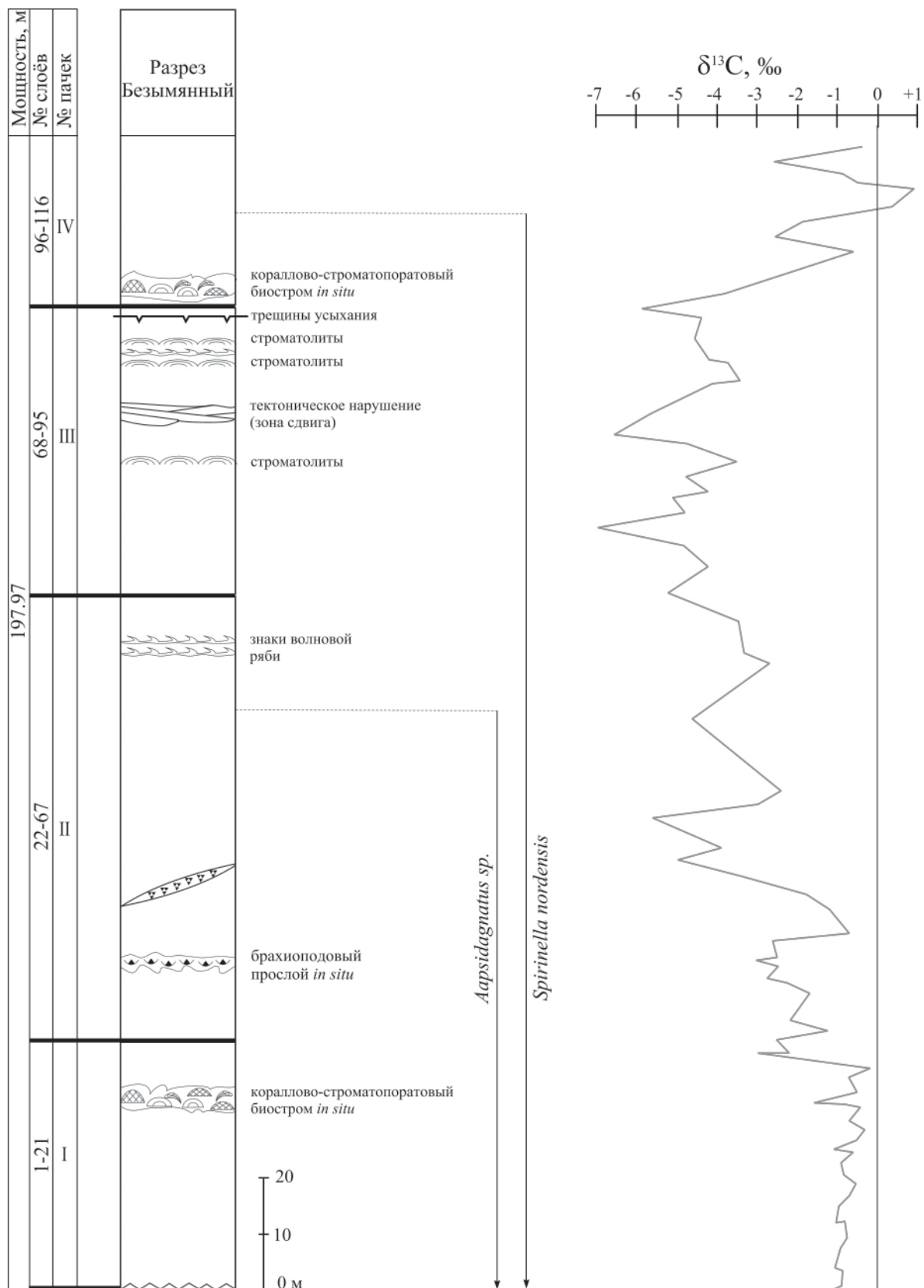
Пачка II (слои 2267; мощность 82.85 м). Основание пачки (слои 2248) слагают известняки иловые, биокластово-иловые, сгустково-микрокомковатые с прослоями остракодовых, алевроито-песчанников и плоскогалечников. Известняки тонкоплитчатые с брахиоподовыми ракушками. Выше залегают пятнисто-комковатые доломиты, известняки иловые с фрагментами водорослей и остракод, тектонически брекчированные перекрываются известняками строматолитовыми, детритово-иловыми с остракодами, пелициподами, прослойками мергеля и известняков сгустково-узорчатых микробиальных, с плоскогалечными гравелито-конгломератами и с остатками брахиопод, остракод, ортоцератид, гастропод, трилобитов. В основной части пачки преобладают известняки биокластовые, полидетритовые доломитизированные и перекристаллизованные по ходам илоедов, а также в результате тектонических подвижек и миграции флюидов. Отмечаются прослои с признаками штормовых отложений, текстурами взвихривания — турбулентности среды, которые выше сменяют уплотненные гальки, следы абразии, на окремненных поверхностях наблюдаются скопления брахиопод и остракод. В 3.5 м ниже кровли пачки — знаки волновой ряби. Определены: брахиоподы *Spirinella nordensis* (Ljash.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* (Linnaeus), *Hyattidina* sp.; конодонты *Oz. kozhimica*, *Oul.? kozhimicus*, *Oul.? rectangulus*, *Pand.* ex gr.

greenlandensis Armstrong, *Ctenognathodus* sp., *Oulodus* sp., *Apsidognathus* sp., в нижней половине пачки *Pand.* cf. *panderi*, *Pterospathodus* sp., *Ctenognathodus* sp.

Пачка III (слои 6895, мощность 44.07 м) в целом представлена лагунными отложениями с прослоями известняков остракодово-пелициподовых с градационной сортировкой тонкостенных створок раковин; строматолитовых, со следами микробиальных обрастаний галек, трещин гидроразрывов осадков («блюдецобразные текстуры»). Известняки переслаиваются с доломитистыми битуминозными мергелями, часто перемятыми и стилолитизированными, реже встречаются доломитовые мергели и известняки с плоскими гальками. В верхней половине пачки (слои, 82, Развиты строматолиты, колонии которых достигают 1.4 м в диаметре и 0.25 м высоты (слой 82), занимающие нижнюю или среднюю часть элементарных циклитов, завершающихся поверхностями с трещинами усыхания [11, 12]. На уровне слоя 81 фиксируется тектоническое нарушение (см. рисунок). В кровле пачки развиты прослои ракушечника с линзами плоскогалечного конгломерата. Определены: брахиоподы *Spirinella nordensis* (Ljash.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* (Linnaeus), *Hyattidina* sp.; строматопороидеи *Desmostroma confertum* Bolshakova (слой 69 определение Е. В. Антроповой). Конодонты *Oz. kozhimica*, *Panderodus* sp. и *Ctenognathodus* sp. обнаружены только в нижней половине пачки.

Пачка IV (слои 96116; видимая мощность 27.3 м) сложена глинистыми и алевроитистыми сланцеватыми известняками, сменяющимися светлыми комковатыми пятнистыми и микро-слоистыми микробиально-водорослевыми и фенестровыми известняками, послойно алевроитистыми и глинисто-доломитистыми. Основные литотипы: известняк иловый сгустковый с тонким детритом и неотчетливой слоистостью; мергель-известняк полосчатый; пеллоидный гравелито-песчаник; биокластовый полидетритовый известняк с крупными гальками остракодово-илового известняка; известняк полосчатый биокластово-иловый до биокластового (ракушечника); известняк остракодово-водорослевый (микробиальный) с пеллоидами, известняк узорчато-водорослевый с фенестрами; ракушечник остракодовый; ракушечник с плоскими гальками [10]. Определены: брахиоподы *Spirinella nordensis* (Ljash.), *Atrypodea linguata* (Bush), *Hyattidina* sp.; табуляты *Rifaeolites lamelliformis* Klaamann, *Parastriatopora priva* Klaamann. *Aulocystella aseptata* (Barskaja) [8.]. Конодонты из отложений четвертой пачки еще не выделены.

Образцы пород и пробы на растворение включают многочисленные остатки организмов различной степени сохранности. Наиболее изучен-



Схематический разрез “Безымянный” (поднятие Чернова)

ными группами фауны, по которым определялся возраст заключающих их толщ, являются табуляты, ругозы, брахиоподы, остракоды и конодонты. В биогерме (слой 15) обнаружены ругозы *Phaulactis cyathophylloides* Ryder, *Palaeophyllum fasciculum* Kutorga и *P. tubuliferum* Reiman, Эти виды распространены в слоях Слите (Slite) венлок и Хемсе (Hemse) лудлова о. Готланда. Табуляты *Rifaeolites lamelliformis* Klaamann, *Parastriatopora priva* Klaamann и *Romengeria* sp. (слой 15) — распространены в венлоке (горизонт яагараху) Эстонии и слоях Халла (Halla) о. Готланда. Строматопороидеи *Eclimadictyon fastigiatum* (Nicolson) (слои 15, 101, 103, 104; определения О. В. Богоявленской), вид распространен в венлоке Горного Алтая, Англии, в верхах лландовери и в венлоке Эстонии, Сев. Америки, а также *Desmostroma confertum* Bolshakova (слой 69), известный в венлоке Подолии. Брахиоподы: *Spirinella nordensis* (Ljash.) является доминирующим по численности раковин и распространены с первого слоя, в отложениях всех четырех пачек. Вместе с брахиоподами, которые представлены в основном отдельными створками раковин, наиболее часто встречаются гастроподы, остракоды, реже фрагменты криноидей и трилобитов (слой 35). В отдельных прослоях (пачка II) отмечены захоронения раковин *Sp. nordensis* хорошей сохранности, различных стадий роста с сочлененными створками, с сохранившимися элементами внутреннего строения, тонкими пластинами нарастания и иглами на поверхности раковин. Одной из возможных причин возникновения таких захоронений считаются штормы, во время которых происходило захоронение части донного сообщества в прижизненном положении [6]. Вид *Sp. nordensis* впервые появляется и распространен в отложениях венлока на западном склоне Приполярного Урала и поднятии Чернышева [3], а также на о. Долгий [10]. Представители рода *Spirinella* известны в венлоке и лудлове Алтая [7], о. Готланда, Великобритании, в лландовери и венлоке Сев. Америки и Арктической Канады, венлоке Австралии [18, 21, 22, 23], в лудлове Эстонии (*Quadrithyris sinuate*) [14], Богемии, Монголии и на Юге Китая [17, 18]. Роды *Hyattidina* и *Atrypoidea* в уральских разрезах также как впервые появляются в отложениях венлока и являются характерными для региональной биозоны *Sirinella. nordensis* [3].

По заключению А. Ф. Абушик, изучавшей коллекцию остракод, разрез Безымянный характеризуется комплексом биозоны *Herrmannina insignis* *Eukloedenella grandifabae* венлока [13].

Конодонты в настоящее время изучены из интервала мощностью 160.6 м (слои 1 — 77). Пробы на конодонты из пачки IV еще растворяются. По заключению П. Мянника нижняя часть раз-

реза, заключающая конодонты *Apsidognathus* (мощностью 125 м) относится к лландовери [20].

Таким образом, формирование отложений, слагающих разрез Безымянный происходило в обстановках открытого мелководного шельфа при низком уровне моря и при дифференцированном на отмельные поднятия и лагуны рельефа дна. В разрезе отмечается перераспределение органических и неорганических компонентов как по вертикали (от подошвы к кровле), в результате изменения консистенции донного грунта изменялась экологическая ситуация для бентосных организмов. Проведенные исследования не показали изменений в доминировании таксонов, в контрастности определенного обновления бентосной биоты и увеличения разнообразия каких либо групп бентоса, которые могли бы отвечать границам стратиграфических подразделений — зон или горизонтов в изученном разрезе. Известно, что рубежи изменения структуры палеоэкосистем являются важными региональными реперами при стратиграфических и корреляционных построениях. По бентосным группам организмов (брахиоподам, остракодам, ругозам, табулятам, строматопороидеям) возраст отложений слагающих разрез Безымянный датируется венлоком. По конодонтам *Apsidognathus* нижняя часть разреза (мощностью до 125 м) относится к лландовери.

Кривая изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) не демонстрирует четких отклонений от средних значений (см. рис.). Отсутствие характерного нижневенлокского позитивного отклонения возможно связано с перерывом в осадконакоплении [4].

Разногласия в выводах о возрасте по разным группам организмов, могут быть объяснены с позиций особенностей седиментации: образования аккумулятивных форм осадочного рельефа и его миграции во времени, тектоническими явлениями, переотложением, вертикальным проникновением органических остатков из-за отсутствия отложений в течение длительного времени. Изученная толща, с нечетко выраженной цикличностью, представляет последовательный секвентный ряд развития бассейна седиментации. Первая пачка характеризует обстановки иловой сублиторальной лагуны с накоплением карбонатных илов, повышенной соленостью вод (содержания стронция более 500—600 г/т). Поступление карбонатного обломочного материала, фиксируется маломощными прослоями дистальных частей штормовых выносов, с неблагоприятными условиями для развития бентосной фауны. Отложение осадков штормовых потоков — темпеститов, резко возрастает во второй половине первой и во второй пачке, также получают развитие течениевые фации мелководья, связанные с аккумулятивным рельефом и спецификой циркуляции вод

на обширных пространствах отмелей мелководного шельфа. Третья пачка демонстрирует характер уже периодически осушаемой литорали. Членами мелких циклитов становятся строматолиты, в кровле появляются трещины усыхания. Четвертая пачка представляет самостоятельный ординарный циклит с той же направленностью, что и третья пачка. Таким образом, формирование разреза Безымянного происходило в условиях отмельного мелководья при низком уровне моря, в режиме преобладания штормовой седиментации и общей регрессивной направленности развития бассейна.

Работа поддержана программой фундаментальных исследований Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем (проект № 12П-5-10-15) и Президиума УрО РАН № 14-5-НП-289. Исследования П. Мянника поддержаны Эстонским Научным Фондом (грант № 8907).

Литература

1. Антошкина А. И. Стратиграфия и условия залегания силурийских отложений поднятия Чернова // Геология и полезные ископаемые северо-востока европ. части. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975. С. 40—46. (АН СССР. Коми филиал. Ин-т геологии)
2. Антошкина А. И., Безносова Т. М. Новые данные по стратиграфии венлокских отложений Большеземельской тундры // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 32—39.
3. Безносова Т. М. Сообщества брахиопод и био-стратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 217 с.
4. Безносова Т. М., Мянник П. Граница лландове-ри и венлока на севере палеоконтинента Балтия // Докл. АН, 2005. Т. 401, № 5. С. 1—4.
5. Князев С. А. Силурийские отложения центральной части поднятия Чернова // Матер. По геол. и пол-ез. ископ. Северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1965. Вып. 6. С. 112—120.
6. Красилов В. А., Зубаков В. А., Шульдинер В. И., Ремизовский В. И. Экостратиграфия. Теория и мето-ды. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 148 с.
7. Кульков Н. П. Брахиоподы и стратиграфия си-лура Горного Алтая. М.: Наука, 1967. 151 с.
8. Лукин В. Ю. Систематическое положение вида *Syringoporus aseptata* из силурийских отложений поднятия Чернова (Большеземельская тундра) (в пе-чати).
9. Ляшенко А. И. Новые виды девонских брахио-под Русской платформы и западного склона Урала // Фауна палеозоя Волжско-Уральской области нефте-газоносной провинции. М.: Наука, 1964. С. 357.
10. Майдль Т. В. Плоскогалечные конгломера-ты — штормовые отложения нижнего палеозоя Пе-чорского седиментационного бассейна // Вестник Ин-ститута геологии Коми НЦ УрО РАН, 2013. №4. С. 26.
11. Матвеев В. А. Строматолитовые постройки венлока на поднятии Чернова: основные морфотипы, микроструктура бассейна // Вестник Института геоло-гии Коми НЦ УрО РАН, 2013. № 11. С. 25.
12. Матвеев В. А. Биогенные микроструктуры строматолитов поднятия Чернова и западного склона Приполярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Ма-териалы 22-ой научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 116—118.
13. Патрунов Д. К., Шурыгина М. В., Черкесова С. В. Силур и нижний девон на острове Долгом // Си-лурийские и нижедевонские отложения острова Дол-гого. Свердловск: УНЦ ФН СССР, 1980. С. 326.
14. Рубель М. Брахиоподы Pentamerida и Spiriferida силура Эстонии. Таллинн: Валгус, 1970. С. 140—150.
15. Чернов Г. А. Силурийские отложения подня-тия Чернова // Докл. АН СССР, 1964. С. 843—846.
16. Abushik A. F. Silurian-Earliest Devonian ostracode biostratigraphy of the Timan — Northern Ural Region // Estonian Acad. Sci. Geol., 2000. Vol. 49. No. 2. P. 112—125.
17. Chen P., Jin J., Lens A. C. Palaeoecology of transported brachiopod assemblages embedded in black shale? Cape Phillips Formation (Silurian)? Arctic Canada // Elsevier. Palaeoecology, Palaeoclimatology, Palaeo-ecology 367 — 368. 2012. P. 103—120.
18. Gourvenec R. The evolution, radiation and diogeography of early spiriferid brachiopods // Records of the Australian Museum Supplement. No.58. 2000. P. 335—347.
19. Männik P. Ordovician and Silurian conodonts / Matukhin R. G., Menner V. V. // Stratigrafiya silura i devona arhipelaga Severnaya Zemlya. Novosibirsk: Izd. SNIIGIMS, 1999. P. 110—119 (in Russian).
20. Männik P., Martma T. Llandovery — Wenlok boundary in the Subpolar Ural // Pan — Arctic Palaeozoic Tectonics, Evolution on Basins and Faynas. Syktyvkar, 2000. P. 64.
21. Sheehan P. M. Late Ordovician and Silurian of the Eastern Great Basin, Part 4. Late Llandovery and Wenlock Brachiopods. Milwaukee Public Mus. Contrib. Biol. Geol. No 30, 23 p.
22. Strusz D. L. Brachiopoda from the Silurian of Fyshwick Canberra, Australia // Bureau of Mineral Resourse, Journal of Australian Geology and Geophysics 9. 1985. P. 107—119.
23. Strusz D. L. Silurian spiriferidae brachiopods from Yass and Molong, New South Wales, and Canberra, Australian Capital Territory // Memoris of the Assotiation of Australian Palaeontologists 39, 2010. P. 85—120.

Седиментогенез и эволюция осадочных бассейнов

Источники формирования среднечетвероценовых тиллов на Европейском Севере России

Л. Н. Андреичева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Вещественный состав тиллов характеризуется преемственностью от состава питающих провинций (удаленных, транзитных и местных), что не присуще отложениям других генетических типов. Достоверность расчленения разновозрастных ледниковых горизонтов и их межрегиональной стратиграфической корреляции — актуальная проблема, требующая комплексного подхода к ее решению. В береговых обнажениях и скважинах Тимано-Печоро-Вычегодского региона и на северо-северо-западе европейской России проведено комплексное изучение среднечетвероценовых тиллов со значительными локальными вариациями литологического состава. Формирование литологических различий тиллов предопределяется связью их с разными ледниковыми питающими провинциями: Северо-Восточной (Урал-Пайхой-Новоземельской) и Северо-Западной (Фенноскандинавской). Выявленная провинциальная изменчивость состава тиллов может рассматриваться в качестве диагностических признаков разновозрастных тиллов при стратиграфическом расчленении ледникового комплекса и открывает широкие возможности их использования для целей литостратиграфии.

Обобщение результатов многолетних исследований вещественного состава и текстурно-структурных особенностей тиллов позволило по типу ледникового питания выделить на территории Европейского севера три района: 1) основная часть Тимано-Печоро-Вычегодского региона, 2) крайний северо-восток и восток региона и 3) северо-северо-запад Восточно-Европейской равнины (Архангельская и Вологодская области).

Печорский (днепровский) тилл среднего неоплейстоцена и генетически связанные с ним отложения вскрыты многочисленными скважинами на нижней Печоре, в бассейнах рек Лаи и Колвы и выступают в цоколях береговых разрезов Лаи, Сейды, Печоры, Ижмы, Вычегды. На крайнем севере региона, в бассейнах рек Черной, Шапкиной, Адзвы, Б. Роговой, печорский горизонт лишь иногда вскрывается в разрезах береговых обнажений, обычно он залегает ниже урезом рек. Видимая мощность печорского тилла в береговых обнажениях не превышает 5–6 м. К югу она увеличивается и на широтном отрезке р. Печоры составляет 10–20 м, в отдельных случаях достигает 40 м.

Результаты детального литологического анализа печорского тилла на территории Тима-

но-Печоро-Вычегодского региона указывают на связь его с Северо-Восточной терригенно-минералогической провинцией. Для тилла характерны низкая степень сортированности мелкозема ($S_c=0.13–0.19$) и изменчивость гранулометрического состава ($d_{cp}=0.012–0.031$ мм), связанная с грансоставом подстилающих пород. Состав тяжелых минералов печорского ледникового горизонта отражает особенности минералогии пород питающих провинций: удаленных, транзитных и местных. Особенность печорского тилла состоит в постоянном присутствии в составе тяжелой фракции пирита и сидерита, а в легкой — глауконита, характерных для образований триаса, юры и мела, подстилающих отложения квартала практически на всей территории исследований. Суммарные концентрации этих минералов в тилле различны, но наблюдается устойчивое соотношение доминирующей роли сидерита над пиритом. В петрографическом спектре обломков пород весьма существенно содержание местных подстилающих терригенных пород. На меловые и юрские песчаники и алевролиты приходится 30–46 % всех обломков, на известняки и доломиты — 30–34 %. Характерной особенностью печорского тилла является наличие осадочных и метаморфических пород полярноуральско-пайхойского происхождения и постоянное присутствие единичных обломков розовых мраморовидных криноидномшанковых известняков ордовик-раннесилурийского возраста — руководящих новоземельских пород. Еще одна особенность печорского тилла — выдержанная ориентировка длинных осей обломков в юго-юго-западном направлении ($340–60^\circ$) на большей части изученной территории.

Формирование вычегодского (московского) тилла связано с Фенноскандинавским покровным оледенением. Гранулометрический состав тилла определяется относительным постоянством с незначительными вариациями среднего диаметра ($d_{cp}=0.012–0.027$ мм), и низкой степенью сортированности мелкозема ($S_c=0.11–0.17$). В минеральном составе тяжелой фракции тилла средние содержания амфибола и граната несколько выше, чем в печорском. Пирит и сидерит присутствуют в ничтожных количествах. Глауконит представлен более мелкими зернами, чем в печорском тилле, и содержится его в несколько раз меньше. На севере различия по составу тяжелых минералов не позволяют проводить достоверное расчленение и надежную корреляцию среднечетверо-

стоценовых ледниковых горизонтов. Здесь широко развиты однообразные по минералогии мезозойские породы, ассимилируя которые морено-содержащий лед утратил черты своей индивидуальности, приобретенные в начале движения из центров оледенения. Но в южных районах региона печорский и вычегодский тиллы резко отличаются один от другого по составу тяжелых минералов. И поскольку различия эти выдержаны в пределах значительных по площади участков, минеральный состав тяжелой фракции тиллов приобретает важное стратиграфическое и палеогеографическое значение. Тилл содержит больше крупнообломочного материала, и он крупнее, чем в печорском тилле. Количество обломков карбонатных пород составляет 40–45 %. Повсеместно отмечаются обломки кристаллических пород фенноскандинавского происхождения, на долю которых приходится до 20 %. Обломки ориентированы в секторе 270–330°.

На крайнем северо-востоке и востоке региона: в береговых обнажениях рек Адзвы, Большой Роговой, Сейды и на средней Печоре, литологические особенности печорского тилла свидетельствуют о поступлении терригенного материала с Новой Земли и Пай-Хоя. Тилл слабо сортирован ($S_c=0.12-0.13$), d_{cp} составляет 0.021–0.026 мм. В минеральном составе тяжелой фракции преобладают эпидот (21–36 %) и сидерит (15–19 %), постоянно присутствует пирит (5–8 %). Содержание обломков пород доледникового ложа: песчаников, гравелитов и алевролитов перми и триаса, составляют 35–40 %, постоянно отмечаются единичные обломки новоземельских известняков. Удлиненные обломки пород ориентированы по азимуту 20–60°.

Вычегодский тилл формировался за счет обломочного материала Полярного и Приполярного Урала. Гранулометрический состав тилла относительно выдержан: d_{cp} меняется от 0.021 до 0.030 мм, отложения слабо сортированы: $S_c=0.11-0.17$. Минеральный состав определяется амфибол-гранат-эпидотовой минеральной ассоциацией, где эпидот составляет 35–36 %. Пирит и сидерит присутствуют в небольших количествах (4–9 %). Ориентировка удлиненных обломков направлена с востока на запад (80–105°).

В скважинах севера и северо-запада европейской России формирование вологодского (днепровского) тилла на правобережье Северной Двины связано с Северо-Восточной терригенно-минералогической провинцией, о чем свидетельствует его петрографо-минералогический состав. Амфибол и гранат — характерные минералы Северо-Западной терригенно-минералогической провинции, в сумме составляют всего 26 %, тогда как суммарное содержание пирита и сидерита дости-

гает 30 %. Обломки кристаллических пород не отмечаются. Тилл представлен практически несортированным ($S_c=0.08$) суглинком ($d_{cp}=0.019$ мм).

Бабушкинский (вычегодский) тилл характеризуется очень низкой степенью сортированности материала ($S_c=0.11$) со средним диаметром, равным 0.022 мм. Петрографо-минералогический состав отражает связь этого тилла с Фенноскандинавией. Амфибол и гранат составляют в сумме до 60 %. Суммарное содержание пирита и сидерита резко понижено по сравнению с вологодским тиллом — 4.6 %. Основа петрографического спектра — кристаллические породы и светлоокрашенные известняки.

К западу от Северной Двины вологодский тилл формировался, вероятно, за счет Фенноскандинавского центра оледенения. По гранулометрическому составу это слабо сортированные суглинки ($S_c=0.16$) с $d_{cp}=0.030$ мм. Тяжелая фракция тилла определяется эпидот-гранат-амфиболовой минеральной ассоциацией с содержаниями амфиболов до 46 и гранатов до 30 %, с довольно низкими концентрациями эпидота (11–13 %) и очень незначительным суммарным количеством пирита и сидерита (2–5 %). В петрографическом составе доминируют обломки светлоокрашенных известняков (45 %), граниты, гранитогайсы и метаморфические породы в сумме составляют до 33 %.

Гранулометрический состав бабушкинского тилла определяется относительным постоянством, о чем свидетельствуют незначительные изменения среднего диаметра от 0.027 до 0.035 мм и низкой степенью сортированности мелкозема ($S_c=0.14$). В минеральном составе преобладает амфибол, составляя иногда до 57 % тяжелой фракции, и гранат (23 %). Содержания пирита и сидерита здесь очень низки — лишь 3–4 %. В петрографическом составе доминируют обломки магматических и метаморфических пород.

Таким образом, в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе и на его крайнем северо-востоке оба среднеледниковых тилла существенно различаются по минерало-петрографическому составу обломков и их ориентировке что однозначно указывает на формирование каждого из них за счет различных питающих провинций. Формирование вологодского тилла на правобережье Северной Двины связано с Северо-Восточной терригенно-минералогической провинцией, а на левобережье — с Фенноскандинавским центром оледенения. Образование бабушкинского тилла на всей территории севера и северо-запада европейской России связано с Фенноскандинавией.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 12-У-5-1016.

Осадконакопление в палеозойской истории Североуральского региона: направления исследований, результаты, проблемы и задачи

А. И. Антошкина, В. А. Салдин, Н. Ю. Никулова, А. Н. Сандула,
Е. С. Пономаренко, А. Н. Шадрин, Д. Н. Шебошкин, Н. А. Канева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

На протяжении почти 275 млн-ой истории осадконакопления на территории Севера Урала и Приуралья в течение палеозоя неоднократно происходила смена режимов терригенной, терригенно-карбонатной и карбонатной седиментации, что отражало геодинамическую перестройку северо-восточной континентальной окраины Европейской платформы. Такой характер осадконакопления был определен А. И. Елисеевым в 70-е годы прошлого столетия, и позднее им были выделены три типа формационных семейств в палеозойском разрезе [9].

Проведенные в последние годы сотрудниками лаборатории литологии и геохимии осадочных формаций исследования позволили детализировать и уточнить продолжительность этапов осадконакопления и их особенности на основе разработанной лито-фациальной типизации палеозойских отложений Тимано-Североуральского региона [8]. Среди направлений исследований были как традиционные: литолого-фациальное, парагенетическое, литолого-палеоэкологическое, литохимическое, так и новое — бактериально-литогенетическое. Краеугольным камнем этого направления является тот факт, что микроорганизмы принимают самое активное участие не только на стадии седиментогенеза, но и в процессе формирования и преобразования самой породы, т.е. литогенеза. В связи с применением новых методов исследований на наноуровне появилась возможность распознавать биогенную природу многих литологических объектов, считавшихся абиогенными. Это породило возникновение концептуальной проблемы общей теории породообразования с выделением нового направления — бактериального литогенеза [2, 3].

Проведенные за последние годы исследования палеозойских разрезов рассматриваемого региона показали, что реальные геологические тела отражают целый спектр разнообразных обстановок осадконакопления, и реконструкция онтогенеза осадочного бассейна важна для решения фундаментальных вопросов эволюции континентальных окраин [12]. Так как палеозой Тимано-Североуральского региона является перспективным объектом поисков залежей углеводородного сырья и разнообразных полезных ископаемых осадочного генезиса, то решение вопросов взаимосвязи характера седиментации и гео-

динамической эволюции осадочного бассейна играет важную роль в реализации перспективных направлений поисков и разведки.

Геологическое развитие региона в палеозое было определено эпиконтинентальным рифтогенезом древнего композитного континента, приведшего к раскрытию Палеоуральского океана на восточной (в современных координатах) окраине Европейской платформы. В поздневендско-раннекембрийское время на территории современного Западного Урала закладывалась рифтовая впадина, скорость образования которой не была одинаковой. В основании палеозойского разреза залегают образования метаморфизованной коры выветривания по субстрату верхнерифейско-нижнекембрийских вулканитов, сохранившиеся в составе пород базальных горизонтов кластолитов в районах приподнятых разновозрастных блоков фундамента, а на пониженных участках рельефа в виде моласс лаптопайской свиты. Постепенный характер ордовикской трансгрессии проявился в смене конгломератов гравелитами и песчаниками, что вплоть до позднего ордовика отвечает обстановкам равномерно погружающейся континентальной окраины с терригенными осадками в рифтовых палеодолинах [11].

В течение позднеордовикско-раннедевонского этапа осадконакопление контролировалось разного масштаба тектоническими и биосферными событиями. Наиболее выразительно это проявлено в истории рифообразования на севере Урала [1]. На протяжении данного этапа происходила неоднократная смена морских и континентальных обстановок, завершился он резкой регрессией на рубеже эмского и эйфельского веков. Особенности седиментации контролировались, прежде всего, изменениями рельефа фундамента, связанного с эволюцией его блоковой структуры. Проявление рифтинга и пострифтового погружения влияло на характер седиментации на континентальной окраине, что привело к фациальному разнообразию на поперечных западноуральских блоках. Это определило сложные пространственно-временные взаимоотношения верхнеордовикско-нижнедевонских геологических тел, представленных фациями аллювиальных и приливных равнин, себх, лагун, открытого моря, отмелей, широко распространенных за пределами окраины.

Среднедевонско-раннефранский этап связан с развитием Печоро-Колвинской палеорифтовой зоны, являющейся фактическим продолжением Камско-Кинельской системы прогибов. В это время, в пределах расчлененной платформы с проявлением вулканизма накапливались смешанные терригенные, терригенно-карбонатные отложения. Существовавшая на окраине Североуральского морского бассейна пражско-раннеэмская система линейного барьерного рифа распалась, и на окраине терригенно-карбонатной рампы, трансформировавшейся из платформы-шельфа в результате внутриплитного активного рифтогенеза, лишь кораллово-строматопоровые биогермы продолжали спорадически существовать.

В среднефранско-турнейский этап рельеф дна осадочного бассейна представлял собой расчлененный терригенно-карбонатный шельф, состоящий из мелководных карбонатных платформ, окруженных областями понижений с застойными эвксинными морскими водами и клиноформными образованиями. Морской бассейн в это время наряду с неустойчивым тектоническим режимом дна, глобальными и региональными колебаниями уровня моря характеризовался кратковременными проявлениями гумидизации и аридизации климата, а также повышением солености или опреснением вод. Неустойчивость биосферных событий обусловила развитие мощных микробиальных холмов и активную микробиальную деятельность на склонах и в лагунах карбонатных платформ. Это отчетливо проявилось в строении и характере рифогенных комплексов, где микробиальные биогермные образования и фенестровые (= сферо-узорчатые) известняки, являвшиеся продуктом активной деструктивной деятельности бактерий и обладающие хорошими коллекторскими свойствами, были широко распространены [5, 10].

Позднетурнейско-среднекаменноугольный этап был насыщен разнообразными геологическими событиями (перерывами в осадконакоплении, мощным брекчиеобразованием, сокращением биогенной аккумуляции и т.д.), связанными с инверсионными тектоническими процессами, обусловленными начавшимся на востоке Палеоуральского океана орогенезом. Характерно формирование сидеритонесных каолиновых аргиллитов в косьинское, а палеопочв в бобриковское время на территории Западного Урала, отсутствие косьинских и радаевских отложений в платформенных разрезах. Изучение сидеритовых конкреций в разрезе Приполярного Урала показало, что в их генезисе важную роль играли микробиальные сообщества [6, 7]. Присутствие минералов гидротермального происхожде-

ния, локального распреснения и продуктов жизнедеятельности элементоспецифичных бактерий позволяет предположить влияние придонных газо-флюидных высачиваний, что возможно связано с проявлением процессов орогенеза. Активизация инверсионных движений в среднем карбоне способствовала возникновению островных мелководий и отмелей на шельфе, накоплению мощных толщ карбонатных брекчий, карбонатно-глинистых пород и формированию органогенных сооружений нового типа — скелетных холмов, отражавших начало дифференциации морского дна, наиболее отчетливо проявившейся в конце среднего карбона.

Существенные отличия в характере седиментации позднекаменноугольно-раннепермского этапа были определены как усилившимся Уральским орогенезом, так и биосферными изменениями в позднепалеозойской истории Земли. В истории карбонатного осадконакопления, как показали исследования на Северном Урале, в касимовско-среднегжельское время были распространены разнообразные органогенные известняки и глинисто-карбонатные разности, отражая обстановки открытого мелкого моря и относительно спокойный тектонический режим. В позднегжельско-раннепермское время отчетливая дифференциация рельефа дна бассейна привела к фациальному разнообразию. Деградация окраины карбонатной платформы хорошо фиксируется смещением скелетных и иловых холмов в западном направлении [13–15]. Для первых были характерны биоиндуцированные крустификационные цементы, создававшие своеобразные текстуры.

История терригенно-карбонатного и терригенного осадконакопления на этом этапе подразделяется на позднекаменноугольно-сакмарский и артинский подэтапы. Самый широкий спектр обстановок представляет первый подэтап в пределах Большесынинской впадины Предуральского краевого прогиба. Между карбонатными мелководными и глинисто-известковыми глубоководными отложениями образовалась узкая зона переходных отложений, где в позднем карбоне они формировались в обстановках, сходных с депрессионными, а в ранней перми — в условиях близких к мелководным [15]. В ассельско-сакмарское время обстановки с востока на запад существенно дифференцировались и севернее рифогенные известняки вверх по разрезу переходят в глинисто-известковые отложения. Важно отметить, что на территории Большесынинской впадины эти обстановки менялись на площади, а в Верхнепечорской — во времени. В артинском веке на востоке начался этап накопления флишевых толщ в наиболее пониженных участках морского

дна. Лишь на западе в относительно глубоководных условиях еще продолжалось накопление кремнисто-глинисто-известковых осадков. Аналогичные отложения перекрывают верхнекаменноугольно-нижнесакмарские скелетные холмы в пределах Большесынинской впадины и южной части Косью-Роговской. Необходимо подчеркнуть, что артинские кремнисто-глинисто-известковые отложения формировались одновременно с терригенными, поэтому в некоторых разрезах разного типа обнаруживаются слои терригенных пород. В позднеартинское время глубоководный прогиб заполнился терригенным материалом повсеместно.

Таким образом, история палеозойской седиментации на северо-восточной пассивной окраине Европейской платформы отражает сложный онтогенез осадочного бассейна. Она началась этапом мощного континентального осадконакопления (пострифтовое заложение Палеоуральского океана), прошла неоднократную смену морских обстановок, изменения абриса континентальной окраины и завершилась также мощным континентальным этапом осадконакопления на рубеже ранней и средней перми (закрытие палеоокеана). Эволюцию палеозойского рифообразования определяли палеогеографическое положение палеоконтинента Балтики (затем Лавруссии и Лавразии), эвстатические колебания уровня моря, развитие Палеоуральского океана и геодинамическая позиция северо-востока Европейской платформы. Особенности режимов седиментации на разных этапах развития осадочного бассейна контролировались, прежде всего, эволюцией рельефа фундамента и Палеоуральского океана.

Среди проблем палеозойского осадконакопления в рассматриваемом осадочном бассейне и задач, которые еще предстоит решить, можно назвать некоторые из них: 1. Биосферные (биолого-геологические) события в раннепалеозойской истории Земли находят свое четкое отражение в разных регионах мира в эволюции рифообразования, формировании событийных рубежей (биотических, седиментационных и литогенетических) и частично распознанных в естественных выходах разрезов Приполярного Урала. Выявление таких важных реперов и маркеров в палеозойской истории бассейновой седиментации является важной задачей реконструкции всей истории онтогенеза изучаемого осадочного бассейна. 2. Важной проблемой регионального и всего западноуральского осадконакопления в позднем палеозое является выявление генезиса, распространения и приуроченности фосфоритовых конкреций и фосфатоносных пород, которые имеют разный возраст [16–17]. 3. Решение проблемы ге-

незиса нижнекаменноугольных сидеритовых конкреций важно в разработке фундаментальной проблемы бактериального литогенеза. 4. Выявление палеопочвенных горизонтов верхнего палеозоя, являющихся четкими реперами субаэральных обстановок, а также выяснение условий образования нижнепермских отложений после значительного предассельского стратиграфического перерыва важно для реконструкции палеогеографической ситуации в осадочном бассейне.

Литература

1. Антошкина А. И. Раннепалеозойское рифообразование на Севере Урала как пример его взаимосвязи с гео-биосферными изменениями // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Серия «Геобиологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2011. С. 116–141.
2. Антошкина А. И. Бактериальное породообразование — реальность современных методов исследований // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2011. Т. 153, кн. 4. С. 114–126.
3. Антошкина А. И. Бактериальный литогенез // Обзор концептуальных проблем литологии. М.: ГЕОС. 2012. С. 89–105.
4. Антошкина А. И. Отражение хирнантской фазы гондванского оледенения в отложениях Приполярного Урала // Материалы III Всеросс. совещания «Палеозой России: региональная стратиграфия, гео- и биособытия». С-Пб: ВСЕГЕИ, 2012. С. 18–20.
5. Антошкина А. И. Позднедевонские рифовые экосистемы: специфика сообществ и биогенных структур (на примере Тимано-Североуральского региона) // Проблемы эволюции биосферы. Серия «Геобиологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2013. С. 190–205.
6. Антошкина А. И., Рябинкина Н. Н. Сидеритовые бактериолиты в нижнекаменноугольных отложениях на Приполярном Урале / Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества: проблемы структурирования, упорядочения и эволюции структуры: Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 78–79.
7. Антошкина А. И., Рябинкина Н. Н. Сидериты как продукт бактериальной деструкции глинистых осадков (на примере нижнего карбона Приполярного Урала) // Материалы Всероссийского литологического совещания. Том II. С-Пб: СПбГУ, 2012. С. 206–208.
8. Антошкина А. И., Салдин В. А., Никулова Н. Ю. и др. Особенности палеозойской истории Североуральского осадочного бассейна // Вестник ИГ Коми НЦ, 2012, № 3. С. 16–23.
9. Елисеев А. И. Геологические формации и методы формационного анализа. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 36 с.

10. Канева Н. А. Условия образования нижнефамских отложений Центрально-Хорейверской рифогенной зоны // Вестник Института геологии КНЦ УрО РАН, №10, 2013. С. 12—16.

11. Никулова Н. Ю. Базальные горизонты уралид севера Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 240 с.

12. Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы / Антошкина А.И., Салдин В.А., Сандула А.Н. и др. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 200 с.

13. Пономаренко Е. С. Эволюция экосистем нижнепермских скелетных холмов Северного Урала /// Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2010. №12. С. 8—16.

14. Пономаренко Е. С. Литолого-палеоэкологическая характеристика нижнепермской органогенной

постройки Розы Кырта Изпыредский, Северный Урал // Литосфера, №3. 2011. С. 50—63.

15. Салдин В. А. Пространственное распределение среднекаменноугольно-нижнепермских органогенных построек и депрессионных отложений на севере Урала // Материалы Всерос. литол. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 155—157.

16. Салдин В. А. Фосфориты в каменноугольных отложениях яйюской свиты Лемвинской структурно-формационной зоны (Полярный Урал) // Материалы Всерос. литол. совещ. С-Пб: СПбГУ, 2012. Том II. С. 43—44.

17. Салдин В. А. Фосфатсодержащие породы нижней перми Большесынинской впадины Предуральского краевого прогиба // Материалы VII Всерос. литол. совещ. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. III. С. 57—60.

Ландшафтно-климатические обстановки при формировании современных старичных отложений в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе

М. Н. Буравская

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Комплексное исследование современных отложений старичных озер проведено в долинах рек Ижмы и Вычегды, протекающих в юго-западной части Тимано-Печоро-Вычегодского региона. Осадки старичной фации сохраняют обширную палеогеографическую информацию за период их формирования, свидетельствующую о ландшафтно-климатических изменениях в геологическом прошлом. Рельеф поймы, формы староречий, особенности литологии позволяют выявить основные этапы в развитии старичного озера, а также гидрологические условия седиментации осадков. Кроме того, в погребенных старицах прекрасно сохраняются пыльца и споры росших в долине растений, которые являются палеоботаническим материалом для спорово-пыльцевого анализа, считающимся одним из главных методов при реконструкции климата в прошлом.

Формирование старичных отложений происходит на пойме в отделившихся участках речных русел, превращенных в замкнутые водоемы-старицы. В развитии старицы Е.В. Шанцер [7] выделил три основные стадии. Первоначально водоем тесно связан с руслом, и во время половодий устанавливаются турбулентные потоки, приводящие в движение песчаные донные наносы. Вторая стадия — озерная, характеризуется пол-

ным изолированием старицы от русла и отложением в ней практически только взвешенного материала. Последняя стадия приводит к погребению осадков озерной стадии под торфяниками, а затем уже под пойменными отложениями, венчающими разрезы старичных линз.

В долине р. Ижмы в верхнем и среднем течениях формирование старичных озер не происходит, в связи с преобладанием донной эрозии. Старицы встречаются в нижнем течении, когда характер Ижмы меняется: увеличивается ширина русла, скорость течения замедляется, появляются протоки, которые возникают при образовании осередков в результате обильного поступления обломочного материала. В последующем одна из протоков превращается в затон, отделяется от русла и превращается в озеровидный водоем.

Характерными осадками первой стадии развития стариц р. Ижмы являются мелкозернистые пески и алевриты, слагающие озерно-речную субфацию старичного аллювия, осадконакопление которых происходит при периодической связи протоки с главным руслом во время половодий. Отложения характеризуются средней степенью сортированности материала ($S_c = 0.39$ при $d_{cp} = 0.08$ мм). Обычно эта фаза продолжается недолго, на выходах староречья к активному

руслу быстро образуются «пробки» заиления. С этого момента развивается озерно-болотный водоем. Осадки второй стадии сложены зеленовато-серыми глинами и сапропелем. Отложения довольно плохо сортированы ($S_c = 0.28$ при $d_{cp} = 0.034$ мм). В слоях этой стадии встречаются включения песка и гравия, который приносился полыми водами во время сильных половодий. Последняя стадия приводит к погребению осадков озерной стадии под торфяниками. В разрезах торф темно-коричневый, черный хорошо разложившийся в нижних слоях, средне и плохо разложившийся в верхних. Породы второй и третьей стадий слагают озерно-болотную субфацию старичного аллювия.

По данным палинологического изучения время образования старичных отложений приходится на атлантический и суббореальный периоды [2]. Все ископаемые спорово-пыльцевые спектры отражают развитие лесной растительности. В позднеатлантическое время в составе лесов доминирующую роль играли еловые и березовые леса с присутствием широколиственных пород. В составе трав, наряду с пылью разнотравья, отмечается пыльца осоковых, вахты трехлистной и рдеста, что указывает на формирование осадков в условиях зарастающего водоема. В начале суббореального периода в долине произрастали елово-березовые леса со значительным участием ольхи. Из древостоя исчезли широколиственные породы. В середине суббореального времени преобладали темнохвойные еловые леса. Сократилось участие ольхи, а в качестве устойчивой примеси выделялись пихта и широколиственные породы. В конце суббореала значение еловых лесов сократилось, и произошло распространение зарослей карликовой березки и ольховника. Из древостоя выпали широколиственные породы.

В долине р. Вычегды в связи с преобладанием боковой эрозии над донной образование старичных озер происходит на протяжении всего течения реки. Чаще всего они образуются через развитие меандра до критического состояния и прорыва его шейки. По берегам реки остается значительное количество стариц различных форм и размеров. Строение старичной фации сходно с осадками р. Ижмы. Озерно-речная субфация обычно представлена песками средне-, мелкозернистыми с прослоями и линзами алеврита и глины, часто ожелезненными. Отложения средней степени сортированности $S_c = 0.42$, средний диаметр частиц $d_{cp} = 0.07$ мм. Глины и алевриты сортированы слабее ($S_c = 0.33$). Озерно-болотная субфация сложена глинами темно-серыми, зеленоватыми, а также торфом. Осадки нередко оглеены, содержат ярко-голубые вкрап-

ления вивианита [1]. Средний диаметр частиц составляет 0.02 мм с плохой сортированностью материала — $Sc = 0.2$.

По данным реконструкций форм флювиального рельефа поймы реки и староречий выделяются этапы существенного уменьшения и увеличения водности Вычегды в течение голоцена [4, 5]. В долине реки, наблюдаются палеоруслу, по размерам меньшие, чем современные излучины. Так как основная руслоформирующая работа реки происходит в период весеннего половодья, то уменьшение размеров русла означает снижение объемов половодий. Климатические причины этого могут состоять в уменьшении продолжительности зим и количества твердых осадков.

Природно-климатические условия формирования отложений старичных озер в бассейне р. Вычегды охарактеризованы результатами палинологического [3] и диатомового анализов [6]. По палинологическим данным в голоцене было выделено пять климатических периодов, подразделенные на фазы. Оптимальные климатические условия сложились в конце атлантического периода, когда широкое распространение имели южнотаежные леса с участием широколиственных пород. В середине суббореального периода в древостое также присутствовали пихта, кедр, широколиственные породы. Ранний и поздний суббореальные спектры отражают похолодание, способствовавшее выпадению широколиственных пород и распространению березо-еловых лесов. В субатлантический период в составе лесов увеличивается участие сосны, появляются широколиственные породы, что указывает на улучшение климатических условий.

Характер водоема, глубину, соленость, температурные условия тонко отражают диатомовые водоросли. По диатомовым комплексам можно проследить основные стадии зарастания старицы [6]. В отложениях старичного аллювия, сформировавшегося в позднеатлантическое время, отмечены пресноводные комплексы, свидетельствующие о возрастании глубин водоема, снижении минерализации воды и повышении температуры. При формировании отложений суббореального периода обнаружены бедные комплексы диатомей, характеризующие обмелевшие или слабопроточные слабоминерализованные водоемы в связи с похолоданием климата.

Таким образом, палеогеографические обстановки формирования отложений старичных озер рассмотренных рек имеют свои особенности. Р. Ижма в верхнем и среднем течениях на протяжении всего голоцена отличалась относительно прямолинейным руслом, а в нижнем течении была разветвлена на рукава. Русло р. Вы-

чегды всегда было извилистым. Осадконакопление старичной фации Ижмы протекает в старицах-протоках, а Вычегды - в старицах-меандрах. Строение старичной фации рассматриваемых рек сходно. Ограниченность распространения старичных осадков р. Ижмы не позволило получить полную картину ландшафтно-климатических изменений в её долине. В бассейне р. Вычегды происходила неоднократная смена климатических условий. С пребореального периода наблюдается тенденция увеличения температур до максимальных значений в конце атлантического периода, после чего последовало уменьшение температур к современности. Бореальный и суббореальный температурные максимумы имели подчиненное значение. Климатические колебания приводили к изменениям гидрологического режима реки. Выделяется несколько этапов уменьшения и повышения водности реки в течение голоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке научного проекта молодых ученых и аспирантов УрО РАН №14-5-НП-10.

Литература

1. Андрищева Л. Н., Буравская М. Н. Фациальное расчленение голоценового аллювия // Известия Коми научного центра УрО РАН, №3(7), 2011. С. 59—63.
2. Братуцак Ю. В. Изменение растительности в голоцене в бассейне р. Ижмы // Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Квартер 2005». Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 48—50.
3. Голубева Ю. В. Палеогеография и палеоклимат позднеледниковья и голоцена в северной и средней подзонах тайги Тимано-Печоро-Вычегодского региона (по палинологическим данным): Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Сыктывкар, 2010. 19 с.
4. Зарецкая Н. Е., Панин А. В., Сидорчук А. Ю. и др. Динамика верхней Вычегды во второй половине голоцена (по аналитическим и геоморфологическим данным) // Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. М., 2007. С. 130—133.
5. 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 // Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 2009. С. 223—226.
6. Марченко Т. И., Дулягина Д. А. Условия формирования голоценовых отложений в бассейнах рек Вычегды и Большой Роговой (по данным диатомового и спорово-пыльцевого анализов). Сыктывкар, 1996. 43 с.
7. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит: Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол. Вып. 55. М., 1951. 275 с.

Особенности строения верхнепермских отложений западного борта Вуктыльской тектонической пластины

Л. Ф. Воробьева, А. В. Мартынов, О. Л. Ходневич, Ю. А. Журавлева
Филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Ухта

В настоящее время большинство открытых месторождений углеводородов (УВ) связано с крупными антиклинальными структурами. Постепенная их выработка ставит перед недропользователями острый вопрос о перспективах прироста запасов углеводородного сырья. Решением данного вопроса может стать поиск новых нефтегазовых объектов в малоизученных или глубоко погруженных литоконструкциях осадочного чехла, либо приуроченных к ловушкам неантиклинального типа. Особенно это актуально для районов с хорошо развитой инфраструктурой.

Одним из таких районов в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции является Вуктыльский. На его территории расположено уникальное нефтегазоконденсатное месторождение

с существенно выработанными запасами в каменноугольно-нижнепермских карбонатных отложениях. Необходимость поддержания уровня добычи УВ обуславливает поиск новых перспективных объектов, одним из которых является верхнепермский терригенный комплекс, толщиной более 1500 м.

Слабая изученность верхнепермских отложений объясняется тем, что значительный объем поисково-разведочных работ был направлен главным образом на исследование каменноугольно-нижнепермского карбонатного комплекса.

Верхнепермский терригенный нефтегазоносный комплекс (НГК), охватывающий уфимский, казанский и татарский ярусы, сформирован на заключительной стадии герцинского цик-

ла тектогенеза. Активизация тектонических движений в позднепермское время обусловила обширную эрозию на территории Уральского орогена — главного поставщика обломочного материала, заполняющего в режиме лавинной седиментации впадины Предуральского краевого прогиба. Резкое увеличение поступления осадочного материала на фоне воздымания складчатых структур Урала и их интенсивного размыва определило общее регрессивное развитие бассейна, выразившееся в закономерной смене во времени и в пространстве обстановок седиментации от лагунно-морских до континентальных [1].

В целом верхнепермский природный резервуар представляет собой сложную систему, состоящую из песчаных пластов-коллекторов и глинистых непроницаемых пород. Основные коллекторские горизонты связаны с наиболее выдержанными в разрезе и по площади пластами полимиктовых разномасштабных песчаников, нередко с гравийно-галечными прослоями в основании, заполняющими русловые палеодолины.

Регионально выдержанные флюидоупоры в верхнепермском резервуаре отсутствуют, так как условия формирования исключают наличие в нем мощных протяженных глинистых толщ толщиной от единиц до первых десятков метров. Поэтому покрывки имеют зональный и локальный характер и обычно являются внутрирезервуарными.

На начальном этапе фациальная диагностика верхнепермских отложений проводилась по комплексу литолого-петрографических исследований керн и шлифов. На участках, где преобладали высокие палеогидродинамические уровни среды седиментации, концентрировался наи-

более грубый обломочный материал и формировались песчаные тела-коллекторы. В районах с пониженной палеогидродинамической активностью, соответственно, накапливались тонкозернистые глинистые отложения.

В дальнейшем из-за ограниченного объема каменного материала (практически его отсутствия) фациальная принадлежность отложений определялась по форме аномалий кривых стандартного каротажа (ПС и ГК), косвенно отражающих изменения гранулометрического состава и относительной глинистости пород в зависимости от гидродинамического режима осадконакопления.

Фация русел обычно объединяет отложения стрежня (наиболее грубозернистый обломочный материал), пристрежневой части (крупно-среднезернистые песчаники с однонаправленной косой слоистостью) и прирусловые отмели (мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов и тонкой однонаправленной косой слоистостью или слоистостью ряби течений). В рассматриваемом разрезе «индекс» — литотипом этой фации является среднезернистый песчаник с косой однонаправленной слоистостью, который подстилается крупнозернистым песчаником с гравийно-галечными прослоями в основании и перекрывается мелкозернистым песчаником со слоистостью мелкой ряби. В породе встречается глауконит и обугленный растительный детрит. Смена литологического состава пород от грубо- до тонкозернистого четко фиксируется на каротажной кривой ПС в виде кривой колоколообразной формы [2] (рисунок).

Пойменные отложения формируются в пойме при менее активном по сравнению с рус-



Каротажная (а) и петрографическая (б) характеристика русловых фаций

ловыми образованиями гидродинамическом режиме. Осадки обычно более тонкозернистые, менее отсортированные. Косая слоистость не выдержана, отмечается горизонтальная и слабоволнистая слоистость, рябь течений и волнений, а также текстуры взмучивания.

Фация внешней (песчаной) части поймы объединяет преимущественно песчаные отложения береговых валов, песков разлива, стариц, русел прорывов и др. К ней отнесены алевропесчаные породы, для которых характерны средне-мелкозернистые структуры, примеси и прослои алевритового и глинистого материала, наличие внутриформационной гальки и гравия, слоистость ряби течений.

Электрометрическая модель в формализованном виде представляет собой прямоугольный треугольник в зоне отрицательных отклонений ПС. На ПС фиксируется сложной формой кривой — наклонной, зубчатой или рассеченной кровельной, иногда осложненной в верхней части треугольником и практически горизонтальной подошвенной линиями [2].

Фация внутренней (глинистой) части поймы, приуроченная к наиболее низким и плохо дренируемым участкам, сложена преимущественно глинисто-алевролитовыми породами с горизонтальными и неяснослоистыми текстурами. Для внутренней поймы характерны почвенные слои с нарушенной слоистостью, трещины усыхания, а также озерные и болотные отложения.

Электрометрическая модель фации внутренней (глинистой) части поймы в формализованном виде представляет собой треугольник, расположенный в зоне положительных отклонений ПС, образованный горизонтальной кровельной и наклонной, интенсивно расчлененной подошвенной линиями [2]. Породы данной фации обладают экранирующими свойствами, изолируют песчаные тела друг от друга, создавая условия для накопления в них углеводородов.

По итогам выполненных исследований на территории западного борта Вуктыльской тектонической пластины выявлены закономерности

размещения в пространстве песчаных тел руслового генезиса — перспективных объектов для поисков УВ, которые представлены ниже:

1. Полосы развития песчаников, слагающих русловые долины, тянутся практически беспрерывно на десятки километров. Прослеживание разновозрастных пластов по площади показывает их северо-восточное простирание. В плане русловые песчаные тела имеют сложную форму, обусловленную меандрированием, присутствием боковых рукавов, отходящих от центральных полос развития песчаных пластов. Ширина зон развития песчаников изменяется от 0.3 до 1.7 км.

2. Пространственное положение разновозрастных песчаных тел относительно друг друга различно: на одних участках они перекрываются полностью, на других частично, на третьих проходят в непосредственной близости друг к другу. Отсутствие полного совмещения пластов в плане связано с особенностями их накопления и последующего уплотнения пойменных глин. Смещение более молодых относительно более древних русловых долин обычно не превышает 2 км, что позволяет утверждать о едином тектоническом контроле русловых долин. Таким контролирующим элементом мог являться относительно узкий линейный палеопрогиб. Полосы развития песчаных пластов формируют единую зону шириной 2-4 км.

3. Максимальная толщина песчаных пластов достигает 25-35 м, в среднем составляя 10 м. В пределах развития полос песчаников наблюдается закономерное уменьшение их толщин от стрежневой части русла к краевой до полного их выклинивания.

Литература

1. Ларионова З. В., Богацкий В. И. и др. Тимано-Печорский седиментационный бассейн (объяснительная записка к «Атласу геологических карт»). Ухта: ТП НИЦ, 2002. 122 с.

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

Характеристика постседиментационных процессов в силурийских карбонатных отложениях северной части гряды Чернышева (Тальбейский блок)

И. И. Даньщикова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар,

iidanshikova@geo.komisc.ru

Данная работа посвящена изучению постседиментационных процессов в силурийских карбонатных отложениях и их влиянию на формирование коллекторов в месторождениях северной части гряды Чернышева. Объектом исследования являлась Воргамусюрская поднадвиговая структура, локализованная на севере Адакского лицензионного участка. В тектоническом плане исследуемые месторождения приурочены к Тальбейскому блоку поднятия Чернышева, входящего в состав Предуральского краевого прогиба. Согласно схеме нефтегазогеологического районирования Воргамусюрская структура относится к Хоседаюскому НГР Северо-Предуральской НГО.

Исследовался керн скважин, пробуренных в пределах Тальбейского блока. В результате проведенных микро- и макроисследований было установлено, что породы представлены известняками биокластовыми (органический детрит примерно ~30-70%), известковистыми доломитами и доломитами, с прослоями алевролитов и аргиллитов. В разрезе прослоями наблюдаются брекчии, которые состоят из обломков светло-серого известняка. Обломки неокатанные, угловатые, чаще удлинённо-вытянутые. Их размеры в длину до более 1 см, а в ширину до более 1.5 см. Иногда встречаются псевдобрекчированные породы с причудливо комковато-пятнистой текстурой, с обломками доломитизированных пород размером от 9 до 2 см (преобладают 2.5 см). Встречаются многочисленные (в основном в нижнем силуре) стилолитовые швы, выполненные темно-серым глинистым материалом и участки, пропитанные нефтью (битумом).

Проведенные исследования показали, что отложения, достаточно сильно переработаны вторичными процессами, к которым относятся перекристаллизация, выщелачивание, окремнение, стилолит- и трещинообразование [1].

Перекристаллизация. Перекристаллизация (рис., А) в карбонатных отложениях развита весьма широко. Особенностью перекристаллизации является развитие как сравнительно равномерно-зернистых, так и неоднородных неравномерно-зернистых тонко-мелкокристаллических агрегатов, стирающих первичные структурные признаки отложений. От форменных элементов в большинстве случаев сохраняются лишь «теневые» реликты. В

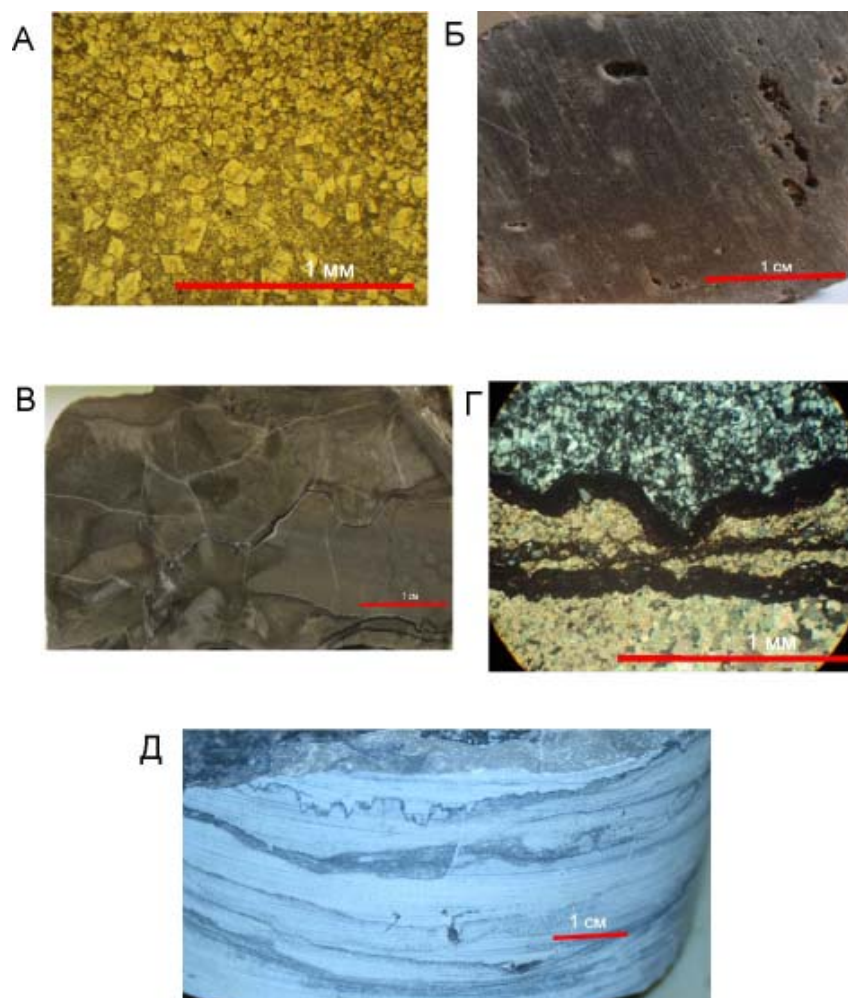
наших разрезах встречается как диагенетическая, так и эпигенетическая перекристаллизация.

Выщелачивание. Пустоты выщелачивания (рис., Б) в карбонатных породах распределены весьма неравномерно, приурочены в основном к трещинам, иногда развиваются около стилолитов. Размер пор варьирует от 0.04 до 1 мм (преобладают 0.4 мм), размер каверн составляет от первых мм до ~10 мм. Поры и каверны различной формы, чаще округлой либо овальной, реже неправильной. Они либо выполнены прозрачным кальцитом, либо открыты.

Трещиноватость. В породе (рис., В) и в шлифах отмечаются как субвертикальные, так и горизонтальные трещины, раскрытые и минерализованные. Открытые трещины зачастую развиты очень широко. Среди закрытых трещин встречаются как трещины, выполненные глинистым или глинисто-органическим веществом, так и заполненные новообразованными минералами (в основном кальцитом) или нефтью. Они имеют протяженность ~40 мм и ширину ~0.02—1 мм. Среди трещин, выполненных кальцитом или ангидритом, преобладают вертикальные и наклонные, ширина и протяженность которых непостоянна. Горизонтальные трещины часто осложнены многочисленными короткими ответвлениями.

Стилолитизация. Стилолитовые швы (рис., Д) встречаются по всему силурийскому разрезу (чаще в нижнесилурийских отложениях). Отмечаются как столбчатые, бугорчатые и зазубренные, с хорошо выраженными швами, расположенные как субгоризонтально, так и субвертикально к слоистости. Зачастую они выполнены глинистым, глинисто-органическим веществом. Поскольку стилолитовые швы представляют собой ослабленные зоны, то по ним иногда наблюдается развитие открытых микротрещин более позднего времени с вторичными пустотами выщелачивания, которые улучшают фильтрационно-емкостные свойства пород. Нередко в шлифах отмечаются слабо извилистые линии с нечетко выраженными шиповидными выступами, так называемые «заточные» стилолиты.

Окремнение. Процесс окремнения (рис., Г) развит в породах верхнего и нижнего силура. Зачастую обособление кремнистого вещества происходит в виде мелких стяжений, линз, линзовидных



Вторичные процессы в карбонатных породах.

А — интенсивная перекристаллизация доломита, практически с полной утратой первичной структуры (гребенской горизонт, S_2); Б — поры и каверны выщелачивания в зернистых доломитах (овинпармский горизонт, D_1); В — сеть макротрещин в тонкозернистом доломите (гердьюский горизонт, S_2); Г — серия стилолитов в доломите с линзами кварца (сидельский горизонт, S_1), Д — зубчато-столбчатые типы стилолитовых швов (нижний силур)

пропластков. Контакт с вмещающей карбонатной массой как четкий, резкий, так и расплывчатый.

Петрофизическая характеристика пород. По данным В. Н. Данилова с соавторами [2] в отложениях верхнего силура наиболее высокые коллекторы связаны с верхней пачкой гребенского горизонта и нижней пачкой гердьюского горизонта. Коэффициент эффективной толщины $K_{эф}$ — соответственно 0.19 и 0.38. По данным ГИС общая пористость изменяется от 4.3 до 7.3 %, при проницаемости по керну от 1 до $115 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Преобладают коллекторы трещинно-каверново-поровые и трещинные.

Таким образом, проведенные исследования подтверждают, что коллекторы относятся к сложным трещинно-каверново-поровым коллекторам и характеризуются высокой неоднородностью, что предполагает необходимость уточнения тектонического строения данного района и доизучения причин невысоких притоков углеводородов. Поэтому необходимы дополнительные исследования,

в том числе и морфологии пустотного и трещинного пространства потенциальных коллекторов.

Работа выполнена при поддержке проекта УрО РАН для молодых ученых и аспирантов №14-5-НП-287 и при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект УрО РАН № 12-5-6-012-АРКТИКА «Формирование углеводородных систем в толщах верхнего палеозоя в арктическом районе Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна».

Литература

1. Даньщикова И. И., Майдль Т. В. Проявление тектонических деформаций в карбонатных породах Адакской площади (гряда Чернышева) // Вестник Института геологии, 2013. № 2. С. 7—9.
2. Перспективы нефтегазоносности центральной части поднятия Чернышева по результатам геолого-разведочных работ на Адакской площади / Данилов В.Н., Иванов В.В., Гудельман А.А. и др. // электр. науч. журн. Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2011. Т. 6. № 2. <http://www.ngtp.ru>.

Новый тип гидротермально–осадочных образований в нижнем карбоне северо–востока Пай–Хоя

А. В. Журавлев

ЗАО «Поляргео», Санкт–Петербург

Следы палеогидротермальной деятельности и связанных с ней органогенных образований на Пай–Хое известны в широком стратиграфическом интервале — от верхнего девона до конца нижнего карбона, в громашорской, силовыхинской и карской свитах [1, 2, 5].

Раннекаменноугольные гидротермально–осадочные образования и ассоциирующие с ними глубоководные органогенные постройки (строматолитоморфные и «глазковые» известняки) широко развиты в визейско–серпуховской карской свите [1, 2]. На р. Кара с этими образованиями связано месторождение барита. Присутствуют они и на Амдерминской площади (территория листа R-41–XXI), в бассейне р. Песчаная и районе оз. Хардто. Здесь в верхневизейской части разреза наблюдается парагенезис строматолитоморфных и «глазковых» известняков и доломитов, а также стратиформных тел кварц–кальцитового состава, для которых предполагается гидротермально–осадочный генезис. По строению этот комплекс отложений сходен с гидротермально–осадочными образованиями в карской свите на р. Кара, однако не содержит промышленных концентраций барита. По результатам СПКА содержания Ва здесь не превышают 0,2, а Sr — 3%.

Выше по разрезу, в серпуховской части карской свиты, на р. Пэтарка в бассейне р. Песчаная выявлен другой комплекс гидротермально–осадочных образований [4] (рис. 1). В его составе выделяется пять типов слоев (по [3, 4] с дополнениями):

1. Брекчиевидные известняки (Н-1). Известняки серые до светло–серых, массивные, брекчированные (брекчиевидные), от мелко– до крупнокристаллических, с кварцем (окварцованные), местами кавернозные. Обломки рассеянные, не сортированные, от грубопесчаной до глыбовой размерности, обычно представлены угловатыми или округлыми фрагментами строматолитоморфных известняков. Вероятно, соответствуют телам палеогидротермальных построек, сформировавшихся при излиянии насыщенных карбонатом и кремнеземом низкотемпературных растворов на морское дно. При излиянии растворов происходило взламывание и частичное растворение микробных корок, что привело к образованию брекчиевидной структуры.

2. Известняковая конглобрекция (ХВ-12), светло–серая, плохо сортированная, часто с обратной градационной сортировкой плохо окатанных обломков. Матрикс кристаллический, кварц–кальцитовый, с рассеянным тонким детритом, светло–серый, белесый. Обломки представлены преимуще-

ственно известняками строматолитоморфными. В подошвах слоев конглобрекций отмечены гиероглифы. Сформирована, скорее всего, гравитационными процессами оползания склонов гидротермальных построек. Материалом служили как сами тела гидротерм, так и оброставшие их микробные корки. По механизму формирования, судя по структурно–текстурным характеристикам, этот тип отложений близок к флюксотурбидитам.

3. Известняковые галечно–песчаные градационные циклиты (ХВ-11) светло–серого цвета, с прямой градацией, обломки в нижних частях окатанные, до 1–2 см в поперечнике, в верхних частях до крупнопесчаных. Обломки представлены преимущественно известняками кремнистыми, пелитоморфными, субпараллельнослойчатыми, местами строматолитоморфными. Матрикс сложен мелко–среднекристаллическим кальцитом с рассеянным мелкокристаллическим кварцем. Нижние части циклитов массивные, верхние — с неотчетливой волнистой текстурой. В подошвах циклитов — гиероглифы. Отложения, вероятно, сформированы склоновыми процессами и отвечают дистальным частям обломочных шлейфов гидротермальных построек.

4. Известняковые тонкодетритово–пелитоморфные градационные циклиты (ХВ-1), состоящие из известняков кремнистых, от тонкодетритовых до пелитоморфных, серых до темно–серых, субпараллельнослойчатых. Мощности циклитов — первые сантиметры. Предполагается, что формирование циклитов происходило в дистальных частях турбидитных конусов выноса.

5. Строматолитоморфные известняки (В-1). Известняки пелитоморфные, местами кремнистые, темно–серые, с микрополосчатой (строматолитоморфной) текстурой, иногда окварцованные и перекристаллизованные до грубокристаллических с реликтами строматолитоморфной текстуры. В шлифах наблюдается характерное чередование крупнокристаллических и микроглобулярных слоев. Сформировались за счет жизнедеятельности (осаждения карбоната кальция) микробных матов, которые покрывали как склоны, так и подножия гидротермальных построек. Микробная, а не водорослевая, природа строматолитоморфных известняков предполагается исходя из реконструируемых фоновых условий осадконакопления и палеогеографического положения в пределах среднепалеозойской батии.

Брекчиевидные известняки формируют постройки конусовидной или караваевидной формы

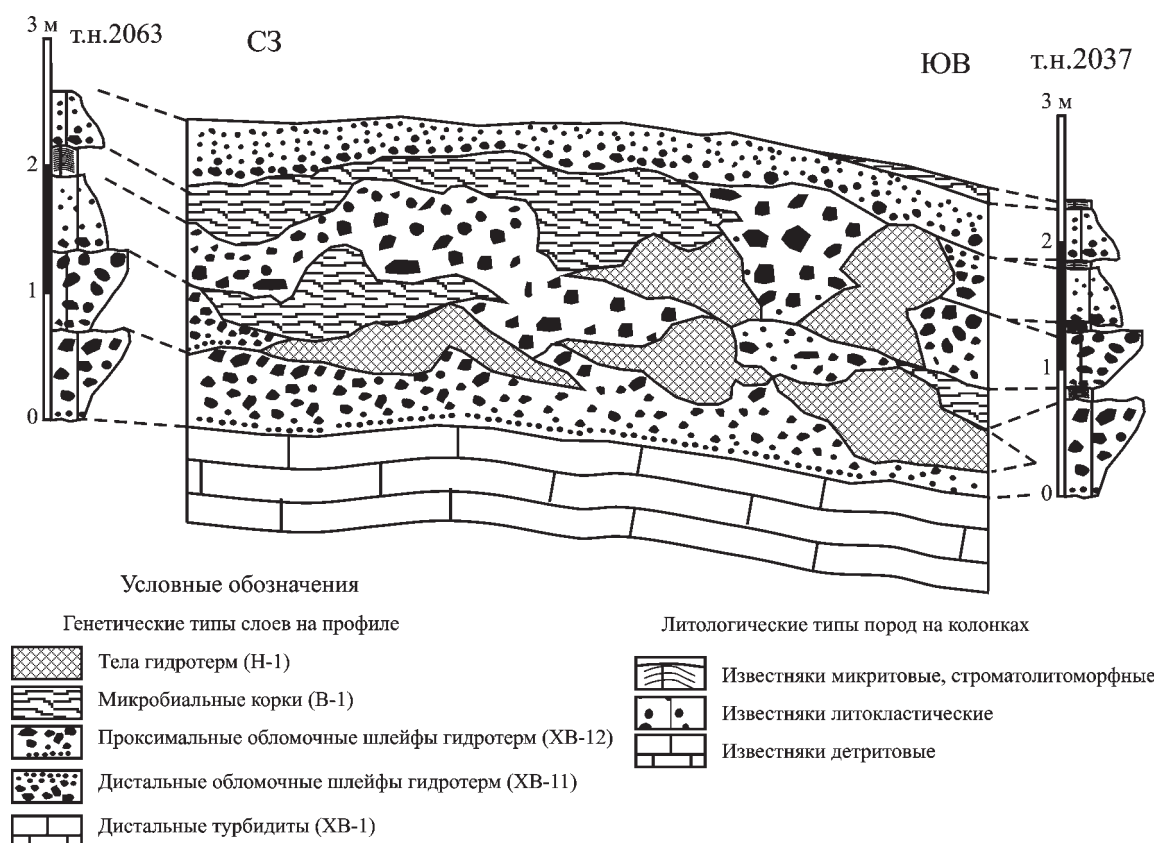


Схема строения гидротермально-осадочного комплекса в карской свите на р. Пэтарка

(рис. 1). Высота сохранившихся конусов достигает первых метров, они окружены шлейфами карбонатных конглобрекций и известняковыми галечно-песчаными градационными циклитами. На самих конусах и рядом с ними наблюдаются корки и желваки строматолитоморфных известняков, которые рассматриваются как микробиальные калиптры. Подстилаются и перекрываются гидротермальные постройки седиментогенными известняковыми тонкодетритово-пелитоморфными градационными циклитами.

По сравнению с первым типом, данные гидротермально-осадочные структуры лучше пространственно локализованы, образуют достаточно компактные поля и окружены обломочными шлейфами. Гидротермальные постройки практически бескорневые, подводными каналами, вероятно, служили зоны повышенной трещиноватости. По результатам СПКА содержания Ва в телах построек не превышают 0.02%, Sr — 0.5%. При этом характерны несколько повышенные содержания Al (до 0.5—1.0 %). В остальном, состав известняков, слагающих постройки, не отличается от вмещающих карбонатов.

По своему строению и геохимической специализации эти постройки имеют сходство с современными «белыми курильщиками» [6]. Как и современные, древние белые курильщики практически не рудоносны, что подтверждается результатами спектральных анализов.

Литература

1. Беляев А. А., Семенов Г. Ф. Генетические особенности серпуховских карбонатных отложений сланцевой зоны Пай-Хоя // Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Тр. ИГ Коми НЦ УрО АН СССР, Вып. 67. Сыктывкар, 1988. С. 51—61.
2. Беляев А. А., Семенов Г. Ф., Суханов Н. В. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных пород сланцевой зоны Пай-Хоя // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Тр. ИГ КФАН СССР, Вып. 44. Сыктывкар, 1983. С. 53—54.
3. Еременко Н. М., Журавлёв А. В. Литолого-генетическая типизация среднепалеозойских глубоководных отложений // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28—31 октября 2013 г.). 2013. Т. I. С. 290—294.
4. Еременко Н. М., Попов В. В., Журавлёв А. В. Раннекаменноугольные «белые курильщики» северо-восточного Пай-Хоя // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. 22. Сыктывкар, 2013. С. 46—49.
5. Старикова Е. В. Строматолитоподобные марганцевые отложения Пай-Хоя // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7. 2012. Вып. 2. С. 10—21.
6. Kelley D. S. From the mantle to microbes. The Lost City hydrothermal field // Oceanography, V. 18, No. 3, 2005. P. 32—45.

Сезымская свита нижней перми Полярного Урала (история исследований и нерешенные вопросы)

Н. С. Инкина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Сезымская свита выделена Н. В. Шмелевым в 1955 г. на юго-западном Пай-Хое [12]. Она распространена в Елецкой структурно-формационной зоне и на севере Предуральского краевого прогиба. Согласно стратиграфической схеме Урала, свита сложена глинисто-карбонатными породами ассельско-сакмарского возраста и занимает промежуточное положение в разрезе верхнего палеозоя между мелководными известняками карбона и глубоководными терригенными флишевыми отложениями [13]. Однако, многими исследователями оспаривается стратиграфический объем свиты, существуют диаметрально противоположные взгляды на условия их осадконакопления и взаимоотношение их с одновозрастными рифогенными образованиями. Важность установления стратиграфического объема свиты и ее подлинных взаимоотношений с подстилающими и сменяющими их на площади отложениями позволит понять основные моменты геологической истории Полярного Урала и Пай-Хоя.

Несомненно, решение этих вопросов будет способствовать реконструкции истории тектонического развития региона в позднем палеозое. Ниже представлена история исследований сезымских отложений на Полярном Урале и Пай-Хое.

Систематическое геологическое изучение Воркутинского района началось со времени открытия Г. А. Черновым углей на р. Воркута в 1930 г. В результате этих работ впервые была дана геологическая характеристика района и составлена схематическая геологическая карта верховьев рек Воркута и Уса [5]. Н. Н. Иорданский и Г. А. Чернов установили, что непосредственно на визейских известняках со стратиграфическим несогласием залегает 12-метровая толща мергелей, отнесенная на основании находок единичных кораллов к самому основанию нижней перми.

К. Г. Войновский-Кригер, В. В. Погоревич и О. Л. Эйно в составе нижней перми севера Предуральского краевого прогиба выделили юньягинскую и воркутскую свиты [2]. Юньягинская свита была разделена ими на четыре подсвиты: мергелистый горизонт (12 м), аргиллитовая (40 м), нижняя песчаниковая (120 м), алевролитовая (400 м) и верхняя песчаниковая (350 м). С тех пор, мергелистая толща, стала выделяться на стратиграфических схемах как самостоятельный стратон — «мергелистый горизонт». На основании определений кораллов, брахиопод и аммонитов

он был отнесен к подошве юньягинской свиты артинского яруса (в старом понимании объема артинского яруса).

В докторской диссертации К. Г. Войновский-Кригер посвятил описанию контактов пермской и каменноугольной систем западного склона Урала отдельную главу [3]. Им отмечено, что во всей северо-восточной части Печорского бассейна разрез нижней перми чаще всего начинается с характерного мергелистого горизонта, несущего своеобразную, довольно богатую и разнообразную фауну. Возраст мергелистого горизонта не был точно установлен, так как по одним фаунистическим данным возраст мергелей определялся как позднеартинский, но в одном пункте была найдена богатая фауна брахиопод сакмарского облика. К. Г. Войновский-Кригер был уверен в том, что отложения карбона размыты, и пермские отложения со стратиграфическим несогласием залегают на его разных горизонтах. Он считал, что эта граница требует дальнейшего изучения с тщательным отбором фауны и послойным описанием разрезов.

Н. В. Шмелев в 1955 г. предложил новую схему стратиграфического подразделения пермского разреза на юго-западном Пай-Хое [15]. В ней нижняя юньягинская свита разделена на три подсвиты снизу вверх: гусиную, бельковскую, талатинскую (свиты, ранее выделенные А. А. Черновым). В основании юньягинской свиты в этом районе он наблюдал пачку глинистых известняков и мергелей сходную с мергелистым горизонтом Воркутинского района. Однако находки сакмарских амmonoидей указывали на более древний ее возраст, поэтому данная пачка была названа им сезымским горизонтом и в стратиграфической схеме помещена под мергелистым горизонтом [15]. Важно подчеркнуть, что в разрезе р. Янгарея в строении сезымского горизонта Н. В. Шмелевым описан уникальный пласт конгломерата. Обломки конгломерата представлены мергелями, глинистыми сланцами и темно-серыми каменноугольными известняками с фауной, указывающей на глубокий размыв карбона.

М. Г. Миронова и Д. Л. Степанов представили результаты изучения мергелистого горизонта нижнепермской толщи Печорского бассейна на основании изучения разреза на р. Воркута (близ Цементного завода) [7]. Их выводы можно свести к нескольким положениям: 1) в Воркутин-

ском районе мергелистый горизонт залегает с резким контактом, но без видимого углового несогласия на известняках, относящихся предположительно к среднему карбону или же к самым низам верхнего; 2) состав фаунистического комплекса не дает вполне однозначного ответа о возрасте, но авторы склоны считать, что объем горизонта соответствует двум ярусам нижней перми — уральскому (асельскому) и сакмарскому; 3) разнообразный комплекс брахиопод (свыше 25 видов) распространенный в мергелистом горизонте, по мнению авторов, характерен для морских бассейнов с вязким неустойчивым характером донных грунтов; 4) высказано предположение о чрезвычайно медленном осадконакоплении глинисто-карбонатных отложений мергелистого горизонта в Воркутинском районе и найдено их сходство с зоной глубоководных осадков нижней перми на Южном Урале.

В. И. Устрицкий в 50-е прошлого столетия целенаправленно и детально изучал контакты перми и карбона в разрезе нескольких десятков обнажений на северо-восточном и юго-западном Пай-Хое [16]. Маломощную глинисто-карбонатную толщу в основании юньягинской серии он продолжает называть, по аналогии с Воркутинским районом, мергелистым горизонтом и проследил его распространение с некоторыми изменениями на расстоянии более 400 км. Им установлено залегание мергелистого горизонта на известняках разных отделов карбона. Восточнее р. Бельковой В. И. Устрицкий выявил разрезы, где в мергелях появляется значительное количество гальки и валунов известняков с фауной среднего и верхнего девона, нижнего, среднего и верхнего карбона. По его мнению, валуны девонских пород могли быть принесены только с севера или северо-востока, т.е. с центральной части Пай-Хоя. В. И. Устрицкий указал о трансгрессивном залегании пермских отложений на каменноугольных и девонских. Возраст мергелистого горизонта он считал сакмарским, а не верхнеартинским, но при этом не исключал возможность разного возраста в других разрезах.

А. В. Македонов соавторами в томе III «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», посвященного Печорскому угленосному бассейну, представили историю развития Печорского угольного бассейна в позднем палеозое [1]. Они интерпретировали осадконакопление сезымских отложений как крайне мелководноморское.

Большим коллективом авторов (Н. В. Еномян, Л. Н. Беляков, В. М. Игонин, М. В. Коновалова и В. М. Дружинина) подробно описаны разрезы перми и карбона на реках Кожим, Лек-Елец, Воркута, Б. Талота, мыса Чайка и на северном побережье острова Вайгач [4]. По их данным

комплекс брахиопод сезымской свиты не может рассматриваться как сакмарский, а имеет более древний облик. Остатки фузулинид, гониатитов и мелких фораминифер указывают на ассельский век. В составе комплекса фораминифер авторами было выделено две экологические группировки. Одна из группировок, по их мнению, может свидетельствовать о накоплении осадков в более глубоководных удаленных участках моря в условиях спокойного гидродинамического режима вод с ненормальной морской соленостью.

В 1989 г. появилась публикация В. С. Рогова соавторами с описанием марганцевых отложений верхнего карбона и перми Пай-Хоя [8]. Они пришли к заключению, что сезымская свита в пределах юго-западного склона Пай-Хоя может включать верхнемосковский подъярус среднего карбона, касимовский и гжельский ярусы верхнего карбона и ассельский и сакмарский ярусы нижней перми. Она, скорее всего, имеет скользящие во времени границы и в разных районах разный возраст.

Б. И. Чувашов с коллегами в обобщающей монографии по пограничным отложениям карбона и перми западного склона Урала кратко затронули вопрос и о возрасте глинисто-карбонатных (депрессивных) отложений севера Урала [9]. Они выразили сомнение о залегании сезымской свиты со стратиграфическим перерывом на каменноугольных отложениях. По их мнению, для этого факта требуются дополнительные геологические данные.

Одна из немногих работ, посвященных сезымской свите, где рассматриваются не только палеонтологические остатки, но и литология и геохимические данные является статья О. Е. Малышевой и В. А. Молина [6]. Авторы детально изучили стратотипический разрез сезымской свиты на руч. Сизимтывис и сделали предположение об относительно глубоководном образовании осадков в условиях окраины шельфа или батиаля. Ими высказано предположение о формировании сезымских отложений при заложении краевого прогиба.

В. В. Юдин в монографии [17] при описании Елецкой карбонатной формационной зоны указывает, что сезымские отложения образовались в глубоководных условиях при малых скоростях седиментации во впадине, мигрирующей перед фронтом орогенеза. Их формирование является первым свидетельством начала орогенических движений в прилегающих к востоку районах севера Урала. Согласно представлениям В.В. Юдина, на востоке Предуралья краевого прогиба возраст мергелистого горизонта ассельско-сакмарский, а в его центральной и внешней зонах артинский.

Н. И. Тимонин и А. А. Беляев описали многочисленные разрезы с пограничными отложениями карбона и перми на Пай-Хое в разных структурно-формационных зонах (СФЗ) [14]. Они выделили два вида контактов. Первый тип контактов, развитый в Елецкой СФЗ, связан с перерывом в осадконакоплении в каменноугольной части разреза. В этих разрезах, где базальные горизонты нижней перми с размывом ложатся на разные горизонты карбона (от верхнекаменноугольных до разных слоев серпуховского яруса) залегают сезымские отложения. Второй тип контактов, характерный для Лемвинской СФЗ, практически постепенный переход в разрезе каменноугольных отложений в пермские. Авторы обращают внимание на трудно объяснимую резкую смену в разрезе мелководных толщ карбона на относительно глубоководные отложения сезымской свиты.

В. А. Салдиным в сезымской свите разреза р.Лек-Елец установлена и описана органогенная постройка типа илового холма [10]. Он представил пространственно-временное взаимоотношение мощных рифогенных карбонатных образований и маломощных глинисто-карбонатных отложений, в том числе сезымских, на севере Урала [11].

Таким образом, рассмотрев долгую историю изучения сезымской свиты можно заметить, во-первых, что нет однозначного ответа на его стратиграфический объем, во-вторых, существуют два противоположных мнения об условиях образования. Во всех работах, за исключением одной, отсутствует характеристика литотипов пород, нет данных по геохимии пород, не приведен состав глинистых минералов и не рассматривался состав терригенной примеси. Вероятно, получив эти данные, можно будет более уверенно ответить на нерешенные вопросы.

Литература

1. Афанасьев Б. Л., Македонов А. В., Ярославцев Г. М. История геологического развития // Геология месторождений угля и горючих сланцев. СССР. М.: Недра. 1965. Т. 3. С. 148—155.
2. Войновский-Кригер К. Г., Погоревич В. В., Эйно О. Л. Стратиграфия нижнепермских отложений Воркутского угленосного района // Сов. геология. 1948. № 3. С. 7—30.
3. Войновский-Кригер К. Г. Стратиграфия и тектоника Западного склона Урала. Диссертация на соиск. уч. степени доктора геол.-мин. наук (в 6-ти томах). Воркута, 1953 г. (Архив Коми научного центра УрО РАН).
4. Еномян Н. В., Беляков Л. Н., Игонин В. М. и др. Отчет «Биостратиграфия карбона и пермских отложений (обоснование границы перми и карбона)». Воркута, 1972 г. «Комигеолофонд». Инв. № 4411.
5. Иорданский Н. Н., Чернов Г. А. Маршрутные геологические исследования в бассейне Верхней Усы (Полярный Урал) летом 1930г. // Матер. ЦНИГРИ. Регион. геол. и гидрогеол. Сб. 1. М., 1933. С. 35—51. (ВГРО НКТП СССР).
6. Малышева О. Е., Молин В. А. Литолого-палеонтологическая характеристика сизимской (сезымской) свиты в стратотипическом разрезе // Фанерозой Европейского северо-востока России. Сыктывкар, 1992. С. 72—85. (Тр. Института геологии Коми научного центра УрО РАН; Вып. 75).
7. Миронова М. Г., Степанов Д. Л. О возрасте мергелистого горизонта нижнепермской толщи Печорского бассейна // Доклады АН СССР. 1957. Т. 114. № 3. С. 623—626.
8. Новые данные по стратиграфии марганценовых отложений перми и карбона Пай-Хоя. В.С. Рогов и др. // Советская геология. 1988. С. 59—68.
9. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми Западного склона Урала и Приуралья / Б. И. Чувашов, Г. В. Дюпина, Г. А. Мизенс, В. В. Черных. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 412 с.
10. Салдин В. А. Органогенная постройка в сезымской свите верхнего палеозоя Полярного Урала // Геология рифов: Материалы Международного совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 139—142.
11. Салдин В. А. Пространственное распределение среднекаменноугольно-нижнепермских органогенных построек и депрессионных отложений на севере Урала // Материалы Всерос. литологического совещания «Рифы и карбонатные псефитолиты». Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 155—157.
12. Стратиграфический словарь СССР Карбон, пермь. Л., Недра. 1977. 535 с. (М-во геологии СССР, Всесоюзно науч.-исслед. геол. ин-т).
13. Стратиграфические схемы Урала / Ред. Н. Я. Анцыгин, Б. А. Попов, Б. И. Чувашов. Екатеринбург: 1993. 153 лист.
14. Тимонин Н. И., Беляев А. А. Характер контактов пермских и каменноугольных отложений на северо-востоке Печорской плиты. Сыктывкар: 2002. 52 с. (Научные доклады/Коми научный центр УрО Российской академии наук; Вып. 443).
15. Шмелева Н. В. О положении Янгарейского угольного месторождения в стратиграфическом разрезе перми северо-восточной части Печорского бассейна // М-лы совещания по итогам геологических и геологоразведочных работ, проведенных различными организациями на территории Коми АССР за период 1948-1953 гг. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1955. С. 218—225.
16. Устрицкий В. И. О характере контакта перми и карбона на Пай-Хое // Сб. статей по геологии Арктики. Л.: 1958. С. 3—14. (Тр. НИИГА. Т. 80. Вып. 5).
17. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 286 с.

Эволюция фаменского морского бассейна на территории Центрально–Хорейверской рифогенной зоны

Н. А. Канева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Для изучения фаменских отложений автор использовал данные по разрезам 18 скважин Дюсусhevской (Дюс), Восточно-Колвинской (ВК), Ардалинской (Ард), Ошкотынской (Ош) и Центрально-Хорейверской (ЦХВ) площадей. В тектоническом плане исследуемые автором площади располагаются в пределах Центрально-Хорейверского уступа (вала), который разделяет положительные структуры II порядка – Колвависовскую и Садаягинскую ступени [4]. Как показали предыдущие исследования Т. И. Кушнareвой, Н. В. Беляевой, Л. В. Пармузиной и др., фаменские отложения характеризуются разнообразными фациями. Детальное изучение фаменских рифогенных отложений и палеогеографическая реконструкция их осадконакопления представляют интерес для выяснения условий формирования карбонатных отложений, перспективных на поиски углеводородного сырья.

Для построения палеогеографических схем фаменского времени изученной территории помимо литологических использовались геофизические данные. В основу методики было положено выделение карбонатных циклитов по параметрам ГК: трансгрессивного (глинистый), переходного (глинисто-карбонатный) и регрессивного (карбонатный) [1]. Среди изученных отложений обособилось пять парагенетических ассоциаций (ПА), характеризующих разные обстановки осадконакопления в пределах карбонатных банок, обрамленных с внутренней части бассейна депрессионной впадиной: глинисто-биокластово-пелитоморфных известняков (ПА-1), отражающая обстановки переходные к глубоководным/мелководно-шельфовым с высоким положением уровня моря; доломитово-поростроматово-фенестровая (ПА-2), характеризующая лагунные фации; комковато-био-литокластовых известняков (ПА-3), типичные для отмельных обстановок; пелитоморфно-био-литокластовых известняков (ПА-4), которая определяет обстановки склона карбонатной банки в сторону мелководного шельфа и парагенетическая ассоциация биогермных известняков (ПА-5), приуроченная к переходной зоне склона отмели и карбонатной банки в сторону депрессии.

Целью данной работы является анализ обстановок осадконакопления и фациальной зональности по разрезу фаменских карбонатных отложений территории, характеризующейся сложным блоковым строением дна бассейна [2].

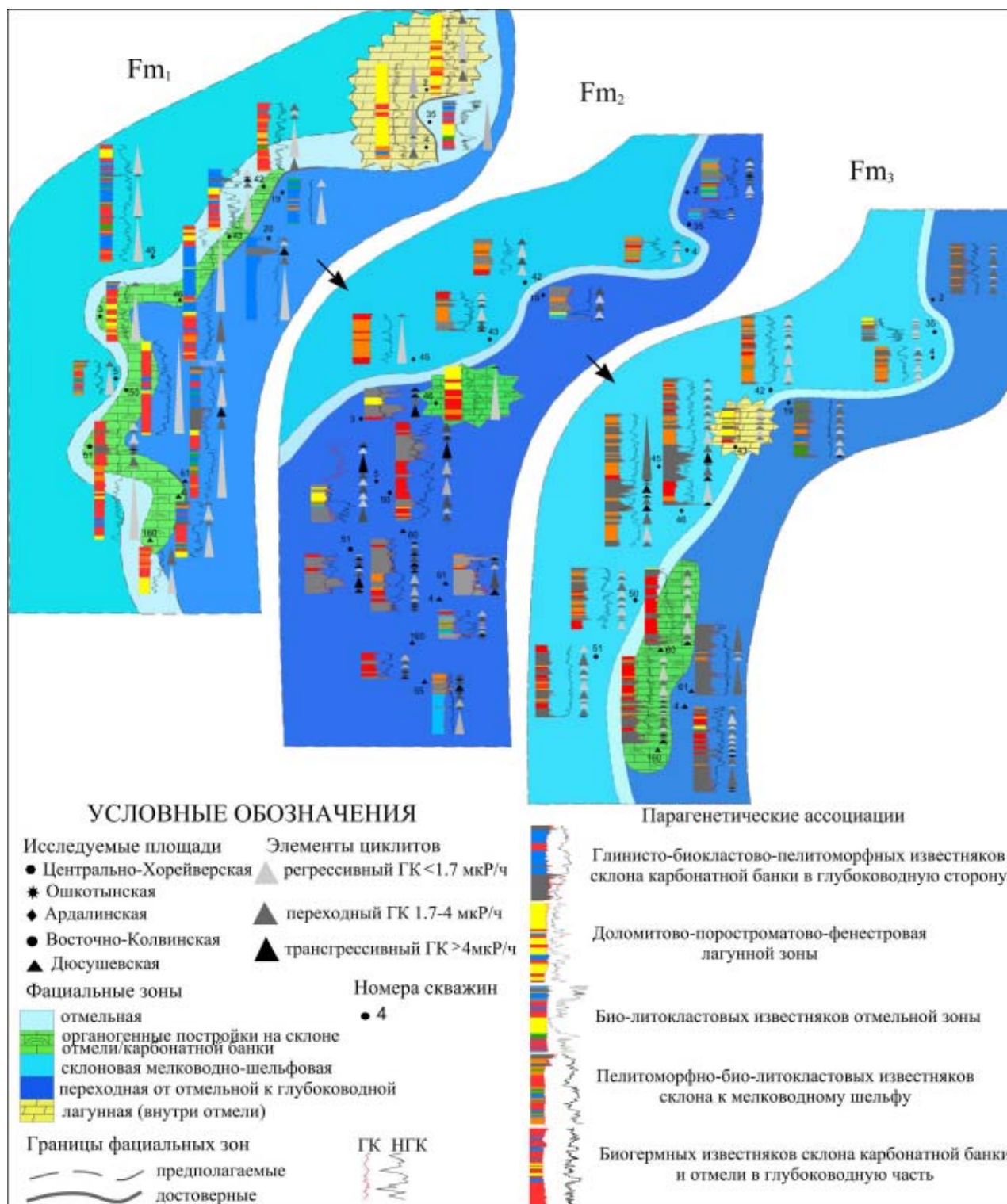
Раннефаменское время

Анализ циклитов по разрезам нижнего фамена показал, что в юго-западном (скв. 50 ВК) и северо-восточном разрезах (скв. 35 ЦХВ) наиболее четко выражены регрессивные элементы. В то же время в центральных (скв. 20 и 43 Ош) и южных (скв. 51 ВК и скв. 61 Дюс) разрезах развиты все три элемента циклита, но в разных объемах. Элементное строение карбонатных циклитов свидетельствует об устойчивых условиях седиментации, что проявляется в редкой их смене.

Распределение по площади парагенетических ассоциаций показывает довольно сложную конфигурацию фациальных зон [3]. Так, например, в пределах Центрально-Хорейверской площади в раннефаменское время существовали лагунные (скв. 2 и 4) и отмельные (скв. 35) условия осадконакопления. На территории Ошкотынской площади были распространены обстановки отмели (скв. 42 и 43), а на востоке – склоновые (скв. 19 и 20). Можно предположить, что западнее были развиты склоновые условия осадконакопления. В пределах Ардалинской площади присутствуют признаки существования трех фациальных зон, т.к. разрез скв. 45 характеризует обстановки склоновые мелководно-шельфовые, которые можно протрассировать в пределы Ошкотынской и Центрально-Хорейверской площадей. А в скв. 46 Ард вскрыт разрез микробияльного холма на склоне отмели/карбонатной банки, переходной в сторону депрессии. Эти зоны должны быть разделены мелководной областью (отмелью), но разрезы в этой зоне отсутствуют. На Восточно-Колвинской и Дюсусhevской площадях были распространены обстановки склона отмели с органогенными постройками (скв. 3, 50, 51 ВК и скв. 4, 160 Дюс), которые восточнее сменяются склоновыми переходными к депрессии (скв. 61 Дюс), а западнее переходят в склоновые мелководно-шельфовые обстановки (скв. 5 ВК) (рисунок).

Среднефаменское время

Частая смена трансгрессивно-регрессивных среднефаменских циклитов представлена в разрезах Восточно-Колвинской и Дюсусhevской площадей, тогда как на территории скв. 19 и 43 Ош и скв. 2 и 35 ЦХВ она редкая, что отражает более устойчивые условия седиментации. В разрезах скважин Ардалинской площади, скв. 42 Ош



Схематические палеогеографические карты ранне-, средне- и позднефаменского времени изученной территории Центрально-Хорейверского вала

и скв. 4 ЦХВ наиболее выражены регрессивные элементы циклов.

В среднем фамене в связи с обширной трансгрессией Тимано-Печорского бассейна, на изучаемой территории в северо-западной части установились мелководные шельфовые обстановки, а на юге и северо-востоке — относительно глубоководные. В связи с возникшими неблагопри-

ятными абиотическими факторами водной среды, вызванными повышенным привносом питательных веществ и мутностью вод, в это время прекратили свое существование органогенные постройки на склоне карбонатной банки/отмели. Однако в районе скв. 46 Ард микробиальный холм продолжал свое развитие, что возможно могло быть связано с тем, что здесь сохранились пред-

шествовавшие условия осадконакопления. На Восточно-Колвинской площади органогенные постройки перекрываются отложениями более глубокого шельфа. Лагунные обстановки на территории Центрально-Хорейверской площади сменились мелководно-шельфовыми со спокойной гидродинамикой (скв.2) и подвижноводными мелководными условиями (скв. 4). В районе скв. 35 ЦХВ, где ранее существовала отмель, в среднем фамене представлена относительно глубоководными шельфовыми спокойноводными обстановками (см. рисунок).

Позднефаменское время

Строение верхнефаменских циклитов характеризуется более выдержанными элементами на юге Дюсюшевской (скв. 4 и 160) и Ардалинской площадей. Редуцированные циклиты отмечены в скв. 60 Ард и скв. 19 Ош. В северных и южных разрезах территории наибольшим распространением в составе циклитов пользуются регрессивные элементы. Переходные элементы циклитов более развиты в самой северной части территории (скв. 2 ЦХВ) и самой южной (скв. 61 Дюс). Резкая неоднородность строения циклитов отражает разнообразие блоковых движений на фоне общей регрессии морского бассейна в позднефаменское время.

В это время происходит расширение области мелководного шельфа на юго-запад. Формирование отложений в условиях более погруженной части шельфа происходило на территории Дюсюшевской площади, скв. 19 Ош и скв. 2 ЦХВ. При этом на склоне карбонатной банки/отмели в переходной к депрессионной области вновь возобновилось формирование микробиальных органогенных построек (скв. 60, 160 Дюс). В скв. 43 Ош вскрыт разрез, характерный для лагунных обстановок, которые могли возникнуть в результате изоляции с обеих сторон отмельными зонами шельфа, которые, к сожалению, не установлены из-за отсутствия разрезов скважин.

Таким образом, построенные карбонатные циклиты для отложений фаменского времени представленные на палеогеографической схеме

раннего, среднего и позднего времени могут свидетельствовать о частых колебаниях относительного уровня моря на фоне трансгрессии или регрессии морского бассейна, и отражать дифференциацию палеорельефа в пределах карбонатных банок. По разрезу и площади это проявляется сменой фаций шельфа по профилю: склон карбонатной банки в мелководную часть — отмель/ лагуна — склон карбонатной банки/отмели с органогенными постройками в глубоководную часть. Сложное строение карбонатного верхнедевонско-турнейского нефтегазоносного комплекса, несомненно, влияет на распределение коллекторов в природных резервуарах. Поэтому разработка детальных палеогеографических карт в таких тектонически активных районах важно для оптимизации поисков перспективных коллекторов на площади. Полученные нами данные фациальной неоднородности комплекса рифогенных образований необходимо учитывать при выявлении перспективных карбонатных коллекторов.

Литература

1. Антошкина А. И., Салдин В. А., Сандула А. Н. Методика реконструкции условий осадконакопления и связи с ними карбонатных коллекторов (на примере верхнедевонских отложений Хорейверской впадины) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геол. съезд Респ. Коми, Сыктывкар, 2009. Т. 2. С. 214–217.
2. Белонин М. Д., Прищепа О. М., Теплов Е. Л. и др. Тимано-Печорская провинция: геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения. СПб: Недра, 2004. 396 с.
3. Канева Н. А. Условия образования нижнефаменских отложений Центрально-Хорейверской рифогенной зоны // Вестник Института геологии КНЦ УрО РАН, №10, 2013. С. 12–16.
4. Прищепа О. М., Богацкий В. И., Макаревич В. Н. и др. Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Электронный журнал «Нефтегазовая геология. Теория и практика», 2011. Вып. № 4. С. 1–32.

Седиментогенез террасового комплекса Селенгино–Итанцинской впадины и его связь с ингрессиями Байкала

В. Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

Селенгино–Итанцинская впадина — одна из отрицательных морфоструктур Байкальского рифта, обрамлена Морским хребтом с северо-востока и горной системой Улан-Бургасы — Хамар-Дабан с юго-запада. Для познания истории неоплейстоценового седиментогенеза наибольший интерес представляют осадочные толщи аквального генезиса террасового комплекса, которые имеют большое площадное распространение.

Пятая эрозионно-аккумулятивная терраса высотой 30–35 м среднееоплейстоценового возраста (первая половина, РТЛ-дата — 243 ± 25 тыс. л. н., самаровское время) распространена вдоль северного макросклона хребта Хамар-Дабан. Разрез ее детально изучен в приустьевой части р. Вилуйка (п. Селенгинск). Верхняя толща террасы мощностью 6 м выполнена песчаным материалом (средневзвешенный диаметр частиц, $x=0.15-0.28$ мм) мелко-среднезернистой структуры с наклонной и дельтовой (S-образной) текстурой. Коэффициент вариации определяет происхождение данных осадков ($v=0.69-0.84$) как аквальное. Седиментация этой толщи происходила в неглубоких устойчивых слабопроточных озеровидных объектах (1.4–2.2 м) с палеопотоками равнинного типа (число Фруда, $Fr < 0.1$), имевшими постоянное, сравнительно чистое русло (коэффициент шероховатости, $n=41-43$) и площадью водосбора не менее, чем 100 км^2 в придельтовом положении (число Лохтина, $\Lambda=1.72-2.10$).

Нижняя толща мощностью 11 метров представлена алевритово-псаммитовым материалом: субгоризонтально-, слабоволнисто- и наклонно-слоистыми мелкозернистыми алевропесками ($x=0.14-0.15$), алевритово-мелкозернистыми ($x=0.23-0.27$) и алевритисто-средне-мелкозернистыми песками ($x=0.39$). Коэффициент вариации составляет $v=0.66-0.86$ и подтверждает аквальное происхождение изучаемых осадков. Местом аккумуляции субстрата являлся стационарный озеровидный проточный водоем с глубинами 1.3–2.2 м и наличием сети палеопритоков. По числу Фруда они относились к равнинному ($Fr < 0.1$) типу постоянных русел с водосборной площадью более 100 км^2 , свободным течением воды в комфортных и очень комфортных условиях состояния ложа ($n=39-46$) в придельтовых условиях ($L=1.57-2.13$).

Отложения *IV террасы* высотой 20–24 м в районе с. Фофоново отчетливо подразделяются на три горизонта. Первый горизонт (интервал 0.35–1.0 м) раннекаргинского времени (РТЛ-дата,

40000 ± 5700 л. н.) сложен песчаным алевритом ($x=0.13$) с практически полным отсутствием слоистости. Невысокое значение коэффициента вариации ($v=0.77$) указывает на комплексный аллювиально-озерный генезис. Бассейн осадкообразования представлял собой неглубокий стационарный мелководный (до 1.5–2.0 м) озеровидный водоем. В фациальном отношении исследуемые осадки соотносятся с прибрежной фацией лимнической макрофагии. Второй горизонт разреза (2.0–3.5 м) выполнен тонкослоистыми крупными ($x=0.08-0.09$) и песчаными ($x=0.09-0.10$) алевритами. Время образования его — от позднеермаковского (65000 ± 7000 л. н.) в подошве до раннекаргинского (49000 ± 6000 л. н.) на верхней границе. Показатели коэффициента вариации относятся к диапазону 0.7–1.0, накопление протекало в крупном малопроточном неглубоком (до 2–3 м) озерном водоеме с субламинарным гидрологическим режимом водотоков. Третий горизонт (5.0–8.5 м) тазовского времени (140000 ± 17000 л. н.) состоит из неотчетливо-слоистого алеврита ($x=0.07$). Набор статистических ($v=0.48$) и палеопотамологических показателей устанавливает аккумуляцию в спокойных динамических условиях стационарного озера с образованием приглубо-донных фаций (устойчивая среда с субламинарным режимом придонного осаждения на литорали лимнических водоемов при критически малых скоростях транспортировки осадков).

Толща *третьей террасы* (15–20 м, поздний неоплейстоцен — каргинский возраст: 45000 ± 4500 ; 35000 ± 5000 л. н.) в целом имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза сложена косослоистыми галечниками и крупно-грубозернистыми песками с гравийными включениями. Осадки верхней части, вскрытой до глубины 8 м в районе п. Ильинка, представлены широким тонкообломочным литологическим разнообразием — от песчаных алевритов ($x=0.08-0.1$), алевропесков ($x=0.16-0.17$), алевритовых песков ($x=0.18-0.20$) до средне-мелкозернистых алевритовых песков ($x=0.22$). Величина коэффициента вариации n по всей толще составляет 0.54–0.76 и подтверждает аквальное происхождение изучаемых отложений области совмещенного аллювиально-лимнического генезиса ($0.4 < v < 0.8$). Накопление осадков данной террасы происходило в озеровидных, неглубоких (до 2 м) водоемах при наличии разветвленной фурирующей сети протоков р. Пра-Селенги со слаботурбулентным гидрологическим режимом.

Вторая надпойменная терраса (10–12 м, позднекаргинская, 27000 ± 3500 и раннесартанская, 22000 ± 5500 л. н. эпохи) как и третья, состоит из двух толщ. Низы сложены слоистым псефитово-псаммитовым материалом, верхи – песчано-алевритовыми осадками. В строении основания террасы, изученного в приустьевой части р. Итанцы, принимают участие гравийно-галечно-песчаные смеси ($\chi=9.55$). Показатель коэффициента вариации $v=1.25$ принадлежит полю однонаправленных постоянных потоков с сезонным колебанием водности. Формирование толщи осуществлялось крупными горными потоками со зрелыми грядовыми формами ($Fr=0.47$), имевшими извилистое крупногалечное строение ложа и неспокойное быстрое течение.

Верхняя толща, изученная в карьере на р. Ловцова южнее п. Ильинка (вскрытая мощность – 7 м) наращивает разрез отложений 2-й террасы и сложена массивной лессовидной супесью (залегание 0.0–1.8 м), субгоризонтально- и слабо-волнисто-слоистым песчаным алевритом (1.8–3.2 м, $\chi=0.12$ –0.14), ритмично-тонкослоистым субгоризонтально-волнистым алевритово-мелкозернистым песком (3.8–5.2 м, $\chi=0.17$) и субгоризонтально-наклонным мелкозернистым песком (5.2–7.0 м, $\chi=0.19$), сформировавшимися в аквальных условиях (речные – $v>0.8$ на интервале 1.8–3.2 м, смешанные, озерно-речные $0.4<v<0.8$ на интервале 3.2–5.9 м и озерные $v<0.4$ на интервале 5.9–7.0). Аккумуляция толщи совершалась преимущественно в мелководных (до 1.0–1.5 м) проточных озерных бассейнах со слаботурбулентным гидрологическим режимом водотоков, имевшим равнинный ($Fr < 0.1$) тип естественных русел.

Первая надпойменная терраса (7–8 м) фанальнонеоплейстоцен-раннеголоценового возраста описана в береговом уступе к северу от с. Тагаурово. Характерна двучленность строения – сверху залегают тонкообломочные породы – песчаные алевриты ($\chi=0.07$), мелкозернистые алевропески ($\chi=0.1$) и пески ($\chi=0.19$), ниже, с глубины 2.5 м – галечники с малыми валунами и гравийно-песчаным заполнителем ($\chi=13.5$). По коэффициенту изменчивости аккумуляция алевритово-песчаных частиц происходила в водной среде – при постепенном замещении неглубоких (0.8–1.1 м) озеровидных условий на нединамичные речные. Значения коэффициента вариации ($v=1.46$) для нижней толщи определяют среду седиментации, как крупный стационарный русловый поток горно-грядового типа ($Fr = 0.46$).

Таким образом, на основании литолого-фациальных и палеопотамологических характеристик озерно-речных неоплейстоценовых отложений террасового комплекса Селенгино-Итанцинской впадины установлены следующие зако-

номерности. Седиментогенез первой половины среднего неоплейстоцена во время формирования пятой эрозионно-аккумулятивной террасы носил преимущественно озерный характер ($v<0.8$), меняющийся в некоторых случаях на речной ($v>0.8$). Аккумуляции массива IV надпойменной террасы был свойственен водный характер седиментации в гомогенных умеренно-динамических условиях устойчивого озеровидного водоема с образованием приглубо-донных фаций. Продолжительный период озерных условий осадконакопления во впадине в среднем неоплейстоцене следует соотносить, в первую очередь, с ингрессиями вод Байкала (не менее 2-х) в прилегающие понижения его горного обрамления на фоне охвативших Прибайкалье дифференцированных движений 2-х фаз тектонической активизации – хубсугульской (600–300 тыс. лет) и тыйской (150–100 тыс. лет) [1, 2].

Низкие надпойменные террасы (III–I) впадины имеют общие черты строения. Для них характерно наличие двух литологически отличных толщ – нижней, песчано-грубообломочной аллювиального и верхней, алевритово-псаммитовой смешанного аллювиально-озерного и лимнического происхождения. На отрезке от ермаковского времени позднего неоплейстоцена до границы с голоценом, во впадине установлено присутствие нескольких мелководных проточных озерных водоемов, гидродинамическая ситуация накопления наносов в которых была примерно равной. Реки, транспортировавшие осадочный материал, за это время неоднократно претерпевали существенные изменения своего гидрологического режима – от горно-грядового типа до равнинного. Одной из возможных причин возникновения лимнических обстановок образования осадков были кратковременные поднятия уровня вод Байкала с последующей их ингрессией. Эта черта свойственна и другим впадинам центральной части Байкальской рифтовой зоны, открытых к озеру (Котокельская, Нижнетуркинская, Налимовская, Усть-Баргузинская) – в строении низких надпойменных террас присутствуют толщи озерного генезиса, что указывает на одни и те же неотектонические и палеоклиматические факторы седиментогенеза [1].

Литература

1. Коломиец В. Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны // Автореф. дисс. ...канд. геол.-минер. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. 18 с.
2. Мац В. Д., Уфимцев Г. Ф., Мандельбаум М. М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео». 2001. 252 с.

О некоторых особенностях верхнемезозойского нефтегазоносного комплекса Печорского бассейна

Н. С. Лавренко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В истории Печорского бассейна выделяются пять циклов седиментогенеза первого порядка: позднепротерозойско-раннепалеозойский, ранне-среднепалеозойский, среднепалеозойско-раннемезозойский, средне-познемезозойский, позднекайнозойский [1]. Основным этапом развития бассейна соответствует среднепалеозойско-нижнемезозойскому циклу. В составе каждого полно представленного цикла можно проследить пять фаз его развития и соответствующие им литолого-фациальные комплексы пород. Это явление обусловило повторяемость условий для формирования нефтегазопроизводящих и нефтегазосборных толщ. Каждый цикл первого порядка подразделяется на последовательно сменяющие друг друга фазы: трансгрессия, инундация, эквilibрация, регрессия, эмерсия. К трансгрессивным отнесены отложения, сформировавшиеся в процессе наступления моря на сушу, к инундационным — образовавшиеся в периоды максимального прогибания всего или большей части бассейна и интенсивного заполнения его осадками. Отложения, накопившиеся в эквilibрационную фазу цикла, соответствуют времени максимального развития, но стабильного (равновесного) состояния морского бассейна перед началом регрессии. К регрессивным отнесены осадки, сформировавшиеся в момент регионального и продолжительного по времени отступления моря. Эмерсионная фаза развития соответствует в основном периоду формирования континентальных осадков.

Средне-познемезозойский цикл характеризуется неполным циклом, в его составе прослежены только трансгрессия и инундация. Начало цикла соответствует среднеюрской трансгрессии, а его окончание приходится на неоген. В средней юре трансгрессия впервые в истории бассейна начинается с севера и охватывает более 50 % территории бассейна. Накапливаются песчано-глинистые отложения келловейского возраста. Наличие одних и тех же видов радиолярий в северо-бореальном Баренцевоморско-Печорско-Западно-Сибирском бассейне полностью подтверждает трансгрессию Арктического моря [2]. В середине поздней юры трансгрессия достигает максимума. В дальнейшем происходит углубление бассейна, накапливается мощная верхнеюрская карбонатно-глинистая толща (инундация). Площади распространения средневолжских отложений достигают 60 % площади бассейна. Объем

пород цикла составляют 4.1 % от общего объема осадочных пород Печорского бассейна. Трансгрессивную фазу цикл проходит со средней скоростью накопления осадков — 6.3 м/млн. лет. Относительно повышенные скорости седиментации отмечены лишь в Печоро-Колвинском авлакогене (9.3 м/млн. лет) и Хорейверской впадине (6.8 м/млн. лет).

В раннем мелу конфигурация границ морского бассейна незначительно изменяется и в течение неокома характеризуется относительно стабильным положением. Литологический состав неразделенных валанжин-готеривских отложений нижнего мела Ижма-Печорской впадины представлен серыми и зеленовато-серыми глауконитосодержащими (от 3—5 % до 15—20 %) аргиллитоподобными глинами в разной степени (от 10 до 25—30 %) алевроитистые и песчанистые. В центральной части впадины (скв. 10к) в подошве отложений появляется прослой песчаника мощностью 3.0 м. В шлифах базальный цемент опаловый, карбонатный. Баррем имеет трехчленное строение. В подошве прослой гравелита (скв. 10к и 11к). В нижней пачке (скв. 10к) преобладает аргиллитоподобная глина с глауконитом с подчиненными прослоями (мощностью 1 см до первых м) алевролитов и с прослоем известняка (пелитоомфный, глинистый, пиритизированный, местами перекристаллизованный) мощностью 5 см залегает на глубине 264.5 м. В пелитовой фракции пород: гидрослюда, хлорит, монтмориллонит, образования аутигенного карбоната. Средняя пачка: алевролиты серые глинистые известковистые с глауконитом с обугленным растительным детритом с прослоями (мощностью до 1.6 м) песчаника с карбонатно-глинистым цементом. Содержание карбонатов, в основном, кальцита в цементе до 30-50 %. Верхняя пачка (мощность 16.4 м) представлена аргиллитоподобными глинами темно-серого цвета гидрослюдисто — хлоритовыми с алевроитовой примесью по наслоениям и с прослоями (мощностью до 10 см) глауконитового алевролита. Глауконит распределяется в алевролите неравномерно, зерна глауконита около 0.1 мм. Максимальная мощность 64.7 м (скв. 10к).

Апт — альбские отложения залегают с размывом на отложениях неокома. По литологическому составу отложения можно разделить (скв. 10к) на 2 пачки: алевроитисто — глинистую мощностью 18.2 м и нижележащую, сложенную

слюдисто-кварцевыми песками серыми мелко-среднезернистыми с углефицированными растительными остатками. В подошве песков отмечается прослой гравия (10 %). Мощность пачки — 29.7 м.

В конце неокома начинается регрессия бассейна на север.

На северо-востоке территории в бассейнах рек Харуты, Лемва, Сейда, Роговая и Уса развиты морские верхнемеловые отложения. Толща трансгрессивно залегает на континентальных угленосных перм-ских отложениях и несогласно перекрывается четвертичными отложениями. На основании выявленных комплексов микро- и макрофауны в верхнем мелу Усинско-Роговского междуречья установлено присутствие трех ярусов: верхнего коньяка, нижнего и верхнего сантона и нижнего кампана [4, 6, 7]. Сводный разрез отложений в бассейне р. Сейда, описанный автором [3] по скважинам и коренных выходов, состоит из трех литологических пачек. Нижняя пачка сложена глауконитово-кварцевыми средне-мелкозернистыми песчаниками серо-зеленого до темно-зеленого цвета с прослоями кварцево-глауконитовых алевролитов и глауконитов. В подошве нижней пачки в слабо литифицированных алевролитах и песчаниках с рыхлыми песками и глинами наблюдаются желваки фосфоритов. Мощность пачки 10—15 м.

Среднюю пачку представляют серые и светло-серые опоки и опоквидные песчаники с несколькими маломощными плитняками из створок *Oxytoma tenuicistata* (Roem). Общая мощность пачки в скважинах достигает до 30 м. Верхняя пачка сложена кварцево-глауконитовыми песчаниками и алевропесчаниками, переслаивающимися с опоками, опоквидными песчаниками и с линзовидными тонкими (до 10-20 см в раздувах) прослоями слабосцементированных ракушнякав мелких двустворок и редких белемнитов. Неполная мощность около 90 м. Суммарная видимая мощность средней и верхней пачек в коренном разрезе р. Сейда составляет около 16 м.

В конце позднего мела — раннего палеогена(?) территория Печорского бассейна почти полностью осушается. В позднем палеогене и большей части неогенового периода она представляет собой область денудации (эмерсия).

В среднем мезозое и кайнозое Печорский бассейн является частью Баренцевоморского бассейна, имевшего непосредственную связь с Западно-Сибирским, Карским и другими борельными бассейнами. Объемы, скорости накопления отложений и их литолого-фациальный состав зависят от характера седиментации и от приуроченности к конкретным фазам цикла. Наибольшие значения отмечаются для Печоро-

Колвинского авлакогена наименьшие скорости накопления — для Ижма — Печорской впадины. Верхнемезозойскому нефтегазоносному комплексу, нефтематеринские породы которого не прошли в пределах материковой части Печорского бассейна ГФН, должны быть свойственны вторичные залежи УВ.

Верхнеюрско—нижнемеловым (киммериджско-валанжинским глинам) отложениям мощностью 50—200 м традиционно отводили роль региональной покрывки. После открытия залежей нефти в глинистых коллекторах баженовской свиты развернулись исследования по изучению формирования коллекторского потенциала [5]. Установлено, что максимальной способностью к сохранению седиментационных признаков обладают глинистые породы, низкая проницаемость которых препятствует течению постседиментационных процессов. К примеру: особенность средневожского глинистого коллектора состоит в том, что он будет подвергаться диагенетическому окремнению при значительных количествах седиментационного ОВ. При этом процессе образуются кремневые и органические рубашки на глинистых микроагрегатах и кокколитах [8].

Литература

1. Дедеев В. А., Аминов Л. З., Беляева Н. В., Черных В. А. Циклы седиментогенеза и нефтегазоносные комплексы Печорского бассейна // Нефтегазоносные комплексы Печорской синеклизы. Труды Института геологии Коми филиала Академии наук СССР. Вып. 35. Сыктывкар, 1981. С. 3—26.
2. Вишневская В. С. Возможные биомаркеры абиотических событий в Палеоарктике в поздней юре (на примере радиолярий) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: РИФ «Наука». 2009. С. 28.
3. Лавренко Н. С. Верхнемеловые отложения реки Сейда // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: сб. науч. трудов / Под ред. Первушева. Саратов: изд-во Саратов. ун-та. 2007. С. 277.
4. Лебедева Н. К. Первая находка цист динофлагеллат в отложениях верхнемелового Полярного Предуралья // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу «Геология и геофизика», т. 47. 2006, вып. 8. С. 107—123.
5. Клубова Т. Т. Глинистые коллекторы нефти и газа. М. Недра, 1988. 157 с.
6. Маринов В. А., Амон Э. О., Игольников А. Е., Урман О. С. Основные черты палеогеографии западно-сибирского эпиконтинентального морского бассейна в сеноне // Литосфера, 2008. №5. С. 3—14.
7. Маринов В. А., Захаров В. А., Найдин Д. П., Язикова О. В. Морской верхний мел бассейна реки Уса

(Полярный Урал) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии бореального мезозоя: Материалы научной сессии, посвященной 90-летию В. Н. Сакса. Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео». 2001. С. 20–22.

8. Устинова М. А., Лавренко Н. С. Известковый наннопланктон средневожских отложений р. Айю-

ва (Тиманская область) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всероссийское совещание: научные материалы / В. А. Захаров (отв. ред.), М. А. Рогов, А. П. Ипполитов (редколлегия). Санкт-Петербург: ЛЕМА, 2011. С. 235–236.

Аккумулятивные банки в верхнедевонских лагунных отложениях р. Седью (Ухтинская антиклиналь, Южный Тиман)

Е. С. Пономаренко¹, А. С. Чечик²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, ²Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар

На Южном Тимане давно известна верхнефранская (сирачойско-ухтинская) доломитизированная и пористо-кавернозная рифогенная толща на р. Седью, часто посещаемая исследователями разных направлений. Предварительные данные исследований этого рифогенного комплекса показали здесь развитие отложений окраины мелководной карбонатной платформы: глинисто-карбонатные обломочные образования

передового склона, вторичные доломиты с теневой рифогенной текстурой и фенестровые известняки полуизолированной лагуны [4]. В составе фенестровых известняков в р-не пос. Изьюр (рис. 1) отмечались мелкие биогермы [8], относимые то к тыловой части Седьюской постройки [3], то к отложениям передового склона [5]. Столь неоднозначная трактовка не могла не вызвать определенный интерес к этим телам. Поле-

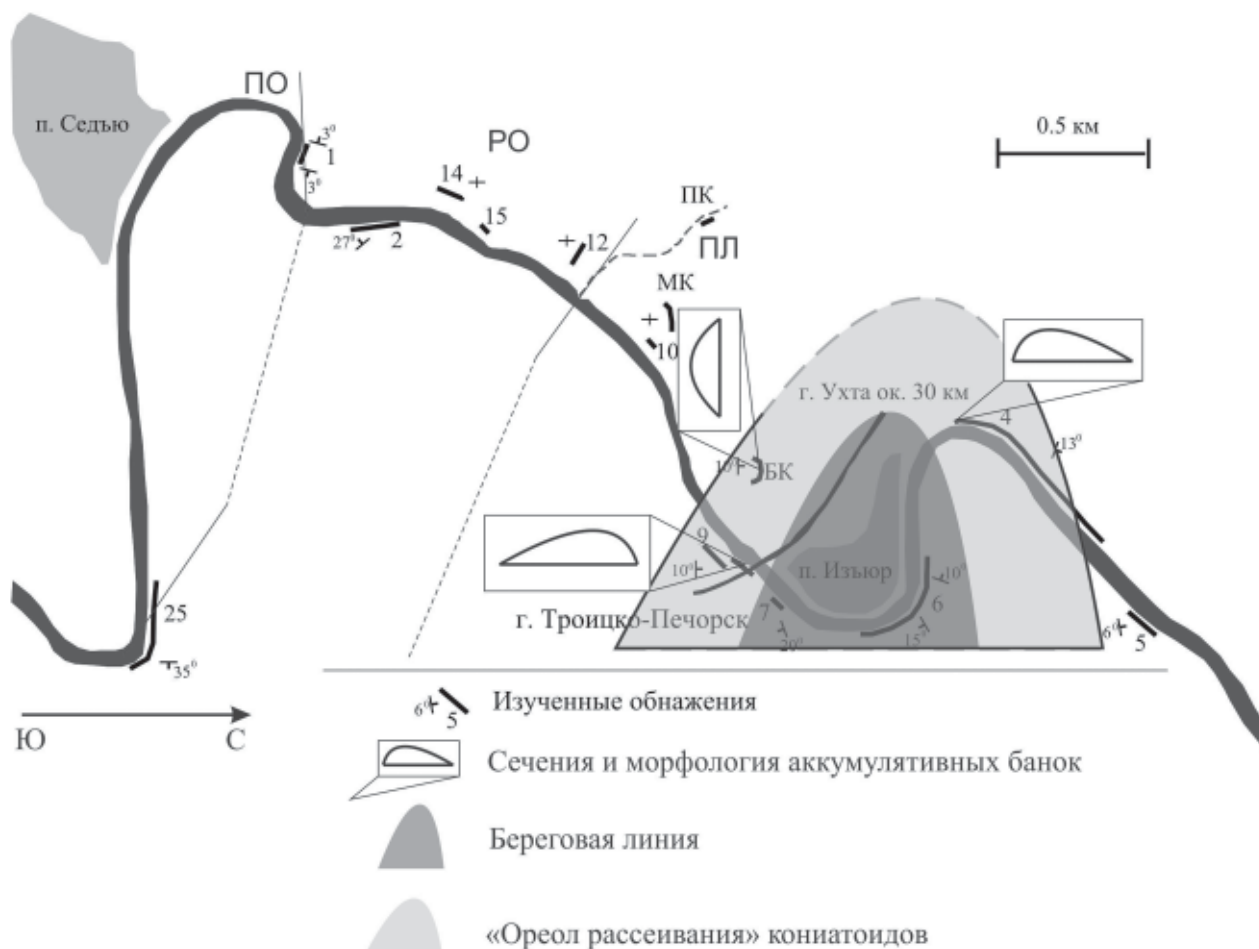


Рис. 1. Карта-схема изученных обнажений (Пономаренко, Канева, 2012) и расположение аккумулятивных банок. ПО – отложения передового склона; РО – вторичные доломиты; ПЛ – фенестровые известняки

вые исследования этих построек основывались на классических методах изучения древних рифогенных образований [1]: были проведены профили, проходящие через различные части изучаемых объектов, что позволило выявить вертикальные и латеральные изменения строения и состава массивных карбонатных образований и вмещающих их отложений (рис. 2). Полученные литологические и геохимические данные позволили по-новому взглянуть на генезис этих массивных тел в обн. 4 и отнести их к аккумулятивным банкам [6]. Однако подобные по строению и составу тела отмечаются еще в нескольких близко расположенных пунктах (рис. 1): обн. 8, разрез карьера Седью (БК). Этот факт требует дальнейшего изучения аккумулятивных банок для уточнения генетической приуроченности этих тел и выяснения условий их образования, что и является целью настоящей работы.

Форма изученных аккумулятивных банок меняется от изометричной до асимметричной. Размеры рассматриваемых тел от 1.0 до 2.2 м в высоту и от 2.0 до 5.5 м в длину. Симметричная форма в основном характерна для банок, вскрытых по простиранию; асимметричная – вскрытых вкрест простирания. В обн. 4 более крутой склон (угол 60°) падает в направлении юго-запад, а более пологий склон – на северо-восток (угол 30°). В обн. 8 наоборот: более крутой склон ориентирован на северо-восток, а пологий – на юго-запад.

Строение. Предыдущими исследованиями [6] было показано: 1) в нижней части разреза в известняках, подстилающих аккумулятивные

банки, преобладают микробиальный кальцит, фенестры и кальцисферы, характерные для спокойноводных обстановок; 2) массивные тела в нижней части сложены кальцисферово-пеллоидными известняками с фенестрами с незначительным количеством фаунистических остатков; 3) верхнюю часть этих тел составляют кониатойдно-интракластовые известняки, которые также заполняют пространство между ними (рис. 2). Кониатойды четко указывают на обстановки супралиторали [7]. Такая последовательность отражает регрессивную тенденцию осадочного бассейна во время образования изучаемых тел, что подтверждается также данными изотопии углерода и кислорода [6]. Вмещающие отложения по строению и составу практически ничем не отличаются от изученных аккумулятивных банок (рис. 2).

Состав и строение и форма позволило авторам отнести эти тела к наносным образованиям типа береговых подводных валов. Береговые валы – асимметричные тела, образованные созидательной деятельностью моря или озера на низменном намывном побережье. Крутой склон береговых валов обычно обращен к суше, пологий – к осадочному бассейну [2]. Исходя из этой закономерности, можно предположить наличие былой (островной?) береговой линии в районе обн. 6. Дополнительным доказательством данного тезиса может служить строение части этого разреза, где в значительном количестве развиты кониатойдные и литокластовые известняки, иногда с косою слоистостью, которые отвечают наиболее мелководной (литоральной и супралиторальной) части бассейна. «Ореол рассеивания»

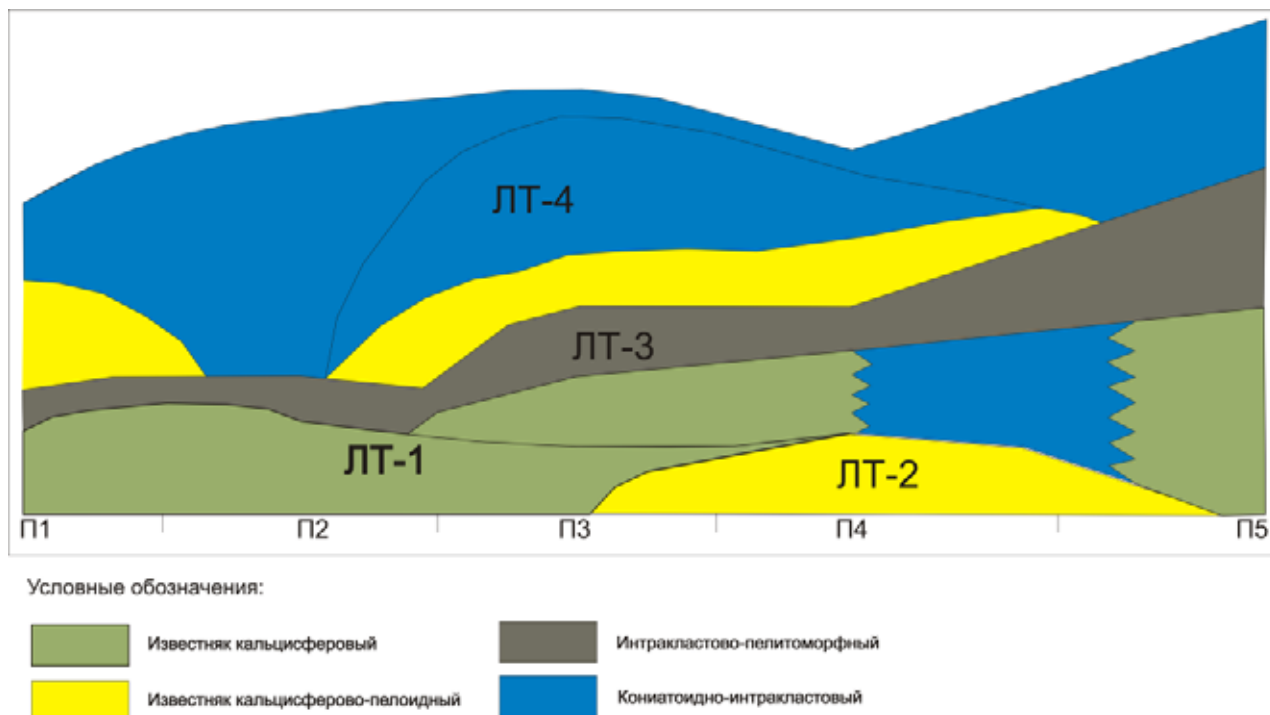


Рис. 2. Строение аккумулятивных банок и вмещающих отложений в обн. 4 на р. Седью

таких специфических типов зерен, как кониатиды, повторяют предполагаемую береговую линию (рис. 1).

Таким образом, изученные тела, ранее относившиеся к маленьким биогермам, по строению и составу являются аккумулятивными банками — подводными береговыми валами. Вертикальное изменение основных литотипов свидетельствует о формировании этих образований во время регрессивного этапа осадконакопления. Береговые валы свидетельствуют о наличии былой береговой линии в районе обн. 6, где вскрываются наиболее мелководные кониатидно-литокластовые карбонаты.

Литература

1. *Геологическая съемка* в районах развития отложений с органогенными постройками / Н. М. Задорожная, Д. В. Осадчая, Л. Н. Новоселов и др. Л.: Недра, 1982. 328 с. (Метод. пособие по геол. съемке масштаба 1:50000; Вып. 2).
2. *Геологический словарь*. Москва: «Недра», 1973. Т. 1. 486 с.
3. *Девон Ухтинской антиклинали* // Путеводитель полевой экскурсии Междунар. симпозиума «Геология девонской системы» / Ред. В. С. Цыганко, В. И. Богацкий. Сыктывкар-Ухта, 2002. 69 с.
4. Пономаренко Е. С., Канева Н. А. Верхнефранские карбонатные отложения на р. Седью (Южный Тиман, юг Ухтинской антиклинали) // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, геологические события / Материалы III Всерос. совещ. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. С. 179—181.
5. Цыганко В. С., Безносов П. А. Верхнедевонские рифы Южного Тимана // Путеводитель полевой экскурсии Всероссийского литологического совещания «Рифы и карбонатные псефитолиты». Сыктывкар: Геопринт, 2010. 49 с.
6. Чечик А. С. Природа биогермноподобных образований на р. Седью (Южный Тиман) // Материалы XX Междунар. науч. конф. студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов». Москва: МГУ, 2013. Секция «Геология», С. 1—2.
7. Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin—Heidelberg Springer-Verlag. 2004. 976 p.
8. *Pan-Arctic Paleozoic Tectonics, Evolution of Basins and Faunas. South Timan Field Trip Guidebook*. Ed. N. V. Belyaeva, A. O. Ivanov. Supplement to Special Publication 6 of Ichthyolith Issues, 2000, 84 p.

Фосфатность нижнепермских отложений северной части Предуральского краевого прогиба

В. А. Салдин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

litgeo@geo.komisc.ru

Фосфатопоявления в верхнем палеозое в Тимано-Североуральском регионе связаны с каменноугольными отложениями Лемвинской структурно-формационной зоны (СФЗ) Западно-Уральской мегазоны и пермскими отложениями Предуральского краевого прогиба [1, 2].

Стратиграфические уровни фосфатопоявлений в верхнем палеозое Лемвинской СФЗ показаны в работе [4]. В Предуральском краевом прогибе В. И. Чалышев установил фосфатопоявления во всех отделах перми, в том числе в артинских флишевых отложениях на р. Илыч, Щугор и Косью [7]. Фосфатсодержащими во флишевой формации по его данным являются конкреции карбонатного (P_2O_5 до 5 %, обычно 1—2 %) и известково-фосфатного (P_2O_5 до 18.5 %) составов.

Среди артинских отложений внутренней зоны севера Предуральского краевого прогиба нами выделены разрезы — кремнисто-глинисто-известняковый и терригенный. Первый слагает

верхнюю часть предфлишевой (верхняя часть везейско-нижеартинской калейдовой, по А. И. Елисееву) формации, а второй (терригенный) — флишевую формацию.

Кремнисто-глинисто-известковые отложения в разрезе залегают на верхнекаменноугольно-сакмарских рифогенных отложениях и представлены известковыми аргиллитами, кремнисто-глинистыми спиккуловыми и криноидно-мшанковыми известняками. Их мощность достигает 300 м. Фосфатопоявления в этих отложениях установлены в Большесынинской и на юге Косью-Роговской впадин в разрезах рек Б. Паток, Гердью (басс. р. Б.Паток), Подчерем и Кожим. Ранее кремнисто-глинисто-известковые отложения относились к разновозрастным стратиграфическим подразделениям [3, 5]. В строении их разрезов выделены пять породных ассоциаций мощностью от 0.5 м до 24 м чередующихся между собой: 1) кремнисто-глинистых спиккуловых извест-

тняков с оползневыми складками и обломками биокластовых известняков, 2) кремнисто-глинистых спиккуловых известняков тонкослоистых, 3) аргиллитов, часто известковых с пластовыми конкрециями железисто-карбонатного состава, 4) аргиллитов известковых с прослоями биокластовых известняков с градиционной слоистостью, 5) аргиллитов известковых со складками оползания. В разрезах рек Б. Паток и Кожим первые породные ассоциации включают глыбы (до 7 м) рифогенных известняков с фузулинидами, брахиоподами, мшанками, тубифитесами, с крустификационными структурами, а в пачках третьей ассоциации обнаруживаются слои алевролитов и тонкозернистых граувакковых песчаников.

Фосфатоносность артинских отложений связана с тремя типами пород: железисто-карбонатными конкрециями, обломочными известняками с градиционной слоистостью и обломками фосфоритов и фосфатсодержащих пород [6]. Пластообразные и линзовидные конкреции железисто-карбонатного состава (сидерит, доломит и кальцит) имеют пелитоморфную и пеллетовую структуры. Встречаются они в третьей породной ассоциации в виде слоев мощностью 2–15 см, тонко переслаивающихся с известковыми аргиллитами. Содержание P_2O_5 в конкрециях варьирует в пределах 1–10 %, чаще 5–6 %. Обломочные известняки с градиционной слоистостью четвертой породной ассоциации образуют слои мощностью 0.02–0.50 м, а содержание P_2O_5 в них — от 0.9 до 13.2 %. Фосфатные минералы находятся как в обломочной части, так и в цементе породы. Редкие темно-серые гальки плоской и шаровидной формы (1–8 см по удлинению) встречены в глинисто-известковых отложениях с характерными текстурами складок оползания (первая и пятая породные ассоциации). Содержание P_2O_5 в них изменяется от 11 до 18 %, что позволяет некоторые из них относить к фосфоритам.

Слабые по интенсивности полосы поглощения 1429 и 1454 cm^{-1} в ИК-спектре указывают на наличие CO_3^{2-} в структуре фосфатного минерала (аналитик М. Ф. Самотолкова). Присутствие фтора установлено количественным спектральным анализом. Минерал фосфата кальция во всех типах фосфатсодержащих пород классифицируется как карбонатфторапатит.

Типы фосфатсодержащих пород в разных соотношениях представлены в отдельных разрезах. Все их разновидности распространены на р. Б. Паток (мощность около 300 м), а на р. Кожим (мощность 250–300 м) — лишь пластовые карбонатные конкреции. Максимальная встречаемость фосфатсодержащих пород установлена в разрезе р. Гердью (мощность 50 м), В этом разрезе фосфатсодержащие обломочные известняки и

пластовые карбонатные конкреции суммарно составляют около 5–10 % его мощности.

В терригенных флишевых отложениях фосфатсодержащие породы представлены глинисто-алеврито-известковыми конкрециями удлиненно-округлой формы размерами чаще менее 10 см. Они обнаружены нами на р. Щугор выше Средних Ворот, в районе устья руч. Рубленный. Содержание P_2O_5 в конкрециях составляет обычно 1–2 %. Вполне вероятно, что именно эти фосфатопоявления ранее были описаны В. И. Чалышевым.

Сравнивая верхнепалеозойские фосфатопоявления севера Предуральского краевого прогиба и Лемвинской СФЗ, можно заметить, что основная их часть приурочена к предфлишевым отложениям. Однако, в Лемвинской СФЗ они распространены по всему каменноугольному разрезу (нижневизейский, серпуховский, верхнебашкирско-нижнемосковский, верхнемосковский, верхнекаменноугольно-ассельский (?)) в разных фациальных подзонах и представлены исключительно желваками кремнистых фосфоритов. Во впадинах севера Предуральского краевого прогиба артинские фосфатопоявления связаны с распространением верхнекаменноугольно-сакмарских органогенных построек, на которых они залегают в разрезе.

Таким образом, можно предположить, что в конце каменноугольного периода (на некоторых участках начиная с позднемосковского времени) вдоль окраины карбонатной платформы (в пределах Большесынинской и Косью-Роговской впадин) возникли поднятия, просуществовавшие до артинского века. Поднятия эти фиксируются по распространению органогенных построек, представленных скелетными холмами мощностью первые сотни метров. Образование артинских фосфатоносных отложений происходило на склонах этих поднятий и их подножий. Одновременно с востока с Уральского орогена сюда мутьевыми потоками переносился полимиктовый тонкообломочный материал. Этим объясняется присутствие слоев тонко-мелкозернистых граувакковых песчаников в разрезе артинских кремнисто-глинисто-известковых отложений р. Кожим.

Основные выводы исследований следующие:

1. В артинских кремнисто-глинисто-известковых отложениях севера Предуральского краевого прогиба (Косью-Роговская и Большесынинская впадины) выявлен ряд фосфатопоявлений (разрезы рек Б.Паток, Гердью, Подчерем и Кожим).

2. Фосфатсодержащие породы представлены железисто-карбонатными конкрециями, обломочными известняками с градиционной слоистостью и обломками фосфоритовых конкреций.

3. Образования отложений происходило на склоне поднятий и их подножий.

4. Среднее содержание P_2O_5 низкое (3–6 %), пласты незначительной мощности, а собственно фосфоритовые конкреции, встречаются спорадически. Установленные фосфатопоявления находятся в пределах территории национального парка «Югыд ва» и практического значения они не имеют.

5. Они важны для сопоставления разрезов и палеогеографических реконструкций.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта УрО РАН (проект №12-У-1017).

Литература

1. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны севера Урала / Я. Э. Юдович, М. А. Шишкин, Н. В. Лютиков, М. П. Кетрис, А. А. Беляев. Сыктывкар: Пролог, 1998. 340 с.
2. Илларионов В. А., Василевский Н. Д., Павлов А. М. Фосфориты // Агроминеральное горно-химическое сырье Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1987. С.15 — 25.
3. Салдин В. А. Новые данные по геологии нижнепермских отложений р.Кожым (Приполярный Урал) // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 4. Сыктывкар. 2002. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып. 111)
4. Салдин В. А. Фосфатность верхнепалеозойских отложений Лемвинской зоны Урала // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания. Том.1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 238 — 241.
5. Салдин В. А. Оселокская свита нижней перми в стратотипической местности (река Подчерем, Северный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 155—157.
6. Салдин В. А. Фосфатсодержащие породы нижней перми Большесынинской впадины Предуральского краевого прогиба // Материалы VII Всероссийского литологического совещания «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории». Новосибирск: ИНГ СО РАН, 2013. Т. III. С. 57—60.
7. Чалышев В. И. Фосфоритность пермских и триасовых отложений севера Предуральского прогиба // Литология и полезные ископаемые, 1968. № 2. С. 62—73.

Породный состав останцов выветривания на хр. Маньпупунер (Северный Урал)

В. А. Салдин, П. П. Юхтанов

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Хребет Маньпупунер находится на западном склоне Северного Урала в пределах Печоро-Илычского заповедника. На этом хребте расположены живописные и легендарные останцы выветривания «Болваны», вошедшие в 2008 г. в список «Семь чудес России». Впервые останцы были отмечены и зарисованы А. Кейзерлингом в первой половине 19 века. Известный исследователь Урала В. А. Варсанофьева первая отнесла их к «памятникам природы» [2, 3]. Одной из самых ранних публикаций, посвященной останцам выветривания как туристическому объекту, возможно, международного значения, была статья Ф. Ф. Шиллингера [12].

В. А. Варсанофьева определила породы, слагающие останцы выветривания, как серицит-кварцитовые и кварцитовые сланцы и высказала предположение о их докембрийском возрасте. Для горной полосы Северного Урала она указала развитие двух систем трещин: одна совпадает с

простираем пород, другая ему перпендикулярна. По ее представлениям «согласно направлением этих трещин породы на вершине гор разрушаются на правильные параллелепедальные отдельности, которые впоследствии в результате выветривания превращаются в причудливые столбы и башни» [1].

В структурно-тектоническом плане породы хр. Маньпупунер приурочены к южной части Ляпинского антиклинория и входят, согласно обзорной геологической карты в состав двух свит: тельпосской ордовикской и хобейнской поздне-рифейского возрастов [10]. Отсутствие органических остатков, каких-либо маркеров в породах района останцов выветривания и их расположение на границе между сходными по составу нижнепалеозойскими и докембрийскими породами затрудняет их однозначную стратиграфическую идентификацию. На более мелкомасштабных геологических картах эта территория полностью на-

ходится в поле саблегорской свиты венда [5]. По данным Е. П. Калинина останцы выветривания сложены кварц-серицитовыми сланцами, кварцито-песчаниками и конгломератами [4]. Отметим, что останцы выветривания посещали многие геологи, но специально они, ни кем не изучались. В опубликованных работах имеются названия пород, но отсутствуют данные лабораторных исследований.

Целью наших исследований было определение вещественного состава пород, слагающих останцы выветривания, их залегания и закономерности размещения останцов на хр. Маньпупунер. Нами задокументированы все останцы выветривания и другие коренные выходы пород на хр. Маньпупунер; построена схема их площадного распространения. Согласно этим данным, в северо-западной части территории развиты слюдистые кварцито-сланцы, в юго-восточной — мусковит-кальцит-хлорит-кварцевые сланцы (рис. 1). Для пород характерна мелкоплойчатая полосчатая текстура. Элементы залегания сланцеватости изменчивы с преобладанием азимутов падения на юго-восток под углами 50 — 60°. Надо отметить, что поверхность останцов покрыта различного вида лишайниками и лишь на отдельных участках видны структурно-текстурные признаки пород.

Площадь с останцами выветривания мы разделили на пять участков. Первый участок

представляют семь останцов высотой от 20 до 40 м широко известных по многочисленным фотографиям и существующим легендам (точки наблюдений (ТН) 11, 15, 19, 21, 22, 23 и 24). Они выстроены в ряд северо-западного направления (312—317°) вблизи бровки склона начало долины ручья. Второй участок находится в 750–800 м на юго-запад от первого участка (ТН 25, 26, 26а, 1, 2, 28). На этом участке расположены останец «Верблюд» (ТН 25), два останца, образующих вытянутую стену северо-западного простирания (высотой до 40 м и протяженностью 150 м) и еще несколько невысоких останцов. Третий участок расположен в лесной части приблизительно на расстоянии 1600 м на северо-запад от самого западного останца первого участка. Здесь возвышается скала высотой около 10 м (ТН 5). Четвертый участок находится также в залесенной части склона на расстоянии в 2.5 км приблизительно на север от первого участка. На этом участке нами изучены два останца (ТН 7, 7а) с максимальной высотой около 30 м. Пятый участок с тремя останцами (названные сотрудниками заповедника «Трезубец») занимает вершину хребта (абс. отм. 840 м), в 2.5 км от первого участка на юг-юго-восток.

Останцы первых четырех участков сложены слюдистыми кварцито-сланцами с плойчатой полосчатой, линзовидно-сланцеватой и флазерной сланцеватой текстурами. В кварцито-сланцах

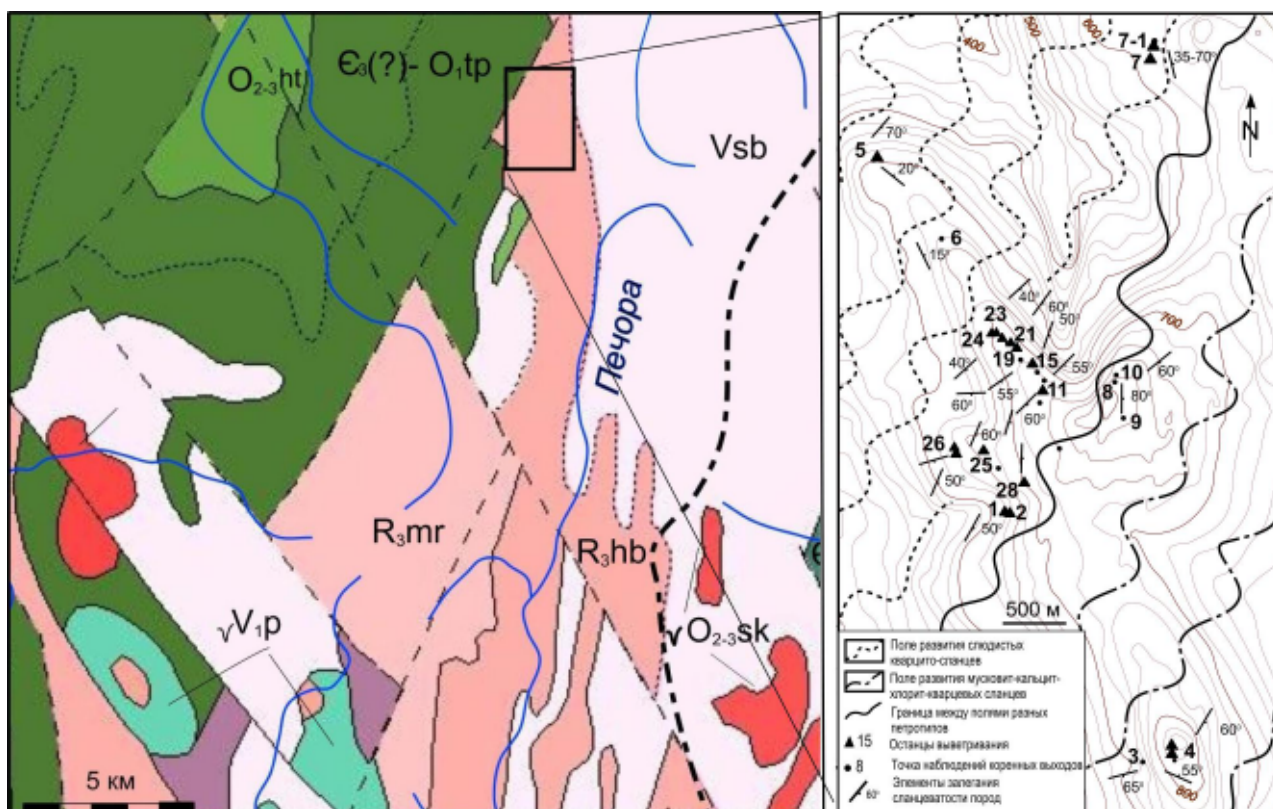


Рис. 1. Обзорная геологическая карта (по: Сабуров, Плякин, 1984) верховье р. Печора (А) и схема распространения разных типов пород на хр. Маньпупунер (Б)

развиты три системы трещин: системы субширотного и субмеридианального направлений почти вертикально наклоненных (ранее установленные В. А. Варсанюфьевой) и еще одна система трещин, направленная поперек сланцеватости пород с падением на северо-запад под углом 20–43°, сходная с секущим кливажом. Структура пород преимущественно лепидогранобластовая, но иногда отмечается бластопсаммитовая. Породы на 80–90 % сложены кварцем и 5–10% мусковитом с обилием гематита. Остальные компоненты (хлорит, альбит, кпш и др.) составляют в сумме около 5–7%. Кварц характеризуется гранобластовой и реже бластопсаммитовой структурой и обычно с изометричной формой зерен, но в некоторых шлифах отмечаются и вытянутые зерна, ориентированные поперек сланцеватости пород. Они почти не содержат включений и этой чистотой отличаются от неориентированного кварца. Участками кварц обнаруживает обломочную природу, о чем свидетельствуют некоторые зерна, сохранившие окатанную форму. В кварцито-сланцах полосчатая текстура (рис. 2, А, Б, В) обусловлена чередованием двух полос шириной от доли миллиметра до 2 см отличающихся цветом, составом и структурой. *Белые* полосы (2 – 20 мм) сложены кварцем размером 0.10 – 0.80 мм и мелкими отдельными чешуйками мусковита. *Темные* полосы шириной от долей миллиметра до 2 мм сложены преимущественно мусковитом, кварцем и значительным количеством гематита. Мусковит в кварцито-сланцах обычно бесцветный, но иногда встречается с оттенками серого и зеленого цвета. Чешуйки мусковита (от 0.20 до 1 мм) обуславливают лепидобластовую структуру и не всегда они ориентированы вдоль полос. Кварц этих полос резко отличается меньшими размерами (0.03 – 0.10 мм) от кварца белых полос. Темный цвет полосам придают обильные (до первых процентов) включения гематита размером до 0.35 мм, иногда в виде вытянутых пластинок ориентированных вдоль полосы. Важно отметить, что основная часть акцессорных минералов приурочена к этим темным слюдястым полосам кварцито-сланцев.

Акцессорная часть кварцито-сланцев представлена цирконом, турмалином, хлоритоидом, лейкоксеном, хлоритом, апатитом, рутилом, флюоритом и фукситом. Первые семь минералов из этого списка всегда обнаруживаются в шлифах и выделенной тяжелой фракции, а последние два встречаются спорадически. Ярко-зеленый фуксит ($\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0.76$) наблюдается в виде миллиметровых обособлений.

Обломки (угловатые и окатанные) таблитчатой, треугольной и реже неправильно округлой формы и линзовидные образования размером до 10 см встречены лишь в кварцито-сланцевых ос-

танцах первого и второго участков. Обычно они наблюдаются в виде единичных включений, но в останце «Верблюд» они более широко распространены, как раньше было отмечено Е. П. Калининым [4]. Однако их количество не позволяет аттестовать породы как конгломераты или, точнее сказать, как конгло-брекчии. По вещественному составу крупные обломки выделены в две группы: кварцито-песчаники и кварц-турмалиновые породы. Наиболее интересными и заметными по черному и темно-серому цвету являются обломки и линзовидные выделения кварц (30–50 %) – турмалинового (50–70 %) и турмалин (до 30%) –кварцевого (более 70 %) составов. Среди них по структурно-текстурным признакам можно выделить несколько разновидностей: микрозернистые (менее 0.05 мм) слоистые, микрозернистые линзовидно-очковые, микрозернистые массивные и мелкозернистые массивные. Турмалин в шлифах зеленого и голубоватого цвета, иногда эти цвета наблюдаются в одном зерне. По морфологии они даже в одном обломке разделяются на три вида: 1) микрокристаллы основной массы (0.01–0.02 мм); 2) более крупные единичные кристаллы таблитчатой формы (0.10–0.15 мм) и 3) турмалины (около 0.10 мм), слагающие окатанные обломки размером 0.30 – 1 мм с резко видимыми границами. В обломках со слоистой текстурой ориентировка удлинения турмалина (до 0.04 мм) подчеркивает слоистость. Другая группа обломков, представленная кварцито-песчаниками, трудно отличима от вмещающих кварцито-сланцев. Их выдает иногда серый цвет и тонкая слоистость, подчеркнутая непрозрачным рудным веществом.

Важно отметить, что в кварцито-сланцах весьма сильно развито окварцевание. Наблюдается множество мелких (преимущественно до 1–2 см) жилок белого кварца согласных со сланцеватостью пород. Наблюдаются кварцевые жилы направленные поперек сланцеватости, образующие неправильной формы участки до 1×1 м.

В поле кварцито-сланцев заметно отличается останец третьего участка. Он сложен белыми сильно слюдястыми кварцитами с микроплойчатой полосчатой текстурой. Порода в целом состоит из кварца (60 – 65%), мусковита (20 – 25 %) и полевого шпата (10 – 15 %) неравномерно распределенных в виде полос (рис. 2, Ж, З И). Чередуются две разные по составу, но сходные по цвету (в отличие от других участков) полосы шириной 0.05–0.50 мм (часто с раздувами) – кварцевые и мусковитовые. Кварцевые полосы более выдержаны и обычно немного шире мусковитовых. В них преобладает гетеробластовая структура. Основная масса зерен кварца размером 0.10–0.30 мм имеет удлиненные очертания и ориентирована поперек

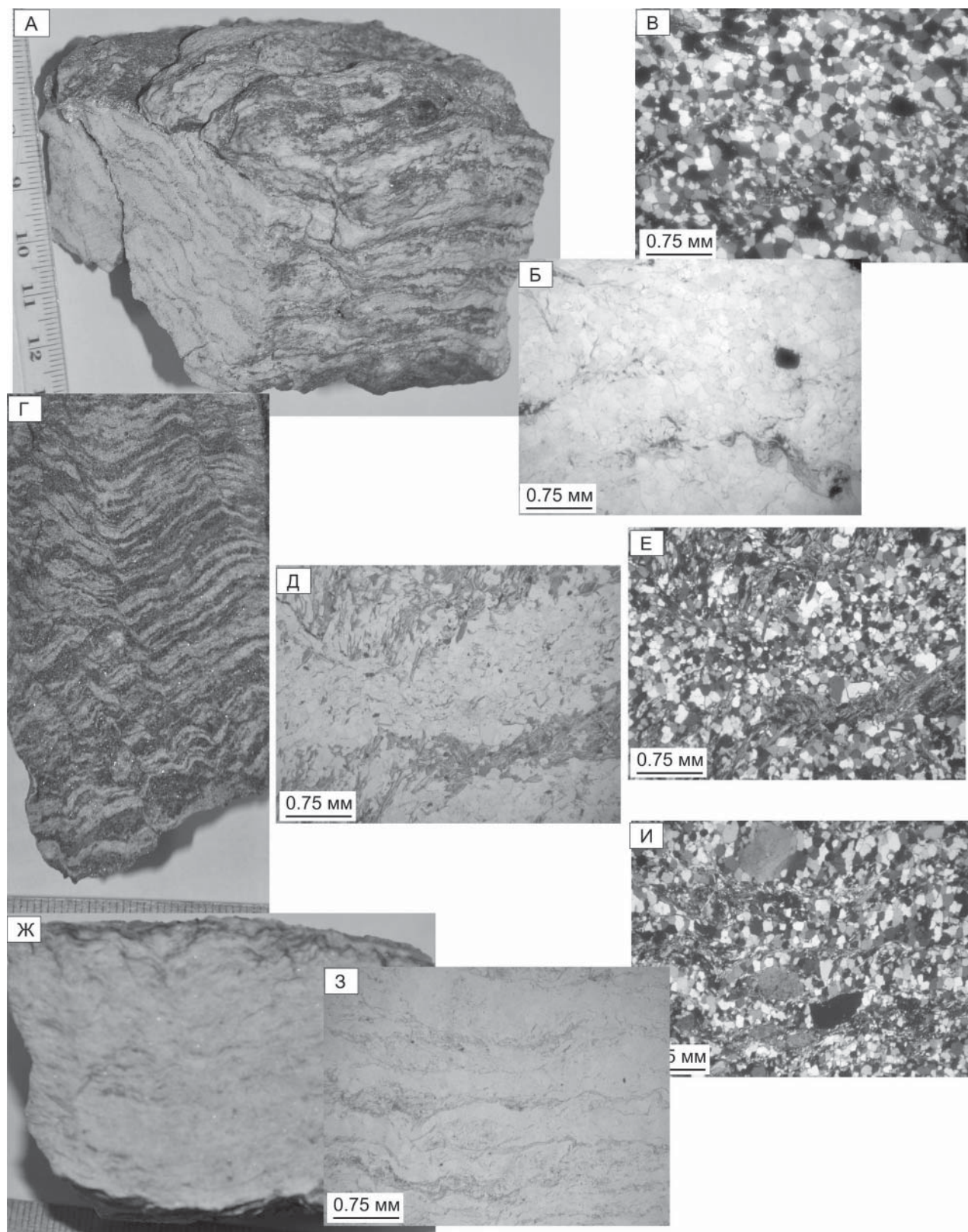


Рис.2. Структурно-текстурные особенности пород останцов выветривания хр. Маньпупунер.

А–В – слюдястый кварцито-сланец с мелкой пloyчатой полосчатой текстурой и лепидогранобластовой структурой (обр.5/30а, ТН 22);

Г–Е – альбит-мусковит-хлорит-кварцевый сланец с пloyчатой полосчатой текстурой с лепидогранобластовой структурой (обр.3, ТН 4, останцы «Трезубец»);

Ж–И – слюдястый кварцито-сланец с включениями калиевого полевого шпата с микроплойчатой полосчатой текстурой, лепидогранобластовой и реликтовой обломочной структурами (обр.5, ТН 5)

сланцеватости, но отмечаются крупные более 1 мм обломки кварца и редко калиевого полевого шпата. Последние легко распознаются по вторичным изменениям, спайности и форме, близкой к таблитчатой. Среди них встречаются микроклины с характерным решетчатым двойникованием. К полосам, сложенных преимущественно мусковитом с зеленоватым оттенком, тяготеет преобладающая часть обломков калиевых полевых шпатов, образующих очковую текстуру. Этот останец, расположенный в наиболее западной части района исследований, отличается от останцов других участков цветом, крепостью, значительным обилием мусковита и калиевого полевого шпата и незначительным количеством гематита.

Юго-восточная часть территории хр. Маньпупунер (исключая магматические образования) сложена мусковит-хлорит-альбит-кварцевыми и кальцит-альбит-мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами. Останцы пятого участка сложены кальцит — альбит-мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами с мелкоплойчатой полосчатой текстурой (рис. 2 Г, Д, Е). Сланцы состоят из кварца (30-35%) и альбита (20-25%) гранобластовой структуры, хлорита (20-25%) и мусковита (20-25%) лепидобластовой структуры, иногда кальцита (5-10%). Белые полосы шириной первые миллиметры сложены преимущественно кварцем. Полосы зеленого цвета (первые миллиметры) образуют преимущественно хлорит и мусковит, а также кварц микрозернистый и встречается альбит таблитчатой формы (первые проценты). Относительно четко в слюдисто-хлоритовых полосах наблюдается частичная переориентировка хлорита и мусковита поперек полос и согласно секущим трещинам кливажа.

Акцессорные минералы представлены апатитом, турмалином, пиритом, лейкоксеном, цирконом и гематитом. Апатит и циркон имеют правильно округлые формы. Апатит в мусковит-хлорит-кварцевых сланцах встречается значительно чаще, чем в кварцито-сланцах.

Реликты обломочной структуры, встреченные в кварцито-сланцах, указывают на первичную осадочную их природу. Полосчатая текстура, наблюдаемая в кварцито-сланцах и альбит-мусковит-хлорит-кварцевых сланцах, вероятно, возникла, согласно слойчатости первичных осадочных пород в ранний этап метаморфизма.

Известно, что породы докембрия и тельпосской свиты нижнего ордовика Ляпинского антиклинория Центрально-Уральской мегазоны подверглись нескольким этапам метаморфизма [8, 11]. С процессами повторного метаморфизма можно связать перекристаллизацию и переориентировку кварца и мусковита, образование турмалина, гематита, альбита и кальцита.

Относительно уверенно можно относить выходы альбит-мусковит-хлорит-кварцевых сланцев к хобеинской свите, так как они не характерны для тельпосской свиты. Стратиграфическая принадлежность слюдистых кварцито-сланцев определяется не так однозначно. Эти породы наибольшее распространение имеют в хобеинской свите верхнего рифея. Весьма окатанные до шаровидной формы цирконы розоватого цвета, распространенные в изученных породах, также очень характерны для хобеинских пород [9]. Однако сходные цирконы отмечаются и в тельпосской свите нижнего ордовика [7]. Наличие характерных темно-серых обломков (галечной размерности) кварц-турмалиновых пород в останцах выветривания хр. Маньпупунер сближает их с тельпосской свитой. В разрезе скважин золоторудного проявления Нестеровское хр. Малдынырд (Приполярный Урал) в тельпосской свите определены и изучены очень сходные по размеру и составу обломки кварц-турмалинового состава [6]. Важно заметить, что наибольшее содержание бора (до 240 г/т) в древних толщах Приполярного Урала установлено в пуйвинской свите в так называемых «графитистых» сланцах [13]. Хобеинская свита со стратиграфическим перерывом залегает на пуйвинской, что не исключает возможность последней быть источником сноса.

Таким образом, наиболее живописные останцы выветривания на хр. Маньпупунер сложены слюдистыми кварцито — сланцами, в которых встречаются немногочисленные крупные обломки кварцито-песчаников и кварц-турмалиновых пород. Наши исследования подтверждают и дополняют представления В. А. Варсанофьевой о составе пород. Наблюдаемая резкая несогласная ориентировка ряда останцов выветривания на хр. Маньпупунер по отношению к простиранию сланцеватости (слоистости), указывает, что устойчивость пород к выветриванию обусловлена не их первичным составом, а, вероятно, вторичными процессами (перекристаллизация, окварцевание). Пока нет определенных данных о возрасте пород останцов, поэтому мы условно относим их к хобеинской свите верхнего рифея.

Авторы благодарны за оказанную помощь в диагностике минералов научным сотрудникам В. Д. Тихомировой, И. В. Швецово и Б. А. Макееву.

Литература

1. Варсанофьева В. А. Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника // Тр. Печоро-Илычского гос. заповедника. Москва: 1940. С. 5—214
2. Варсанофьева В. А., Геккер Р. Ф. Охрана памятников неживой природы. Москва: 1951. 39 с.

3. Варсанофьева В. А. Памятники неживой природы // Памятники культуры Коми АССР. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1959.

4. Калинин Е. П. Болваны Маньпупунера // Геологическое наследие Республики Коми (Россия). Сост. П. П. Юхтанов. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008. С. 290—295.

5. Карта доплиоценовых образований масштаба 1:1 000 000. Авторы: В. П. Водолазская (ФГУП “ВСЕГЕИ”), В. Н. Иванов (ЗАО “МИРЕКО”), Г. А. Петров (ОАО “УГСЭ”), С. И. Кириллин, Н. А. Кузенков (ЗАО “МИРЕКО”), А. В. Жданов (ФГУП “ВСЕГЕИ”) 2005 г.

6. Никулова Н. Ю. Турмалин в базальных псефитах тельпосской свиты на хр. Малдынырд (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии, 2008, №1, С. 6—9.

7. Никулова Н. Ю. Базальные горизонты уралид севера Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 240 с.

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

9. Пыстина Ю. И. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 124 с.

10. Сабуров Г. Я., Плякин А. М. Составление сводной геологической карты м-ба 1:50000 территории деятельности объединения “Полярноуралгеология” (Краткая объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:50 000). Воркута, 1984 г. (Комигеолфонд, инв. № 10079).

11. Тимонина Р. Г. Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 1980. 102 с.

12. Шиллингер Ф. Ф. Болваны и Торрепореиз // Охрана природы, Москва: 1930.

13. Юдович Я. Э. Бор в древних толщах Приполярного Урала // Геохимия древних толщ Севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 202—204.

Стадиально–парагенетический анализ формаций из семейства калейдовых северо–восточного ограничения Европейской платформы

А. Н. Сандула

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

sandula@geo.komisc.ru

В палеозойских отложениях карбонатной Елецкой структурно–формационной зоне на северо–восточном ограничении Европейской платформы А. И. Елисеевым [2] был выделен ряд формаций, включающий три семейства: фалаховых (терригенных олигомиктовых), платамовых (карбонатных открыто–морских) и калейдовых (карбонатных депрессионно–мелководных) осадочных комплексов. Калейдовые формации — это карбонатные формации закрытого шельфа, отвечающие регрессивному этапу развития бассейна. Они имеют наиболее сложное строение и большое разнообразие пород. Среди них можно выделить рифогенные, депрессионные, мелководно–шельфовые и разнофациальные грубообломочные карбонатные образования. Такое разнообразие отражает неоднозначность палеогеографического и палеогеодинамического развития седиментационного бассейна. Особенно четко это проявляется в верхневизейско–нижнеартинской карбонатной формации. На ее примере можно наилучшим образом изучить историю палеогеодинамики континентальной окраины, выделить критерии проявления различных тектонических режимов, а в результате сравнения с другими формациями этого семейства можно выя-

вить закономерности палеогеодинамических процессов палеозойской континентальной окраины северо–востока Европейской платформы и сопоставить с аналогичными континентальными окраинами других регионов. Это важно для подтверждения общих закономерностей развития пассивных континентальных окраин в палеозое, отмеченных А. И. Елисеевым [3].

Для исследований верхневизейско–нижнеартинская калейдовой формации, развитой на Северном Урале в бассейне Верхней Печоры, автором использовался стадиально–парагенетический метод формационного анализа [4, 9]. В результате проведенных работ были получены следующие результаты:

- Разрез р. Уньи отличается от типичного строения верхневизейско–нижнеартинская формации, распространенного в более северных районах. Данный разрез (доломитово–кремнисто–известняковый) представляет собой особый тип — *уньинский* [5]. Нижняя его часть — доломитово–известняковая толща веневско–стешевского возраста, отличается от подобных отложений отсутствием карбонатных псефитолитов. Отложения башкирского яруса, сходные с шарьюским (известняковым) типом [2], отличаются присутствием

в разрезе краснополянского горизонта пачки красных аргиллитов и обломочных известняков, а верхнебашкирского надгоризонта — зеленовато-серые мергели. Разрезы нижнемосковского подъяруса и верхнего карбона делятся на известняковый, кремнисто-известняковый и оолитово-кремнисто-известняковый типы. Отложения асельского яруса, подразделяются на три типа разрезов: доломитово-известняковый, развитый на юго-западе изученной территории; кремнисто-известняковый “Бузгальского камня”; известняково-биогеменный “Писаного камня” [5].

• Среди отложений верхневизейско-нижнеартинской калейдовой формации бассейна Верхней Печоры нами выделены лагунный, пелагический, биогермный скелетных холмов и склоновый гравитационный генетические типы отложений. Интересно отметить, что первые три типа тяготеют к определенным стратиграфическим горизонтам. Так западинно-шельфовый тип отложений встречается исключительно в основании формации, пелагические отложения открытого моря подножия карбонатной платформы характерны для среднекаменноугольных отложений, а развитие биогермных отложений характерно для заключительной стадии формирования данной калейдовой формации. Формирование отложений с седиментационными известняковыми брекчиями, по всей видимости, повсеместно соответствует периодам регрессий с мелководно-островным типом палеоландшафта [1].

• Распространение в строении данной формации градаций и их сочетание с генетическими типами отложений определяет наличие в ее составе нескольких субформаций: кремнисто-карбонатной открытоморской; карбонатной мелководно-отмельной; кремнисто-глинисто-карбонатной мелководно-депрессийной. Причем большая ее часть состоит из чередования мелководно-отмельных и открытоморских субформаций и только в кровле дополняется мелководно-депрессийной [8].

• Формаций из семейства калейдовых северо-восточного ограничения Европейского платформы отличаются друг от друга мощностью, строением, а также интенсивностью формирования органогенных сооружений и толщ грубообломочных карбонатных псефитолитов. Данный факт обусловлен различными сочетаниями вертикальных и горизонтальных тектонических движений в геологической истории северо-востока Европейского континента и эволюции Уральско-го палеоокеана. Так, во время образования верхнеордовикско-нижнедевонской формации преобладали процессы растяжения, наиболее ярким примером проявления которых является формирование Печоро-колвинского авлакогена. В сред-

нефранско-турнейское время — преимущественно вертикальные движения края платформы на фоне продолжающегося расширения Палеоуральского океана. А верхневизейско-нижнеартинское время — процессы сжатия, послужившие причиной формирования уральской складчатости [6, 7].

Работа выполнена при поддержке программы УрО РАН № 12-У-5-1017.

Литература

1. Антошкина А. И., Салдин В. А., Сандула А. Н. и др. Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной континентальной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: «Геопринт», 2011. 200 с.
2. Елисеев А. И. Формации северо-восточного ограничения Европейской платформы. М.: Наука, 1978. 72 с.
3. Елисеев А. И. Сравнительный формационный анализ ограничений платформ в палеозое. Сыктывкар, 1982. 56 с. (Научные доклады/Коми филиал АН СССР. Вып. 78).
4. Елисеев А. И. Геологический формации и методы формационного анализа. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 36 с.
5. Сандула А. Н. Уньинский тип разреза верхневизейско-нижнеартинских карбонатных отложений Печорского Урала // Литологические аспекты геологии слоистых сред: Материалы 7 Уральского регионального литологического совещания. Екатеринбург: 2006. С. 229—231.
6. Сандула А. Н. Обломочные известняки и органогенные образования карбонатных (калейдовых) формаций северо-востока Европейской платформы // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: материалы 6-го Всерос. литол. совещания. Том II. Казань: Казан. ун-т, 2011. С. 211—214.
7. Сандула А. Н. Палеогеодинамические индикаторы в строении карбонатных (калейдовых) формаций северо-востока Европейского континента // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции. М.: МГУ, 2011. С. 1639—1641. 69.
8. Сандула А. Н., Шадрин А. Н., Пономаренко Е. С. Карбонатные формации визейско-сакмарского этапа развития северо-востока Европейской платформы (бассейн верхней Печоры) // Ленинградская школа литологии: Материалы Всероссийского литологического совещания. Том I. Санкт-Петербург, 2012. С. 87—89.
9. Сандула А. Н. Стадиально-парагенетический метод формационного анализа // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Материалы VII литологического совещания. Т. III. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 61—63.

Литология ташастинского горизонта башкирского яруса среднего карбона в разрезе р. Шарью (гряда Чернышева)

А. Н. Сандула, Л. А. Шмелёва

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

sandula@geo.komisc.ru

В разрезе башкирских отложений среднего карбона на гряде Чернышева выделяется несколько крупных седиментационных циклов, границы которых совпадают с границами стратиграфических подразделений данного яруса: краснополянского, северокельтменского, прикамского горизонтов. Верхнебашкирский диапазон в виду бедности фауны не подразделялся на отдельные горизонты, а сравнительно небольшая его мощность свидетельствовала о возможном размыве отложений этого времени [1]. Однако, согласно данным полученным при изучении одного из наиболее полных разрезов башкирских отложений на гряде Чернышева, развитого в среднем течении р. Шарью, в верхнем башкире можно выделить по крайней мере два интервала, отвечающие различным этапам осадконакопления [6]. В тоже время, анализ приведенных в работе А. И. Елисеева списков фораминифер показал, что выделенные им верхнебашкирские отложения должны быть отнесены к ташастинскому горизонту архангельского подъяруса [2—4], а к асатусскому — вышележащие две пачки, отнесенные к низам московского яруса [1].

В ходе проведенных исследований были изучены ташастинские отложения вскрытые в разрезах Средних ворот р. Шарью (обн. 56, правый берег, 3 км выше устья руч. Кедзыдшор, и правобережного выхода (обн. 79), выступающего в 1.2 км выше устья руч. Сортэмаель. В составе отложений были выделены биокластовые, биоморфные, пелитоморфные и микробиально-пелитоморфные известняки, известняковые конгломераты, гравелиты и органогенные песчаники.

Известняки биокластовые составляют основную часть разреза и сложены преимущественно средним и крупным биокластовым материалом. Наибольшее значение среди них играют водорослевые, фораминиферовые, криноидные и брахиоподовые фрагменты. В зависимости от их количества выделяются водорослево-фораминиферовые и фораминиферо-водорослевые, водорослевые, криноидные, криноидно-водорослевые и брахиоподовые, а также полибиокластовые известняки. В меньшей степени встречаются мелкобиокластовые и шламовые известняки.

Известняки пелитоморфные и микробиально-пелитоморфные распространены в нижней части разреза и представлены темными, корич-

невато-серыми известняками, на выветрелой поверхности которых часто наблюдается слоистость в виде чередования тонких темных и светлых полосок.

Известняковые конгломераты встречается в основании верхнебашкирских отложений в неравномерно слоистой пачке мощностью около 1 м в виде отдельных пластов мощностью до 0.3 м. Обломочный материал в конгломератах составляет до 20—30 % от объема породы. Обломки известняков в различной степени окатаны и представлены темными и светлыми пелитоморфными и мелкобиокластовыми известняками. Размер галек колеблется от первых миллиметров до 5—7 см (преобладают гальки размером около 2—3 см). Связующая масса в конгломератах представлена биокластовыми известняками.

Обломочный материал гравелитов составляет до 35 % от объема породы. Обломки известняков в не окатаны или слабо окатаны, представлены темными и светлыми пелитоморфными и мелкобиокластовыми известняками. Размер галек колеблется от первых миллиметров до 1—2 см. Связующая масса представлена, также как и в конгломератах, биокластовыми известняками.

Песчанник органогенный слоеватый характеризуется незначительным распространением в разрезе и составляет линзовидные прослои мощностью 10—20 см. Слоистость обусловлена ориентацией темных удлиненных обломочных органогенных компонентов в структуре породы. Цементом служит преимущественно микритовый, реже поровый и регенерационный спаритовый кальцит.

В отложениях верхнебашкирского подъяруса присутствуют многочисленные желваки и линзы кремней различного размера и степени замещения пород кремнеземом. Причем, в верхней части разреза встречаются лишь единичные слои с кремнистыми стяжениями, основная же их масса приурочена к нижней части. Чаще они встречаются в виде уплощенных и обычно неправильных постседиментационных образований, со сложной и причудливой формой, с множеством выростов, бугров, шипов. Сложены тонко- и микророзернистым халцедоном и кварцем. Почти во всех кремнях в различном количестве сохраняются реликты органогенных компонентов. Часто в кремнях наблюдаются участки не замещенной породы.

Согласно результатам анализа распространения литотипов, изученный разрез подразделяется на 5 частей, в трех из них наблюдаются уровни окремнения.

В основании горизонта после пачки смятых и клиньями вдвинутых друг в друга известняковых конгломератов мощностью залегает толща частого переслаивания пелитоморфных и шламовых известняков с биокластовыми (обн. 56, пачки 51—59; обн. 79, пачки 26—31; мощность — 18 м). В ее строении при переходе пелитоморфных известняков в микробиально-пелитоморфные, реже — в биокластовые отмечаются своеобразные текстуры “взмучивания” в сочетании с эрозионными поверхностями. К данной части разреза также приурочен первый уровень окремнения, характеризующийся распределением разнообразных по морфологии и размеру кремнистых образований. Они встречаются преимущественно в ассоциации с пелитоморфными и шламовыми известняками, что является весьма характерным для среднекаменноугольных отложений на Печорском Урале [5]. Характер наслоения свидетельствует, что после регрессии в начале верхнего башкира длительное время господствовала нестабильная гидродинамическая обстановка, обусловленная, вероятно, частыми проявлениями тектонической активности.

Вторая часть сложена ассоциацией пород, характерной для спокойноводных, относительно глубоководных, морских условий: массивные и толсто-напластованные биокластовые известняки (обн. 56, пачки 60—61; обн. 79, пачка 32; мощность — 7 м). К кровле данной серии приурочен второй, менее интенсивный чем первый, уровень окремнения.

Основание третьей части разреза проводится по появлению в составе пород биоморфных водорослевых известняков, выше по разрезу сменяющихся биокластовыми криноидно-водорослевыми и фораминиферо-водорослевыми разностями (обн. 56, пачки 61—62; мощность — 6 м). По всей видимости, данная ассоциация пород соответствует медленному, постепенному обмелению дна бассейна, положительно сказавшемуся на условиях жизни водорослей и приведшему к их расцвету.

После не обнаженного участка мощностью 5.3 м наблюдается четвертая часть разреза (обн. 56, пачка 63; мощностью 4.5 м). Здесь залегают часто чередующиеся друг с другом биоморфные водорослевые и шламовые известняки, сменяющиеся после небольшого прослоя органогенного песчаника толсто-наслоенными биокластовыми известняками. Что соответствует смене активного тектонического режима, обусловившего изменчивость гидродинамики моря, спокойным.

В верхней части разреза ташистинского горизонта (обн. 56, пачка 64—65; мощность — 3.8 м) на-

блюдается частое переслаивание биоморфных водорослевых, криноидно-фораминиферовых, криноидно-водорослевых и полибиокластовых известняков с небольшим количеством неправильных, причудливой формы кремнистых стяжений. Это о частой смене фациальных обстановок и, возможно, о некоторой перестройке в это время структурного плана данного района гряды Чернышева. Так как перекрывающие отложения асатаусского горизонта сложены биоморфными коралловыми и криноидно-брахиоподовыми известняками.

Таким образом, выделенные ранее А. И. Елисеевым верхнебашкирские отложения среднего карбона соответствуют лишь ташистинскому горизонту архангельского подъяруса. В его разрезе выделяется три седиментационных цикла. Первый из них наиболее длительный, мощность отложений образованных в это время составляет не менее 35 м. Второй и третий — существенно короче. Им соответствуют толщи мощностью 4—4.5 м. От цикла к циклу меняется состав известняков. Если в первом преобладало осаждение пелитового, шламового, мелкобиокластового и водорослевого материала, то во втором и особенно третьем — биокластового. Эти факты свидетельствуют об активизации тектонического режима с началом архангельского времени на территории центральной части гряды Чернышева, приведшего к уменьшению амплитуды седиментационных циклов.

Работа выполнена при поддержке программы УрО РАН, № 12-У-5-1017.

Литература

1. Елисеев А. И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 173 с.
2. Кулагина Е. И. Граница башкирского и московского ярусов (средний карбон) на южном Урале в свете развития физиулиид // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 83, вып. 1. 2008. С. 33—44.
3. Николаев А. И. Фораминиферы и зональная стратиграфия башкирского яруса востока Тимано-Печорской провинции. СПб.: ВНИГРИ, 2005. 158 с. (Бюл. палеонт. и литолог. коллекц. фонда ВНИГРИ № 2.)
4. Постановление межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 36. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 64 с.
5. Сандула А. Н., Пономаренко Е. С. Кремнистые образования в карбонатных породах среднего карбона бассейна Верхней Печоры // Литогенез и геохимия осадочных формаций. № 6. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 32—45. (Тр. ИГ КНЦ УрО РАН. Вып. 121).
6. Симакова Л. А. Особенности литологического строения верхнебашкирских отложений р. Шарью // Геолого-археологические исследования в тимано-североуральском регионе. Доклады 14 научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2011. Т. XIV. С. 11—15.

Состав и строение отложений веневского горизонта р. Унья (визе, нижний карбон, Северный Урал)

А. Н. Шадрин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

anshadrin@geo.komisc.ru

Согласно представлениям А. И. Елисеева в поздневизейско-серпуховское время на территории Елецкой структурно-формационной зоны северо-востока Европейской платформы произошла инверсия тектонического режима [1]. В результате, открытый карбонатный шельф преобразовался в закрытый, т.к. на окраине его стали формироваться рифогенные постройки, и терригенно-карбонатная (платамовая) формация сменилась карбонатной из семейства калейдовых [2]. На Северном Урале, в бассейне р. Унья (левый приток р. Печора), эти изменения фиксируются в отложениях веневского времени (конец визейского века).

В регионе, по данным Н.В. Калашникова [3], отложения веневского горизонта верхнего визе вскрыты в обн. 85, 84, 65, 64, 53, 11 (номера обнажений даны по В. А. Варсановьевой). Они представлены карбонатными породами: доломитами, известняками и их доломитизированными разновидностями с большим количеством разнообразной бентосной фауны. Цвет пород — серый, темно-серый. Иногда отмечается тонкая горизонтальная слоистость. Мощность толщи с учетом перерывов достигает 80 м.

На основе макро- и микроскопического изучения пород по составу структурных компонентов были выделены следующие литотипы: ЛТ-1 — биокластовый известняк; ЛТ-2 — биокластовый с окатанными фрагментами (органогенный песчаник); ЛТ-3 — водорослево-биокластовый известняк; ЛТ-4 — сгустково-биокластовый известняк; ЛТ-5 — пелитоморфный известняк; ЛТ-6 — доломит (тонко-, мелко-, разнотекстурированный).

Распространение по разрезу каждого из выделенных литотипов различно. Наиболее часто встречаются биокластовые известняки, составляющие основную часть разреза. Меньше распространены доломиты. Еще реже встречаются водорослево-биокластовые, сгустково-биокластовые и органогенные песчаники. Пелитоморфные известняки крайне редки. Часто наблюдаются разности, сочетающие признаки разных типов.

Сочетание литотипов образуют следующие породные ассоциации: сгустково-биокластовых и водорослево-биокластовых известняков; биокластовых известняков и органогенных песчаников; доломитов и доломитизированных биокластовых известняков.

Ассоциация сгустково-биокластовых и водорослево-биокластовых известняков составляет нижнюю часть горизонта в восточных разрезах (обн. 85, 84). Породы темно-серые, содержат большое количество створок брахиопод, члеников криноидей, губок, одиночные и колониальные кораллы. Последние в некоторых случаях находятся в прижизненном положении. Иногда наблюдается слоистость, обусловленная взаиморасположением детрита. В основании данной ассоциации отмечен маломощный прослой пелитоморфного известняка. Сгустково-биокластовые карбонаты сложены сгустками пелитоморфного кальцита и разнообразным детритом. Изредка в сгустках распознаются остатки фораминифер, структура криноидей или брахиопод. Биокластовый материал, в основном, несортированный и состоит из не окатанных и слабо окатанных подвергнутых грануляции остатков. В водорослево-биокластовых известняках кроме остатков организмов наблюдается большое количество фрагментов зеленых водорослей *Donezella*, *Fasciella*. Мощность ассоциации пород может достигать 20 м.

Ассоциация биокластовых известняков и органогенных песчаников образует верхнюю часть горизонта восточных разрезов (обн. 85, 84) и макроскопически слабо отличается от подстилающих отложений. Микроскопическое изучение показало, что биокластовый материал представлен обломками и целыми раковинками фораминифер, брахиопод, фрагментами водорослей, мшанок. Иногда отмечаются микробиальные обрастания органогенно-обломочного материала. Часто в породах верхней части разреза наблюдается окатанность органогенного материала. Мощность отложений ассоциации может достигать 15 м.

В строении центральных и западных разрезов (обн. 65, 64, 53, 11) принимает участие **ассоциация доломитов и доломитизированных биокластовых известняков**. Доломиты вторичные и представляют собой два морфотипа: пластовые тела и встречающиеся реже, пятна в известняках. Пластовые доломиты, как правило, массивные, светло-серые (крайне редко — почти черные). На выветрелой поверхности часто можно наблюдать фрагменты криноидей, кораллов, губок хететид и створки брахиопод. Доломиты могут быть как плотными, так и пористыми и кавернозными.

Второй тип доломитизации образует неправильной формы пятна в известняках. В то же время в шлифах все доломиты содержат до 1–2, иногда до 5 % пор размером до 0.07×0.1 мм, иногда до 1.2 мм. Кристаллы доломита обычно имеют размеры 0.02–0.3 мм, реже — 0.05–0.08 мм или 0.1–0.2 мм. Форма зерен — неправильная и неправильно-ромбоэдрическая, идиоморфные кристаллы — редки.

Доломитизированные биокластовые известняки представляют собой переходные разности от чистых известняков к доломитам. Степень доломитизации составляет от 1–5 % до 70–80 %. Цвет — серый. Иногда наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная взаиморасположением биокластового материала. Доломит в породе присутствует в виде ромбоэдрических, неправильно-ромбоэдрических кристаллов размером от 0.02 до 0.15 мм, расположенных как в кальцитовом цементе, так и в кальците органических остатков, представленных криноидеями, фораминиферами, мшанками, брахиоподами, фрагментами водорослей. В нижней половине разреза ассоциации в единичных случаях отмечается наличие водорослево-биокластовых прослоев с *Ortonella* и *Fasciella*. В средней части веневского горизонта в единичных случаях наблюдается окатанность органических остатков, а в верхней части — органические остатки часто подвержены лишь частичной грануляции, иногда с формированием сгустково-биокластовых разностей.

Таким образом, на р. Унья в отложениях веневского возраста выделяется два типа разрезов. Первый из них образован ассоциацией доломитов и доломитизированных биокластовых известняков и распространен в среднем течении.

Второй тип — парагенез ассоциаций сгустково-биокластовых, водорослево-биокластовых и биокластовых известняков — вскрыт на востоке, в районе Уньинской пещеры. Формирование отложений веневского горизонта на р. Унья происходило в условиях мелководного морского бассейна. На это указывает наличие в породе таксономически разнообразных органических остатков. Выявленные изменения литологического состава указывают на постепенное уменьшение глубины бассейна седиментации, причем более значительное в западной и центральной частях, что проявилось в доломитизации известняков. В то же время восточные фации, по всей видимости, находящиеся на удаленной части мелководного шельфа, хоть и претерпели обмеление, но не столь значительное.

Работа выполнена при поддержке программы УрО РАН, 12-У-5-1017.

Литература

1. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 203 с.
2. Елисеев А. И. Карбонатные формации палеозойских пассивных окраин Западно-Уральского типа // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений: материалы Второго Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 21–22.
3. 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.

Фациальное разнообразие верхнеордовикских карбонатных отложений в бассейне р. Илыч (Северный Урал): проблемы и задачи

Л. А. Шмелёва

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

К началу позднего ордовика на территории севера западного склона Урала оформилась зона континентального склона и его подножия, к западу от которого установились обстановки типичного карбонатного шельфа. В составе шельфовых биоценозов были распространены многочисленные мшанки, табуляты *Lichenaria*, *Palaefavosites* и др., цистоидеи, рецептакулиты, а также багряные водоросли *Solenopora* [5]. По палеомагнитным исследованиям и палинспастическим реконструкциям в палеозое территория Урала располагалась в пределах палеоширот, благоприятных для появления рифовых сообществ [4]. Таким образом, в позднем ордовике сложились благоприятные климатические и тектонические условия для возникновения рифов в краевой части шельфа [3].

В бассейне р. Илыч на Северном Урале карбонатные отложения верхнего ордовика развиты на р. Б. Косью (правый приток в меридиональном течение), а также на р. Илыч, между устьями ручьев Заколаэль и Родаэль и по самим ручьям. Как было установлено ранее, на разных временных уровнях палеозоя данного региона палеогеографическая ситуация, отраженная в разных фациальных обстановках (рифовых, зарифовых, предрифовых, закрыто- и открытошельфовых), существенно меняется.

Рифовые образования верхнего ордовика (риф Б. Косью) обнажаются в среднем течении р. Б. Косью, в районе порога [3]. Они представлены толщей светло-серых массивных известняков видимой мощностью 110 м. На основании находок остатков табулят *Plasmoporella*, *Heliolites*, *Propora*, конодонтов *Aphelognathus* и трилобитов возраст рифовой толщи датируется как средний ашгилл позднего ордовика. Она имеет тектонический контакт с нижележащей тонкослоистой толщей зеленовато-темно-серых глинистых сланцев, аргиллитов и известняков с «петельчатой» текстурой, которая на основании определения конодонтов С. В. Мельниковым датируется как поздний лланвирн-лландейло. Перекрывается рифовая толща пачкой видимой мощностью 22 м слоистых серых и темно-серых комковатых известняков с многочисленными остатками раковинной и колониальной фауны, представляющей отложения открытого шельфа. Возраст данного комплекса фауны по находкам зонального вида брахиопод *Proconchidium* датируется как позднеашгильский, который соответствует яптикшорс-

кому горизонту местной схемы и кырынскому горизонту Западного Урала [6].

По находкам остатков табулят *Heliolites*, *Favosites*, *Mesovafonites* отложения, вскрытые в обн. 3 и 4 ниже по течению на р. Б. Косью (номера обнажений даны по А. И. Першиной), датируются от ландовери до лудлова нижнего силура. Они представлены разрозненными выходами конглобрекчий, сложенными светло-серыми известняками мраморизованного облика с разнокристаллической, часто до афонитовой, структурой.

Согласно современным стратиграфическим схемам верхнего ордовика, его верхнее подразделение выделяется как хирнантский ярус [7], который залегает выше яптикшорских отложений, как установлено на Приполярном Урале [2]. Поэтому появилась проблема установления отложений, которые можно отнести к этому ярусу в бассейне р. Илыч, и тем самым определить границу между ордовиком и силуром, а также уточнить объем верхнеордовикских отложений.

Часть разреза яптикшорского горизонта (без нижней границы) вскрывается по руч. Заколаэль (выше Амбар-Кырты). По находкам остатков брахиопод *Proconchidium* sp. к нему отнесена толща мощностью 30.8 м тонкокристаллических плитчатых вторичных доломитов, которые включают в себе фрагменты органогенных доломитов и мелкообломочных брекчий со скоплениями галенита. Выше по разрезу залегает толща тонкокристаллических, массивных доломитов мощностью 44.8 м с прослоями и жилками желтоватого эпигенетического доломита иногда до образования брекчиевидной структуры. Участками в доломитах отмечаются окремненные округлые и удлинённые желваки строматопор, ориентированные параллельно простираанию. Вполне вероятно, что эти отложения могут быть хирнантскими, но для определенного решения данного вопроса необходимо проведение дополнительного изучения. Эти отложения перекрываются мелкокристаллическими массивными вторичными органогенными доломитами, возраст которых по находкам остатков брахиопод *Virgiana* sp. и табулят *Catenipora* sp. датируется как нижний силур [1].

Подобные отложения вскрываются выше по р. Илыч между устьями ручьев Заколаэль и Родаэль и по самим ручьям. Они представлены темно-серыми, мелкокристаллическими доломитами, реже вторичными органогенными доломитами с остатками брахиопод, члеников кринои-

дей, табулят и строматопороидей. По находкам в основании разреза остатков брахиопод *Proconchidium* sp., данные отложения также соответствуют яптикшорскому горизонту. Силурийские отложения с остатками табулят *Catenipora* sp. встречены примерно в 100 м по мощности в районе устья руч. Родаель. Благодаря большому площадному развитию в данном районе пограничных отложений этот разрез является более перспективным для поиска стратиграфических границ внутри верхнего ордовика и между ордовиком и силуром.

Таким образом, согласно имеющимся данным, палеогеографическая ситуация на рассматриваемой территории в течение позднего ордовика менялась, так как установлено существование образований рифовой отмели на окраине шельфа и отложений открытого шельфа. Однако, как известно из развития рифов в более позднем времени (рифь силура, нижнего девона, верхнего девона-нижней перми), наряду с ними существовали закрытошельфовые обстановки с лагунной седиментацией и предрифовые склоновые, которые в бассейне р. Илыч пока не выявлены. Установление фациальных особенностей и литогенетическая характеристика верхнеордовикских отложений позволит провести корреляция разрезов Северного и Приполярного Урала на новой стратиграфической основе [2]. Данная корреляция необходима для выявления событийных рубежей в геологической истории позднего ордо-

вика на Северном Урале и уточнения литогенетической эволюции платформенной окраины северо-восточного обрамления Европейской платформы.

Литература

1. Антошкина А. И., Афанасьев А. К., Безносова Т. М. Новая стратиграфическая схема верхнего ордовика и силура севера Урала (Елецкая зона). Сыктывкар, 1989. 16 с. (Сер. препринтов «Науч. докл.» Коми науч. центра УрО АН СССР; Вып. 206).
2. Антошкина А. И. Отражение хирнантской фазы гондванского оледенения в отложениях Приполярного Урала // Материалы III Всеросс. совещания «Палеозой России: региональная стратиграфия, гео- и биособытия». С-Пб: ВСЕГЕИ, 2012. С. 18-20.
3. Антошкина А. И. Рифы в палеозое Печорского Урала. Санкт-Петербург: Наука, 1994. 154 с.
4. Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья. Масштаб 1 : 2 500 000. Л.: Наука, 1972.
5. Маркин В. В. Ордовик и силур западного склона Приполярного Урала. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 132 с.
6. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала: Материалы и решения III Уральского межведомственного стратиграфического совещания. Свердловск, 1980.
7. A Geologic Time Scale 2004 // Gradstein F. M. Ogg J. G., Smith A. G. et al. New York: Columbia University Press, 2004.

О генезисе полиминеральной россыпи Ичетью (Средний Тимман)

Э. С. Щербаков

Педагогический институт СыктГУ, Сыктывкар

Средне девонская полиминеральная россыпь Ичетью располагается на северном окончании Вольско-Вымьской гряды. В разные годы изучением россыпи занимались многие геологи, и это породило различие мнений о ее генезисе. Традиционные представления разделяются далеко не всеми. Так А. Б. Макеев, Б. А. Макеев, В. - А. Дудар и др. предложили рассматривать россыпь Ичетью как образование флюидизатно туффизитового типа. В среде сторонников осадочного генезиса россыпи также не отмечается единства мнений. А. А. Константиновский и А. Е. Цаплин, Б. А. Богданов с соавторами, Б. А. Мальков и А. А. Холопова считали что, материал россыпи приносился рекой, а затем подвергался шлихованию в условиях литорали. Примерно также, понимали генезис россыпи П. П. Битков и В. Г. Шаметь-

ко, О. П. Тельнова определявшая палиноспектры из образцов пород россыпи предложила считать эти отложения континентальными.

Н. Г. Патык-Кора и А. Г. Шевелев [1] проанализировали распределение тяжелых минералов в породах малоручейской, пижемской и яранской свит методом главных компонент (ГК) и пришли к выводу о том, что в юго-западной части россыпного поля Ичетью был сформирован флювиальный веерный конус выноса, а на северо-россыпного поля существовали условия морского бассейна.

Автор настоящего сообщения изучил распределение минералов тяжелой фракции в породах продуктивного горизонта с помощью динамической диаграммы, используя более 200 минералогических анализов из работ геологов Ух-

тинской геолого-разведочной экспедиции и собственных сборов и описания обнажений и карьеров и пришел к выводу о несколько иных условиях образования продуктивного горизонта россыпи [2].

Россыпь ограничена на юго-западе Среднинским разломом, северо-востоке Умбигнским разломом, юго-восточная граница определяется выходом на дневную поверхность границы между малоручейской и пижемской свитами. Северозападная граница россыпи не установлена. Залегают россыпь на размытой поверхности малоручейской свиты или породах фундамента. Эта поверхность была полого наклонена на северо-восток и несла на себе промоины шириной до 150 м, средней глубиной около 5 м.

На участке Ичетью промоины не образовывали веер, а, наоборот, слабо изгибаясь к югу, направлялись к центру рассыпного поля, но не достигали его. Вдоль крутых бортов промоин, в рывинах глубиной до 1—1.5 метров, протягиваются скопления плохо сортированных гравелитов и конгломератов с угловатыми обломками, а также глыбы пород подстилающей малоручейской свиты. На днище промоин, в виде линз, залегают реликты так называемых «сгруженных конгломератов» — гравелитов, содержащих 25—55 % галек и 5—10 % песчаного заполнителя. «Сгруженные конгломераты» образуют слои мощностью 10—40 см, разделенные слоями песчаников 10—30 см и, залегающих на них, слоями глинистых алевролитов, переходящих в песчаную глину мощностью 5—10 см. Вместе эти породы образуют трехслойные пакеты, в которых слои объединены постепенными переходами. «Сгруженные» конгломераты перекрываются песчаниками с прослоями и линзами алевролитов и слоями гравелитов, содержащих разрозненную гальку кварца. Их называют «пудинговыми конгломератами». В таких песчаниках и гравелитах распространена разнообразная косая слоистость, характерная для дельтовых отложений. Нередко «пудинговые конгломераты» залегают на подстилающих их «сгруженных» конгломератах с эрозионными врезами, достигающими днища промоины, а на приподнятых участках днища «пудинги» залегают непосредственно на породах малоручейской свиты или могут занимать всю поверхность между промоинами.

В тяжелой фракции пород россыпи определено до 40 минералов, среди которых наиболее распространенными являются лейкоксен, ильменит и циркон. Основную ценность россыпи представляют золото и сопутствующий ему алмаз, а также ильменорутит, колумбит и монацит. Для первых трех минералов отмечается закономерное сокращение лейкоксена и, наобо-

рот, увеличение содержания циркона и ильменита в направлении от юго-западной границы рассыпного поля к его середине. Соответственно к дистальному концу промоин происходит постепенная смена ассоциаций: циркон, ильменит, лейкоксеновой на лейкоксен, циркон, ильменитовую и лейкоксен, ильменит, цирконовую, а в окончании наиболее крупных промоин можно наблюдать веерное расхождение струй обогащенных одним из трех указанных минералов. Таким образом, можно отметить, образование небольших конусов выноса, внешняя граница которых совпадает с изоконцентратой 20 % лейкоксена [3].

По распределению минералов на площади участков Золотой камень и Сидоровский, установлено наличие таких же промоин и конусов выноса, оконтуренных изоконцентратой 20 % лейкоксена, которая является так же границей общего шлейфа конусов выноса. Но в этом случае, языки конусов вытянуты с СЗ на ЮВ, что позволяет говорить о формировании рассыпного поля в пределах понижения рельефа, открытого на СВ [2]. Северо-восточная граница рассыпного поля совпадает с положением полосы повышенных концентраций ильменита 24—40 % и циркона 40—80 %, фиксирующих линии древних береговых валов, вытянутых вдоль всего северо-восточного края россыпи. В современном структурно-тектоническом плане полоса пород с повышенными содержаниями ильменита и циркона контактирует по линии надвига с породами обогащенными лейкоксеном, которые интерпретируются как отложения временных потоков.

Касаясь распределения в теле россыпи других полезных компонентов необходимо отметить, что на участке Ичетью приуроченность высоких концентраций золота к реликтам «сгруженных конгломератов» и резкое (на порядок) снижение их в «пудингах». Алмазы проявляют свое распределение еще ярче потому, что в гравелитах с плавающей галькой они практически не встречаются, но концентрируются в подстилающих плохо сортированных гравелитах, отложенных временными потоками. В пробах с алмазами хромшпинелиды и монацит превышают 1%, содержания колумбита поднимается до 7%, а ильменорутила до 10—13%. На участке Золотой камень редкоземельные и редкометалльные минералы образуют ровный фон на уровне знаков. Причину этого Н. Г. Патык-Кара [1] видела в том, поступление этих минералов происходило через конус выноса. Вероятнее всего, причина кроется в разных источниках сноса, тем более, что Ю. В. Глухов и А. С. Исаенко указывали на различие алмазов на участках Ичетью и Золотой камень по дефектам Н4.

Образование тела россыпи Ичетью происходило в несколько этапов.

Вначале временные потоки, стекавшие, по-видимому, с небольшого уступа заполнили промоины на поверхности пород малоручейской свиты, образовали небольшие конусы выноса и отложили плохо сортированные гравийные породы с основной массой полезных минералов. Затем, после некоторого перерыва в осадконакоплении, происходило формирование дельты, сопровождавшееся размывами отложений конусов выноса и накоплением гравийных пород с разбросанной галькой и сравнительно небольшими содержаниями золота. Эти отложения распространились по всей площади россыпного поля, так же были перемыты водами наступавшего моря, отложившими самые верхние слои россыпи. Источники полезных компонентов были разными. Золото и титановые минералы поступали из докембрийских толщ Тимана, редкоземельные и редко металльные минералы поступали из чет-

ласского карбонатитового массива. Прямых указаний на источники алмазов пока не найдено.

Литература

1. *Потык-Кора Н. Г., Шевелев А. Г.* Неоднородность минерального поля комплексных полиминеральных россыпей. Литология и полезные ископаемые, 2000. № 2. С. 132—145.

2. *Щербаков Э. С.* О результатах изучения россыпи Ичетью с помощью разных методов обработки минералогической информации. // Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона. Материалы Всероссийского минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 20—23.

3. *Щербаков Э. С., Плякин А. М., Шаметко В. Г., Битков П. П.* Рассыпная алмазоносность девонских терригенных отложений Тимана // Геология алмазов настоящее и будущее. Воронеж: ВГУ, 2005. С. 382—386.

Минералогия

Минералогическая изученность северо-востока европейской части России

И. С. Астахова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

В истории минералогических исследований северо-востока европейской части России можно выделить четыре этапа: XV—XVIII вв. — знакомство с Коми краем и открытие ряда месторождений полезных ископаемых; XVIII в. — начало XX в. — проведение геолого-этногеографических исследований; XX в. — геологические исследования, конец XX в. — по настоящее время — топоминералогические исследования, выявление региональных закономерностей распространения минералов [1].

К наиболее ранним целенаправленным изысканиям на территории северо-востока европейской части России можно отнести государственную геологоразведочную экспедицию для поисков серебряной и медной руды на р. Цильме в 1491 г., поиск железной руды на р. Вычегде. О возможности нахождения на о. Новая Земля золота и серебра было известно еще от новгородцев. В 1651 г. была организована поисково-разведочная экспедиция во главе с бывшим пустозерским воеводою Романом Неплюевым и Фомой Кыркаловым для поиска руд и драгоценных камней на Новой Земле. Позже, в 1667 г. Ф. Кыркалов занимался поисками серебра и олова в Пустозерском крае и в районе Югорского Шара. С 1661 по 1664 гг. рудознатец Василий Шпилькин обнаружил серебряную руду, «лазо-ревые камения» и хрусталь на мысе Микулкин и по течению р. Мезень. Не все северные экспедиции, особенно морские, заканчивались серьезными результатами. Во время многих экспедиций были собраны единичные образцы руд с указанием мест находок.

С XVIII в. по территории северо-востока России прокладываются первые геолого-этногеографические маршруты, в ходе которых были получены сведения о геологическом строении, рудоносности и породообразующих минералах территории. К ним относятся экспедиции И. И. Лепехина (1771; 1772), Н. Я. Озерецковского (1772), В. Ф. Зуева (1771), в работах которых описаны отдельные виды полезных ископаемых (шифер, серебро и др.). А. И. Шренк среди ряда горных пород (конгломерат, известняк, сланец) указывает серный колчедан, блеклые руды, халцедон, роговик, аметист (р. Косва), известковистый шпат (кальцит), кварц, альбит, слюда, вивианит (на р. Печоре). На р. Ханамы (современная р. Ханмей, Полярный Урал) в горных породах (сланцы, мезовики) Г. А. Эрман в 1828 г. указывает находки граната, хлорита, талька, полевых шпатов. Результаты экспедиции по Печорскому краю в 1843 г. А. А. Кейзерлинга совместно с Р. Мурчисоном и

Э. Вернейлом приведены в работе, в которой помимо указания основных горных пород (известняк, мрамор и т. д.) даны и минералы (гипс, аметист, халцедон, стильбит). Э. Гофман по результатам экспедиций 1850 г. по Уральскому хребту указывает основные горные породы (сланец, известняк, конгломерат и т. д.). В работе автор приводит исследования Г. Розе, в которых описаны не только основные породообразующие минералы (кварц, кальцит, слюда), но и лабрадор, гиперстен, титанистое железо, авгит, полевой шпат, оливин, рутил, тальк, роговая обманка [1].

Находки отдельных минералов были описаны А. И. Антиповым 2-м и Н. Г. Меглицким (1858 г.), Ю. Кушелевским (1862—1864 г.), А. А. Штукенбергом и М. С. Тарасовым (1874 г.), А. Колышадом (1885 г.) А. М. Амалицким (1897 г., 1898 г.), Н. П. Барбот де Марни (1868 г.), Ф. И. Чернышевым (1890 г., 1891 г., 1915 г.). В работах углубленно описаны стратиграфия, литология, палеонтология или отдельные виды полезных ископаемых. Так, побывав на Полярном Урале в 1892 г. А. А. Сыромятников дает заключение, что «на Северном Урале, вероятно, имеются, приблизительно, те же руды и металлы, что и в более южных его частях. Некоторым подтверждением этого заключения может служить то обстоятельство, что горы Новой Земли считаются богатыми малахитом, горным хрусталем, каменным углем и нефтью, а горы Вайгача богаты разного рода колчеданами» [4, с. 109]. Краткие сведения о геологическом строении региона упоминаются купцом В. Латкиным (1853 г.), М. К. Сидоровым (1860 г.). В работе «Север России» М. К. Сидоров приводит список следующих руд и минералов: медная и серебро-свинцовая руда (р. Цильма), железная руда, медный колчедан, марганец, топаз (г. Тильпоз — современный Тельпоз), известковистый шпат, сланцы, кварц, соль, серная вода (р. Уса), точило (р. Соплеск); с о. Новая Земля — каменный уголь, доманик, серный колчедан, охра, кварц, известь, слюда, асбест, песчаник, впервые упомянуты шерл и черный хрусталь [2]. На конец XIX в. это была наиболее полная минералогическая сводка по региону.

С начала XX в. на Урале и Тимане стали систематически проводиться геологоразведочные работы. В минералогическом плане были известны основные породообразующие минералы и отдельные виды руд. На Полярном и Приполярном Урале было известно около 35 минералов, в пределах Канино-Тиманской провинции — 16 минералов, которые чаще всего представляли собой ин-

терес в качестве полезных ископаемых. В этот период направляются десятки научно-исследовательских экспедиций (Северо-Уральской горнопромышленная кампания — 1900—1901 гг.), экспедиция Академии наук под руководством О. О. Баклунда (1909 г.), экспедиция Всесоюзного арктического института (ВАИ), Геологического комитета (ныне ВСЕГЕИ), Ленинградского и Северного геологоразведочных трестов. С 1920 г. проводились работы по составлению государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 территории от Северного Урала до о. Вайгач. Фундаментальные основы по геологии региона заложили А. Н. Алешков, О. О. Баклунд, А. Г. Бетехтин, В. А. Варсанюфьева, П. В. Виттенбург, К. Г. Войновский-Кригер, К. К. Воллосович, Т. А. Добролюбова, Г. А. Иванов, Н. Н. Иорданский, Д. П. Калинин, Г. Г. Леммлейн, А. В. Македонов, А. А. Малахов, В. Н. Погоревич, Д. П. Сердюченко, Г. П. Софронюков, И. Н. Сулимов, Н. Н. Тихонович, И. Н. Чирков, А. А. Чумаков, А. А. Чернов, И. Е. Худяев, и многие др. В своих работах исследователи основное внимание уделяли петрографическому описанию пород, которое сопровождалось изучением и описанием отдельных минералов.

Во время Великой Отечественной войны минералогические исследования практически не велись. К концу 1940-х годов в сводном кадастре региона составленной И. Б. Борозденко, было более 150 минеральных видов. Планомерное изучение северной части Урала связано с Полярно-Уральской экспедицией АН СССР под руководством И. А. Сирина, проводившей исследования в регионе в 1949—1955 гг. Минералогические исследования Полярного Урала связаны с именами Н. И. Сирина, В. Ф. Морковкиной, Б. Я. Дембовского, И. Б. Грановича, Б. Л. Баскина, В. Я. Устинова, А. Д. Машовцева, Б. А. Голдина, В. И. Мизина, Г. Н. Савельевой, А. А. Савельева. Своими работами эти ученые значительно пополнили минералогический список. К концу 1950-х годов в кадастре Уральской провинции приводятся сведения о более 130 минералах, из них 40 породообразующих, 26 минералов хрустальных жил, 72 минерала из рудоносных жил. В этот же период обобщается информация по геологическому строению Тимана, в кадастре которого уже насчитывалось 56 минералов [1].

Со второй половины 1970-х годов Тиман-Североуральский регион привлекает внимание многих научных организаций (ЦНИГРИ, ЗапСибНИГНИ, ВИМС, ИМГРЭ, ВСЕГЕИ, ИГ Коми филиала АН СССР), сотрудники которых в результате совместных исследований с производственными организациями существенно повысили уровень геологической изученности этой территории. При проведении широкомасштабных экспедиционных работ сотрудниками Института геологии было ус-

тановлено большинство из известных ныне минеральных видов и их разновидностей. Важным достижением минералогических исследований стало открытие новых минералов — черновита (1968 г.), юшкинита (1983 г.) и царегородцевита (1992 г.). Попытка сведения информации о минералах по региону была предпринята М. В. Фишманом [5]. Список содержал 378 минеральных видов и разновидностей. С 1970-х годов прирост минералогической информации по северо-востоку европейской части России вырос почти в 17 раз [3, 5]. В 2003 г. сотрудниками Института геологии Коми НЦ УрО РАН ведется учет поступления региональной минералогической информации. В сводный минералогический кадастр северо-востока европейской части России включена информация о 600 минеральных видах и разновидностях, список которых приведен в соответствии с кристаллохимической классификацией [3]. С учетом новых данных, на 2012 г. в кадастре учтено более 619 минеральных видов и 129 химических разновидностей. Увеличение числа минеральных видов связано с высоко разрешающей аналитической аппаратурой, которая позволяет выявлять структурные и химические особенности зерен малого размера. Так, за последний период выявлены новые для региона минеральные фазы размером менее 1 мм. При сохранении генеральной тенденции увеличения числа минералов Тимано-Североуральского региона появляются новые направления и новые объекты исследований. В настоящее время в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН ведутся исследования по многим направлениям минералогии (теоретическая, генетическая, историческая, региональная, космическая, медицинская минералогия, наноминералогия, биоминералогия и др.).

Литература

1. *Астахова И. С.* Минералогическая изученность северо-востока Европейской части России // История наук о Земле. Т. 6. № 2. М., 2013. С. 5—18.
2. *Сидоров М. И.* Север России. СПб.: Почтов. деп., 1870. 557 с.
3. *Силаев В. И., Юхтанов П. П., Плоскова С. И., Жданова Л. Р., Астахова И. С., Сокерин М. Ю.* Кадастр минералов Европейского Северо-Востока России как отражение минеральной организации геологических комплексов. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 75 с.
4. *Сыромятников А. А., Подревский А. Н.* Поездка на Северный Урал летом 1892 года. М: Товарищество тип. А. И. Мамонтова, 1895. 212 с.
5. *Фишман М. В.* Минералы северо-востока европейской части России в коллекции научного музея Института геологии Коми научного центра // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар: Геопринт, 1994. № 23. С. 116—122.

О кристаллохимии таллия в сульфидных минералах

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

Института неорганической химии СО РАН, Новосибирск

borisov@niic.nsc.ru

По статистическим данным таллий в минералах предпочитает анионом серу (более 80 % видов по [1]) и сравнительно мелкие катионы (As, Sb, Cu). Одной из причин такой предпочтительности может оказаться близость ионных радиусов Tl^+ (~1.5 Е) и S^{2-} (~1.8 Е), что способствует компактным упаковкам их в кристаллических структурах. Действительно, в талькусите $TlCu_2S_2$ ($I4/mmm$, $a = 3.777$; $c = 13.3791$ Е, $Z = 2$ [2]), как можно видеть в xz -проекции, катионы Tl^+ с анионами S^{2-} образуют совместно объемноцентрированную псевдокубическую упаковку с параметрами $a' = b' = 3.777$ ($= a = b$) и $c' = c/3 \approx 4.45$ Е, (рис. 1, пустые и черные кружки — атомы на уровне $y = 0$ и $y = 1/2$), а кристаллографические плоскости (103) и $(\bar{1}03)$ упорядочили позиции таллия и серы. Другим примером сравнительно простых структур служит структура карлинита Tl_2S ($R\bar{3}$, $a = 12.5150$; $c = 18.190$ Е; $Z = 27$ [3]), где наиболее интенсивные по отражениям, а, следовательно, и наиболее заселенные атомами плоскости (303), $(\bar{3}33)$ и $(0\bar{3}3)$ являются координатными плоскостями примитивной псевдокубической подъячейки с $a_p = b_p = c_p = 3.09$ Е и $\alpha_p = \beta_p = \gamma_p = 81.87^\circ$ [3]. Атомная сетка обоих сортов атомов на плоскости (303) и линии сечения ее плоскостями $(\bar{3}33)$ и $(0\bar{3}3)$ показаны на рис. 2. Паритетное участие Tl^+ и S^{2-} в общей упаковке здесь не подвергается сомнениям.

В более сложной структуре минерала врбаита $Hg_3Tl_4As_8Sb_2S_{20}$ ($Aba2$; $Z = 4$; $a = 11.287$; $b = 23.389$; $c = 13.399$ Е; $V = 3537.22$ Е³ [4]) весьма интенсивные отражения (004) и (008) свидетельствуют о 8-слойном характере структуры (перпен-

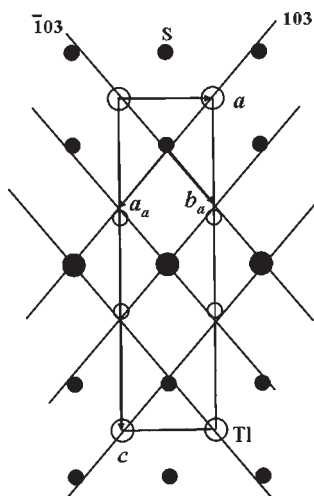


Рис. 1. $TlCu_2S_2$: проекция позиций анионов с катионом Tl^+ на плоскость xz и следы пересекающих ее «скелетных» плоскостей подрешетки

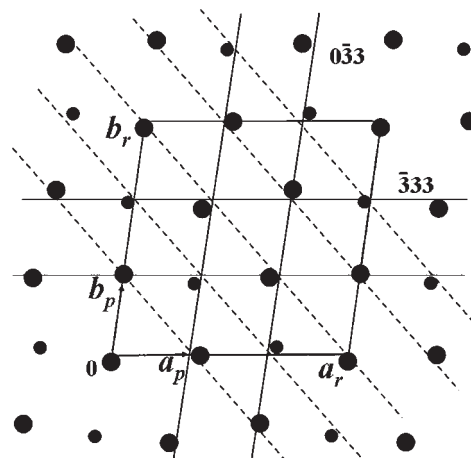


Рис. 2. Расположение атомов Tl (большие кружки) и S в одной из 3-х плоскостей (303); показаны следы ее сечения двумя другими координатными плоскостями P -подъячейки: $(\bar{3}33)$ и $(0\bar{3}3)$

дикулярно c -оси). Позиции Tl и S в четырех симметрично независимых сечениях этой структуры при $z = 0 \pm \Delta$, $z = 1/8 \pm \Delta$, $z = 1/4 \pm \Delta$ и $z = 3/8 \pm \Delta$ следуют узлам псевдотетрагональной I -подрешетки с $a' = b' = 4.06$ Е; $c' = 1/4 c = 3.45$ Е; $\alpha' = \beta' = 90^\circ$; $\gamma' = 87.97^\circ$. На рис. 3 показана сетка узлов

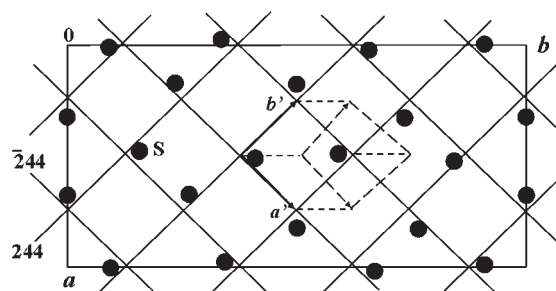


Рис. 3. Врбаит $Hg_3Tl_4As_8Sb_2S_{20}$, xz -проекция: позиции атомов S в слое $z = 1/8 \pm \Delta$; Показаны следы скелетных плоскостей (244) и $(\bar{2}44)$ анионной подрешетки. Пунктиром обозначен сдвиг квадратной ячейки на следующем уровне $z = 1/4 \pm \Delta$

этой подрешетки при $z = 1/8 \pm \Delta$ и позиции 16 атомов серы, представляющих это сечение структуры. Аналогичное строение имеет и слой при $z = 3/8 \pm \Delta$. В сечении при $z = 1/4 \pm \Delta$ узлы этой подрешетки заняты 8 атомами Tl и 4S, а к вакантным четырем узлам приближены пары малых катионов As (рис. 4). В слое при $z = 0 \pm \Delta$ на 16 узлов подрешетки уже приходится 18 катионов ($6Hg + 4Sb + 8As$) и 4 аниона серы, которые вместе с тяжелыми Hg приближены к узлам подрешетки. Таким образом, в структуре врбаита относитель-

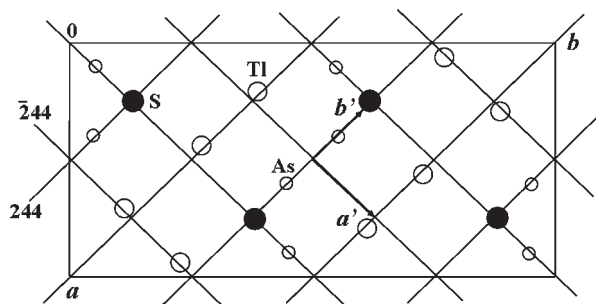


Рис. 4. Врбаит $\text{Hg}_3\text{Tl}_4\text{As}_8\text{Sb}_2\text{S}_{20}$, xy-проекция: позиции атомов (Tl, As, S) в слое $z = 1/4 \pm \Delta$.

но малочисленный катион Tl^+ встроен в единую упаковку с анионами серы, принуждая более легкие катионы Sb и As находить в ней подходящие для себя окружения. Следствием концентрации Tl в одном из слоев (рис. 4) будет аномальное для классической кристаллохимии участие катиона Tl в своем ближайшем координационном окружении: у одного из сортов Tl это 7 атомов серы ($\text{Tl} - \text{S} = 3.086 - 3.433 \text{ \AA}$) и один катион Tl с $\text{Tl} - \text{Tl} = 3.749 \text{ \AA}$, у другого — также 7 атомов S ($\text{Tl} - \text{S} = 3.148 - 3.622 \text{ \AA}$ и тот же контакт $\text{Tl} - \text{Tl}$).

Аномальная координация катионов с участием Tl имеет место и в структуре минерала габриэлит $\text{Tl}_2\text{AgCu}_2\text{As}_3\text{S}_7$ ($P\bar{1}$; $Z = 6$; $a = 12.138$; $b = 12.196$; $c = 15.944 \text{ \AA}$; $\alpha = 78.537^\circ$; $\beta = 84.715^\circ$; $\gamma = 60.470^\circ$; $V = 2013 \text{ \AA}^3$ [5]). Наш анализ этой низкосимметричной структуры показал, что Tl и S образуют совместную упаковку, близкую к кубической примитивной [4], и это упорядочение создает близкие контакты катиона Tl с Cu ($\sim 3.03 - 3.08 \text{ \AA}$), с As ($3.11 \text{ \AA}$) и $\text{Tl} - \text{Tl}$ ($3.09 \text{ \AA}$).

Опираясь на эти и другие известные в литературе факты [5], имеем основание утверждать,

что аномалии в координационном окружении катионов у сульфидов с таллием объясняются тем, что в процессах кристаллизации крупный и массивный катион Tl^+ в ряде случаев участвует в образовании совместного с анионами серы единого «скелетного» каркаса. При этом он, наряду с анионами серы, подчиняясь геометрии этого каркаса, входит в ближайшее окружение других катионов, в том числе и других катионов Tl при их достаточном количестве в структуре.

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

Литература

1. Николаев С. М. Статистика современной минералогической информации. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 128 с.
2. Борисов С. В., Магарилл С. А., Первухина Н. В. Структурообразующая роль Tl^+ в природных и синтетических сульфидах // ЖСХ. 2013. **54**, № 6. С. 1039—1045.
3. Борисов С. В., Магарилл С. А., Первухина Н. В. Кристаллографический анализ Tl_2S — пример «слоевого изоморфизма» // ЖСХ. 2013. **54**, № 5. С. 926—930.
4. Борисов С. В., Магарилл С. А., Первухина Н. В. Особенности кристаллообразования в ряде структур халькогенидов с одновалентным Tl. Эффект упорядоченной упаковки в координации Tl // ЖСХ. 2014. **55** (в печати).
5. Balixé-Zuniæ T., Makovicky E., Karanoviæ L., Poletti D., Graeser S. The crystal structure of gabrielite, $\text{Tl}_2\text{AgCu}_2\text{As}_3\text{S}_7$, a new species, of thallium sulfosalt from Lengenbach, Switzerland, Locality: Lengenbach, Switzerland // Canad. Mineral. 2006. **44**. P. 141—158.

Кластерные группировки атомов в структурах минералов и их синтетических аналогов. Феномен когерентной сборки кристаллических структур

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

Института неорганической химии СО РАН, Новосибирск

borisov@niic.nsc.ru

Исследования свойств, строения, химических связей соединений с кластерными группировками занимают все более значимое место в современной минералогии и химии. Так недавно изучено кристаллическое строение природных представителей гетерополиниобатов: минерала менецезита $\text{Ba}_2\text{MgZr}_4[\text{BaNb}_{12}\text{O}_{42}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ [1] и изоструктурного с ним аспедамита $\bullet_{12}(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})_3$

$\text{Nb}_4[\text{Th}(\text{Nb}, \text{Fe}^{3+})_{12}\text{O}_{42}] \cdot (\text{H}_2\text{O}, \text{OH})_{12}$ [2]. Особенности кристаллизации таких соединений получили в химии название «самосборки» (self-assembly): структура получается из довольно крупных, уже сформировавшихся в предкристаллизационной фазе атомных группировок [3].

Мы применили оригинальный метод кристаллографического анализа [4] для исследования

близких по строению кристаллических структур: синтетического $\text{Na}_{12}[\text{Ti}_2\text{O}_2][\text{SiNb}_{12}\text{O}_{40}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ [5] (структура I), менецзита (II) и аспедамита (III). Гетерополианион Кеггина $[\text{SiNb}_{12}\text{O}_{40}]^{16-}$, представляющий основу структуры I, в идеале имеет высокую собственную симметрию ($m\bar{3}m$). Его можно считать фрагментом трехслойной кубической (плотнейшей по геометрии) упаковки катионов, а именно кубооктаэдром вокруг центрального атома Si (рис. 1).

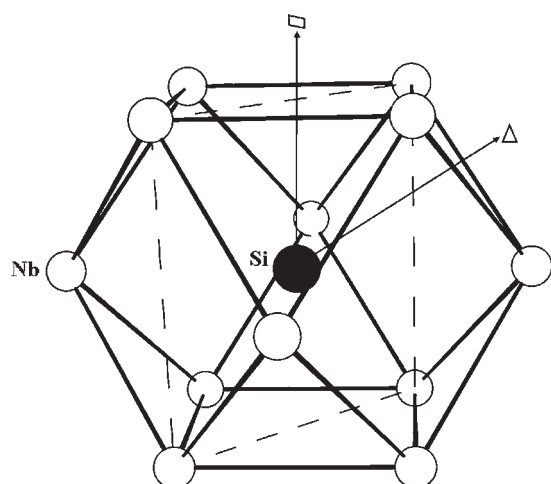


Рис. 1. Катионный остов полианиона Кеггина

В соответствии с нашей механико-волновой концепцией образование дальнего порядка (т. е. кристаллического состояния) идет путем упорядочения позиций атомов системами параллельных равноудаленных плоскостей, причем главную роль играет упорядочение наиболее тяжелых атомов [4, 6].

Известно, что степень упорядоченности кристаллографическими плоскостями той или иной группы атомов коррелирует с расчетной интенсивностью рентгеновских отражений, вычисленных только для этих атомов структуры.

Поэтому из расчетных порошкограмм, сделанных по координатам катионов Nb и Si полианиона структуры I, были выбраны плоскости с наиболее интенсивными отражениями в области d_{hkl} 4—1.5 Å, где можно ожидать высокую атомную плотность (см. таблицу).

Расположение тяжелых катионов в xy -проекции для соединения I показано на рис. 2, причем ось 4 полианиона Кеггина совпадает с тетрагональной осью c структуры I. Все катионы находятся в узлах катионной подрешетки, образованной семействами наиболее плотноупакованных катионных плоскостей (440) и ($\bar{4}40$), следы пересечений которых с плоскостями проекций изображены на рисунке 2.

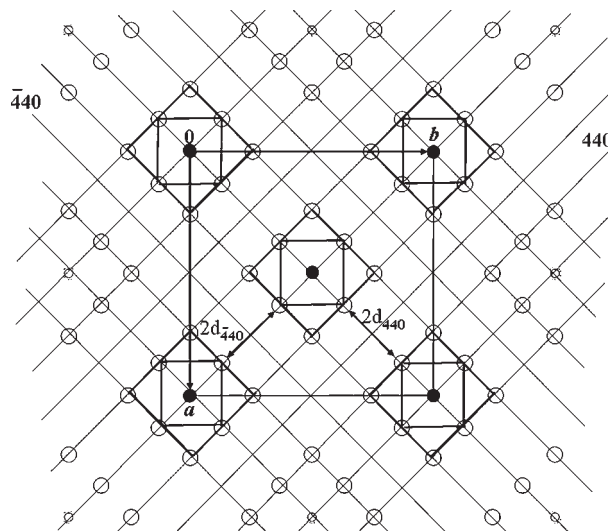


Рис. 2. Проекция катионов Nb (большой кружок) и Si структуры I на плоскость xy . Жирными линиями выделены проекции отдельных полианионов

В другой проекции структуры I независимой системой кристаллографических плоскостей, организующих упорядочение, будут плоскости (042) и ($0\bar{4}2$). Здесь также позиции всех тяжелых

Характеристики плотноупакованных катионных плоскостей $\{hkl\}$

Соединение	$\{hkl\}$	d_{hkl}	$(F_{hkl})_{\text{отн.}}$
$\text{Na}_{12}[\text{Ti}_2\text{O}_2][\text{SiNb}_{12}\text{O}_{40}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (I) $I\bar{4}m2$; $Z = 2$; $a = 14.2701$; $c = 11.2923$ Å; $V = 2299.5$ Å ³	042	3.02	92
	004	2.82	68
	440	2.52	100
	444	1.88	60
	080	1.78	86
	482	1.54	69
	075	1.51	60
* $\text{Ba}_2\text{MgZr}_4[\text{BaNb}_{12}\text{O}_{42}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ (II) $Im\bar{3}$; $Z = 2$; $a = 13.17$ Å; $V = 2206$ Å ³	004	3.25	65
	420	2.91	72
	224	2.66	56
	444	1.88	73
	406	1.81	81
	246	1.74	66
	008	1.63	100

* Для соединения III то же, что для II.

атомов Nb из разных полианионов находятся вблизи точек пересечений этих плоскостей.

В структуре минерала менецезита и изоструктурного с ним аспедамита геометрия катионных позиций в полианионе существенно искажена по сравнению с полианионом Кеггина. Главная причина в том, что кислородные октаэдры Nb попарно связаны общими гранями с коротким расстоянием Nb-Nb = 3.056 Е, а пары за счет общих вершин образуют замкнутую конструкцию, катионные позиции которой представляют 12-вершинник с симметрией $m\bar{3}$, проекцию которого мы видим на рис. 3. И в этом случае трансляционно связанные катионные комплексы организуют структуру так, что катионные позиции оказываются на кристаллографических плоскостях, совпадающих с катионными плоскостями внутри комплексов и с весьма интенсивными отражениями (420) и $(\bar{4}20)$. Поскольку структура кубическая, то характер упорядочения катионов, аналогичный рис. 3, будет и на двух других проекциях структур II и III.

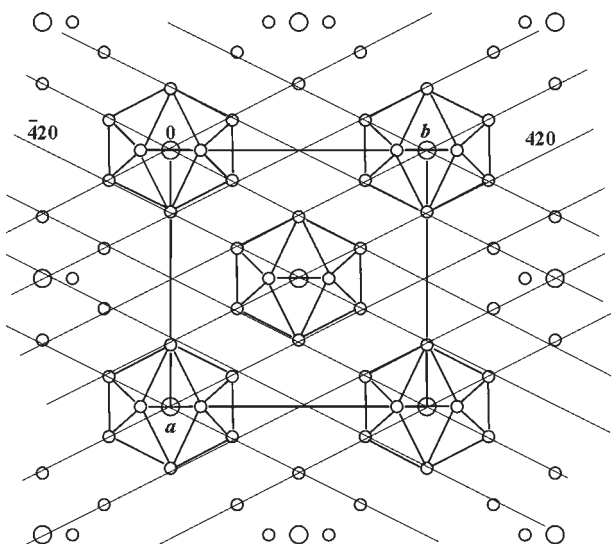


Рис. 3. Проекция катионов Nb и Ba (большой кружок) структуры II на плоскость xy ; жирными линиями выделены отдельные полианионы.

Феномен образования проходящих через всю структуру семейств кристаллографических плоскостей, содержащих в себе фрагменты плоских атомных сеток из составляющих структуру изолированных атомных группировок, предлагается назвать *когерентной сборкой*. Одинаковая ориентация полианионов обеспечена в структуре трансляционной симметрией, но взаимное их расположение на отдалении друг от друга точно на $2d_{440}$ в структуре I (рис. 2) и на d_{420} для структур II и III (рис. 3) — это эффект дальнедействующих сил упорядочения, диктующих условия компоновки фрагментов в соответствии с механико-волновой концепцией кристаллического состояния.

Появившийся в химическом синтезе термин «самосборка» при получении кристаллических фаз [3] по нашему мнению означает не только коллективный эффект в образовании особенных химических связей (например, связей металл-металл), но и начальный этап пространственного упорядочения атомов за счет чисто механических сил, лежащих в основе механико-волновой концепции кристаллического состояния [4, 6]. Уже для 13 атомов кубооктаэдра (рис. 1) можно говорить о системах из 3-х параллельных плоскостей с тригонными сетками атомов в них, тиражируемых в других направлениях элементами симметрии (оси $\bar{3}$, 4, плоскость m) и о производных системах плоскостей с квадратными сетками атомов. Надо полагать, что процесс такого локального упорядочения атомов в хаотически расположенных фрагментах будет существенно ускорен по сравнению с обычной химической реакцией. Его по логике вещей надо считать первым этапом кристаллизации.

Термин *когерентность* отражает не только высокую отражающую способность плотноупакованных атомных плоскостей. Это следствие того, что внутренняя упорядоченность фрагментов образует единую упорядоченность для всего кристалла, может быть, даже с проигрышем в плотности упаковки.

О жесткости конструкции полианионов можно судить по такому факту: в соединении I в центре полианиона находится тетраэдрически координированный атомами кислорода катион Si^{4+} с чуть увеличенными контактами Si-O ≈ 1.67 Е. В соединении II в аналогичном положении Ba^{2+} с 12 атомами кислорода на расстоянии 2.585 Е, что для крупного катиона Ba почти на 0.3 Е короче привычных кислородных контактов. Не входящие в состав полианионов молекулы воды и другие атомы заполняют промежутки между полианионами, нейтрализуя их заряды.

Феномен когерентной сборки характерен не только для соединений с кластерными группировками. Так, в структуре сульфидного минерала хейровскиита $Pb_6Bi_2S_9$ наблюдается микродвойникование слоев структуры типа PbS с соблюдением когерентности как в катионных, так и в анионных матрицах [4]. Аналогичная картина в структуре лиллианита [4], более сложные механизмы когерентных сборок имеют место в структурах рукселита, фельберталита, марручита [7], канницарита [4, 8].

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

Литература

1. Atencio D., Coutinho J. M. V., Doriguetto A. C. et al. Menezesite, the first natural heteropolyniobate, from Cajati, Sao Paulo, Brazil; description and crystal

structure, Locality: Jacupiranga mine, Cajati county, Sao Paulo, Brazil // *Am. Mineral.* 2008. **93**. P. 81—87.

2. Cooper M. A., Abdu Y. A., Ball N. A. et al. Aspedamite, ideally $\square_{12}(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})_3\text{Nb}_4[\text{Th}(\text{Nb}, \text{Fe}^{3+})_{12}\text{O}_{42}]\{(\text{H}_2\text{O}), (\text{OH})\}_{12}$, a new heteropolyniobate mineral species from the Herrebukasa Quarry, Aspedammen, Høltfold, Southern Norway: description and crystal structure // *Can. Mineral.* 2012. **50**. P. 793—804.

3. Nyman M. Polyoxoniobate chemistry in the 21st century // *Dalton Trans.* 2011. **40**. P. 8049—8058.

4. Борисов С. В., Магарилл С. А., Первухина Н. В. Кристаллографический анализ атомных структур — развитие «решеточной» кристаллографии Н. В. Белова // *Кристаллография*. 2011. **56**, № 6. С. 1001—1006.

5. Bonhomme F., Larentzos J.-P., Alam T. M. et al. *Inorg. Chem.* 2005. **44**. P. 1774—1785.

6. Борисов С. В. Кристаллическое состояние // *Журн. структ. химии*. 1992. **33**, № 6. С. 123—129.

7. Борисов С. В., Магарилл С. А., Первухина Н. В. Кристаллографический анализ природных сульфидов тяжелых металлов: рукселита, фельберталита, марруччиита // *Журн. структ. химии*. — 2014. **55**, № 1. С. 79—85.

8. Stanislav V. Borisov, Natalie V. Pervukhina, Svetlana A. Magarill, et al., «The crystal structure of (Cd, In)-rich cannizzarite from Kudriavsky volcano, Iturup island, Kuriles, Russia». *Canad. Mineral.*, 2012, **50**, N 2, P. 387—395.

Геохимическая характеристика органического вещества солей Якшинского месторождения (по данным скв.15)

О. В. Валяева¹, С. Н. Шанина¹, В. Н. Леденцов²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²ЗАО «МИРЕКО», Сыктывкар

Верхнепечорский бассейн занимает самое северное положение в системе соленосных бассейнов Печоро-Камской полосы Предуральского прогиба. Якшинское (старое название Верхнепечорское) месторождение калийных и калийно-магниевых солей локализовано в юго-восточной части бассейна.

Верхнепечорская галогенная формация охватывает верхнюю часть иренского горизонта кунгурского яруса нижней перми, подстилается аргиллитами, песчаниками, алевролитами патраковско-анельской артинского яруса, перекрывается терригенно-карбонатными отложениями якшинской свиты уфимского яруса. По характеру вертикальной зональности соляная толща подразделяется (снизу вверх) на подстилающую каменную соль, зону калийно-магниевых солей и покровную каменную соль. Особенности строения и состава солей рассмотрены в ряде работ [1—7].

Проведенные ранее геохимические исследования битумоидов солей толщи подстилающей каменной соли показали, что в составе исходной биомассы существенную роль играли водоросли и фитопланктон. Накопление органического вещества происходило в морских мелководных условиях в восстановительной обстановке [8].

В настоящее время на территории месторождения завершился этап поисково-разведочных работ, проводимых горно-геологической компанией ЗАО «МИРЕКО».

В данной работе приводятся результаты исследований органического вещества (ОВ) в солях и галопелитовых прослоях по разрезу соляной толщи скв. 15, которой был полностью вскрыт пласт подстилающей соли, а также вмещающие отложения до глубины 499 м.

Использован комплекс различных методов изучения ОВ, включающий в себя определение органического углерода ($C_{\text{орг}}$), выделение хлороформенного битумоида (ХБА), его предварительное фракционирование и анализ распределения нормальных и изопреноидных алканов в составе углеводородной фракции.

Содержание органического углерода в галопелитовых прослоях меняется от 0.4 до 2.6 %, в солях — от 0.01 до 0.66 % (см. таблицу). Содержание ХБА варьирует от 0.02 до 0.41 % в галопелитовых прослоях и от 0.001 до 0.008 % в соляных породах. Значения битумоидного коэффициента ($\beta^{\text{ХБ}}$) меняются от 1.14 до 30.8 %. Значительные вариации в содержании хлороформенного битумоида характерны для пласта подстилающей каменной соли. Для этого же пласта установлены самые высокие значения битумоидного коэффициента.

Среди алкановых углеводородов в пластах подстилающей и покровной соли обычно преобладают н-алканы состава C_{15} – C_{21} , в калийной залежи и вмещающих отложениях отмечено повышенное содержание как низкомолекулярных, так и высокомолекулярных гомологов н-алканов, что характерно для органического вещества II типа,

**Геохимические показатели битумоидов солей и глинистых прослоев Якшинского месторождения
(по данным скв. 15)**

№	Описание	Интервал отбора, м	C _{орг} , %	ХБА, %	Pr/Ph	K _i	Σизо/ Σн-алканов
Покровная соль							
3/15	Соляная глина	244.0—245.4	2.63	0.302	0.3	1.22	0.48
15014	Соляная глина	268.2—268.4	1.20	0.015	1.84	1.41	0.40
Калийная залежь							
15020	Черная глина	271.6—273.4	1.06	0.021	2.43	5.12	1.6
15024	Глин-алевр порода	288.4—289.8	0.38	0.012	0.18	1.66	0.22
15040	Соляная глина	268.2—268.4	—	0.011	1.36	0.68	0.19
15055	Соляная глина	296.8—297.2	0.43	0.012	1.18	1.50	0.39
Подстилающая соль							
8/15	Каменная соль	308.8—308.9	0.66	0.008	1.25	0.78	0.03
15064	Глин-ангидрит порода	309.9—310.0	0.54	0.092	0.86	4.87	1.71
15071	Соляная глина	325.1—326.9	1.99	0.36	0.6	5.31	2.16
15073	Глин-алеверит порода	329.7—332.5	1.19	0.367	0.67	4.23	1.57
15081	Глин-алеверит порода	348.1—348.9	0.97	0.1	0.47	10.2	2.99
13/15	Каменная соль	350.1—350.2	0.08	0.002	0.44	2.25	0.88
15147	Соляная глина	356.6—357.2	0.68	0.076	0.51	12.4	3.66
11/15	Каменная соль шпатов	359.0—360.1	0.07	0.003	0.21	3.85	0.30
20/15	Каменная соль	365.8—365.9	—	0.004	0.42	1.42	0.25
21/15	Каменная соль т-серая	373.1—373.2	0.02	0.006	0.37	2.67	0.48
18/15	Каменная соль шпатов	377.4—377.5	0.009	0.002	0.39	2.04	0.51
23/15	Каменная соль шпатов	396.6—396.7	—	0.01	0.43	1.54	0.22
25/15	Каменная соль шпатов	402.6—402.7	0.009	0.002	0.25	3.79	0.38
27/15	Каменная соль шпатов	406.4—406.5	0.018	0.001	0.72	1.37	0.35
30/15	Каменная соль шпатов	424.7—424.8	0.02	0.003	0.21	6.05	1.39
31/15	Каменная соль	439.7—439.8	—	0.002	0.26	4.39	0.79
15149	Соляная глина	449.4—452.8	2.34	0.409	0.51	2.73	1.19
15150	Соляная глина	456.7—460.3	1.77	0.345	0.54	1.68	0.82
34/15	Каменная соль св-сер	465.7—465.9	0.09	0.002	0.40	2.16	0.53
35/15	Каменная соль шпатов	472.8—472.9	—	0.002	0.44	1.17	0.15
36/15	Каменная соль св-сер	473.9—474.0	0.02	0.003	0.62	1.48	0.33
Вмещающие отложения							
15151	Соляная глина	478.6—478.9	1.36	0.185	0.46	3.14	1.20
15/15	Глин-доломит порода	480.8—481.0	2.04	0.203	0.45	1.27	0.47
16/15	Аргиллит темно-серый	486.8—487.0	1.33	0.118	0.46	5.88	1.99
17/15	Аргиллит темно-серый	491.6—491.8	1.17	0.028	1.87	3.61	1.24

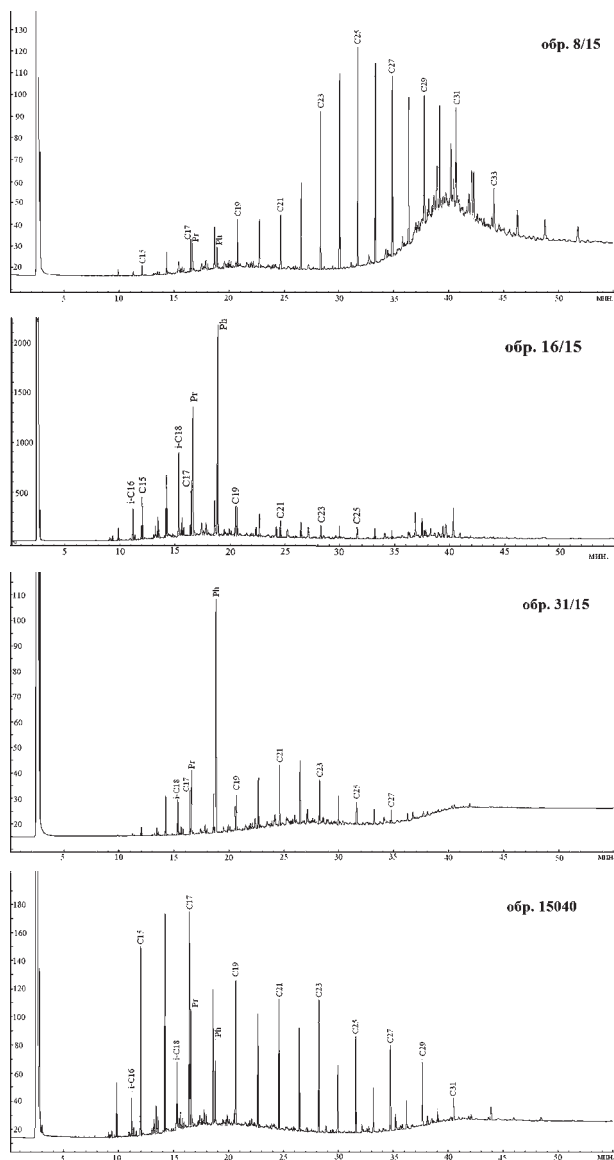
при участии III типа ОВ (см. рис. обр. 15040, 8/15). Величина коэффициента K_i и соотношение показателей Pr/Ph, Pr/C₁₇ и Ph/C₁₈ свидетельствуют о том, что накопление органического вещества проходило в мелководноморских восстановительных условиях, и оно имеет невысокую степень термической преобразованности, не превышающую стадий ПК₃—МК₁.

Значения показателя Pr/Ph плавно снижаются при переходе от покровной соли к калийной залежи и подстилающей соли, что свидетельствует об уменьшении окислительно-восстановительного потенциала на этапе седиментации каменных солей.

Отношение изопреноидов к нормальным алканам в глинистых отложениях надсолевой толщи, покровной соли, калийной залежи и верхней пачки подстилающей соли обычно меньше единицы, а в остальной части пласта подстилающей соли, начиная с верхнего пласта маркирующей глины (309 м), и вмещающих отложениях — боль-

ше. Такие повышенные содержания изопреноидов часто отмечаются в составе незрелых конденсатов. Кроме того, вниз по разрезу скважины наблюдается уменьшение содержания асфальтенов, что также указывает на присутствие миграционных углеводородов в нижней части пласта подстилающей соли и вмещающих отложениях. На хроматограммах распределения нормальных и изопреноидных алканов вмещающих отложений и нижней части пласта подстилающей соли хорошо заметны высокие содержания фитана (см. рис. обр. 16/15, 31/15), обладающего большей миграционной способностью по сравнению с пристаном, что является еще одним фактом в пользу присутствия здесь миграционных углеводородов.

Полученные результаты свидетельствуют в пользу того, что ОВ солей Якшинского месторождения является «смешанным», и кроме автохтонного ОВ во вмещающих отложениях и в нижней части пласта подстилающей каменной соли представлено миграционными углеводородами газо-



Хроматограммы распределения нормальных и изопреноидных алканов в битумоидах солей и галопелитовых прослоях Якшинского месторождения. Расшифровка образцов приведена в таблице

конденсатного этапа. А прослой галопелитов в верхней части пласта подстилающей каменной соли скв. 15 служат своего рода «покрышкой», в связи с чем, в калийной залежи, покровной и над-солевой толще миграционные углеводороды практически отсутствуют.

Таким образом, проведенные исследования органического вещества солей и галопелитовых прослоев по разрезу скв. 15 Якшинского месторождения показали, что в составе исходной биомассы существенную роль играли фитопланктон и водоросли. Накопление органического вещества проходило в морских мелководных условиях и восстановительной обстановке раннего диагенеза. Отличительной особенностью ОВ является невысокая степень его термической преобразованности. Установлено, что ОВ нижней части пласта подстила-

ющей соли и подсолевых отложений имеет смешанный характер и кроме автохтонного ОВ представлено миграционными углеводородами. В калийной залежи и покровной соли аллохтонные углеводороды практически отсутствуют.

Авторы выражают признательность к г.-м. н. Л. А. Анищенко за консультации при выполнении работы и к г.-м. н. Н. С. Бурдельной за выполнение аналитических исследований.

Работа выполнена при поддержке Программы интеграционных фундаментальных исследований №12-И-5-2026 «Минеральные, флюидные и органические включения в природных солях: генезис, индикаторное и поисковое значение, технологические проблемы, практическое использование».

Литература

1. Богацкий В. И., Иванов А. В., Агулов С. Н. Условия накопления в Верхнепечорском соленосном бассейне Коми СССР // Проблемы осадконакопления. Новосибирск, 1977. Т. 2. С. 138—141.
2. Высоцкий Э. А., Гарецкий Р. Г., Кислик В. З. Калиеносные бассейны мира. Минск: Наука и техника. 1988. 387 с.
3. Иванов А. А., Воронова М. Г. Геология Верхнепечорского соленосного бассейна и его калиеносность. Геология соляных и калийных месторождений // Тр. ВСЕГЕИ. Т. 161. Л., 1968. С. 3—79.
4. Галамай А. Р., Шанина С. Н., Игнатович О. О. Состав минералообразующих рассолов Верхнепечорского солеродного бассейна на стадии кристаллизации галита // Записки РМО, 2013. № 4. С. 32—46.
5. Раевский В. И., Фивег М. П., Герасимова В. В. Месторождения калийных солей СССР. Л.: Недра, 1973. 344 с.
6. Симакова Ю. С., Леденцов В. Н., Шанина С. Н. Минералогия глинистых прослоев и нерастворимых остатков солей Верхнепечорского месторождения // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения—2013): Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2013. С. 124—125.
7. Фойгт В. П., Гладков И. П., Иванов П. И., Тарабрина В. И. Отчет о предварительной разведке Верхне-Печорского месторождения калийно-магниевых и каменных солей (разведочное и структурно-поисковое бурение). Печора, 1965. Т. 10 (Фонды Полярно-Уральского геологоразведочного объединения).
8. Шанина С. Н., Валяева О. В., Игнатович О. О. Битумоиды подстилающих солей Верхнепечорского месторождения // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2012. № 10. С. 23—25.

Данные по изотопному составу кислорода и углерода карбонатов из оксфордских отложений в бассейне р. Унжа

О. С. Ветошкина, С. В. Лыжуров

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

vetoshkina@komisc.geo.ru, LVS@komisc.geo.ru

В работе представлены новые данные по изотопному составу кислорода и углерода карбонатов пород, отобранных из оксфордских отложений на р. Унжа около г. Макарьев (Костромская обл. РФ). Здесь (Макарьев-южный) выходят на поверхность отложения средней (верхний келловей) — верхней (оксфорд — нижний кимеридж) юры. Изученные образцы пород представлены серыми известковыми глинами и битуминозными сланцами.

В задачу исследования входила оценка величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов пород и использование их для реконструкции палеообстановки в исследуемом районе. Изучение изотопного состава карбонатных углерода и кислорода пород показало, что они характеризуются величинами $\delta^{13}\text{C}$ от 2.3 до 4.3 ‰ (V-PDB) и значениями $\delta^{18}\text{O}$ от — 5.5 до 1.9 ‰ (V-PDB). Величины $\delta^{13}\text{C}$ пород выше, чем белемнитов, отобранных по тому же самому интервалу. Различия, вероятно, объясняются процессами диагенеза, происходящими при формировании породы в стадии метаногенерации. Выделение метана может вызвать повышение $\delta^{13}\text{C}$ растворенного неорганического углерода в воде [1].

На кривой изменения величин $\delta^{13}\text{C}$ по разрезу наблюдается период с относительно однородными величинами $\delta^{13}\text{C}$ 3.5–4 ‰ в нижнем и среднем оксфорде, которые сопровождаются двумя относительными минимумами (2–2.5 ‰) на границе средний-верхний оксфорд и в верхнем оксфорде с последующим возвращением на предэкскурсионные значения. Зарегистрировано, что слой с наиболее высоким содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ (до 15.12 %) совпадает с самыми минимальными величинами $\delta^{13}\text{C}$. Нередко на кривых изменения соотношения изотопов углерода в юрских отложениях [7, 13 и др.] отмечают положительные аномалии в среднем оксфорде. Так как органический углерод обогащен легким изотопом ^{12}C , его удаление из бассейна приводит к обогащению вод изотопом ^{13}C [4]. На нашей кривой изменения величин $\delta^{13}\text{C}$ значительного позитивного смещения в оксфорде не наблюдается. Присутствие отрицательного экскурса величин $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов из морских битуминозных сланцев показано в других работах [13 и др.], где отмечено, что эпизоды накопления органического углерода во время поздней юры не всегда отражаются на изотопно-углеродных стра-

тиграфических кривых заметными положительными сдвигами.

Понятно, что негативные экскурсии на кривой $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ могли быть вызваны выбросом углерода ^{12}C в составе углекислого газа или метана в бассейн седиментации [8]. Метан, характеризующийся очень низким значением $\delta^{13}\text{C}$ (~–60 ‰) и вулканический CO_2 вряд ли могли быть источником изотопно-легкого углерода, поскольку нет признаков значительного вулканизма [10].

Поступление морского и наземного органического и карбонатного углерода может привести к изменению изотопного состава углерода в бассейне. Удаление изотопов ^{12}C с органическим веществом в осадок могло быть уравновешено поступлением ^{12}C , например, прибрежного органического и карбонатного вещества [13]. Относительно низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ на границе среднего и верхнего оксфорда могли быть результатом значительного вклада вещества с континента. Но есть мнение, что органическое вещество рассматриваемого слоя имеет преимущественно морское происхождение [2]. Нужно также отметить, что изотопно-кислородные данные, полученные нами по белемнитам, не позволяют утверждать, что «облегчение» карбоната в слоях битуминозных сланцев происходило в результате вклада прибрежного (континентального) органического вещества. Напротив, формирование битуминозных сланцев, по-видимому, происходило в условиях повышенной солености (или похолодания?). Наиболее вероятная причина незначительного негативного сдвига величины $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов — разложение большого количества органического вещества в условиях восстановления и его окисление.

Изотопный состав кислорода карбонатов очень чувствителен к условиям осаждения в отличие от $\delta^{13}\text{C}$. Несмотря на возможные диагенетические изменения, которые вызывают уменьшение величин $\delta^{18}\text{O}$, данные изотопного состава кислорода многих мезозойских морских карбонатов использовались для восстановления палеогеографических условий [5, 12 и др.].

Величина $\delta^{18}\text{O}$ пород ниже, чем стратиграфически эквивалентных белемнитов. Кривая изменения величин $\delta^{18}\text{O}$ сложна и отражает изменения условий формирования отложений. Зарегистрирован значительный разброс и положи-

тельный тренд изменения величин $\delta^{18}\text{O}$ в нижней части разреза, который меняется на негативный, а в верхней части сопровождается двумя негативными экскурсами. Верхняя часть в целом «обеднена» по сравнению с карбонатами нижней части разреза. Наблюдаемые тренды величин $\delta^{18}\text{O}$ подобны полученным тенденциям значений $\delta^{18}\text{O}$ белемнитов из того же самого разреза [9]. Возможно, полученные вариации величин $\delta^{18}\text{O}$ подтверждают тенденцию к потеплению в верхнем оксфорде.

Наблюдается два «изотопных события», в которых величина $\delta^{18}\text{O}$ резко снижается и достигает -5.5‰ и 3.5‰ . Причем прослеживается связь между отрицательными экскурсами изотопного состава кислорода и накоплением битуминозных сланцев, обогащенных органическим веществом. Подобный эффект соответствия отрицательных величин $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ отложениям, обогащенным органическим веществом, отмечался в юрских отложениях ранее [3 и др.].

Такие признаки, как температурная незрелость органического вещества и необезвоживание глини [6, 10], исключают влияние высокой температуры в диагенезе. По-видимому, в данном случае такие соотношения изотопов не могут быть связаны и с влиянием пресных вод, поскольку величины $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов белемнитов относительно высоки (неопубликованные данные), что может быть вызвано повышением солёности. Причина понижения не только величин $\delta^{13}\text{C}$, но и $\delta^{18}\text{O}$ в обогащенных органическим веществом отложениях — разложение органического вещества в условиях восстановления [11]. Скорее всего, процесс сульфат-редукции привел к формированию карбоната с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума УрО РАН 12-П-5-1011.

Литература

1. Борщевский Ю. А., Степанова Н. А. Микробиально-диагенетические процессы как причина возникновения изотопно-углеродных аномалий осадочных карбонатов // ДАН СССР. 1978. Т. 242, № 5. С. 1177—1180.
2. Бушнев Д. А., Щепетова Е. В., Льюров С. В. Геохимия оксфордских высокоуглеродистых отложений Русской плиты // Литология и полезные ископаемые, 2006. № 5. С. 1—14.
3. Ветошкина О. С., Льюров С. В., Макеев Б. А. Изотопные свидетельства условий формирования и преобразования верхнеюрских фосфоритов.

// Минеральный мир: структура, разнообразие, конституция минералов, кристаллогенезис и минералообразование, биоминеральные взаимодействия, эволюция минералообразующих процессов. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012. С. 290—310.

4. Захаров Ю. Д., Борискина Н. Г., Попов А. М. Реконструкция условий морской среды позднего палеозоя и мезозоя по изотопным данным (на примере севера Евразии). Владивосток: Дальнаука, 2001. 112 с.

5. Clarke L. J., Jenkyns H. C. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere. *Geology*. 1999. 27. P. 699—702.

6. Hantzpergue P., Baudin F., Mitterand V. et al. The Upper Jurassic of the Volga basin: ammonite biostratigraphy and occurrence of organic-carbon rich facies. Correlations between boreal-subboreal and submediterranean provinces // *Memoires du Museum national d'Histoire naturelle*. 1998. V. 179. P. 9—33.

7. Jenkyns H. C. Relative sea-level change and carbon isotopes: data from the Upper Jurassic (Oxfordian) of central and southern Europe. *Terra Nova*, 1996, V. 8. P. 75—85.

8. Korte C., Hesselbo S. P., Jenkyns H. C., Rickaby R. E. M., Spötl C. Palaeoenvironmental significance of carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of marine Triassic—Jurassic boundary sections in SW Britain // *Journal of the Geological Society*, 2009, v. 166, issue. 3, P. 431—445.

9. Price G. D., Rogov M. A. An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009, V. 273. P. 41—49.

10. Riboulleau A., Baudin F., Daux V., Hantzpergue P., Renard M., Zakharov V. Évolution de la paléotempérature de eaux de la plate-forme russe au cours du Jurassique supérieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série*. 1998. II 326. P. 239—246.

11. Sass E., Ahuva Almogi-Labin A. B. Oxygen-isotope composition of diagenetic calcite in organic-rich rocks: Evidence for $\delta^{18}\text{O}$ depletion in marine anaerobic pore water. *Geology*, 1991, 19, P. 839—842.

12. Veizer J., Godderis Y., François L. M. Evidence for decoupling of atmospheric CO_2 and global climate during the Phanerozoic eon: *Nature*, 2000. V. 408, P. 698—701.

13. Weissert H., Mohr H. Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1996, 122. P. 27—43.

Эпигенно–оцинкованные хромшпинелиды из девонских псефитов россыпепроявления Ичетью (Средний Тиман)

Ю. В. Глухов¹, Б. А. Макеев¹, Д. А. Варламов², С. С. Шевчук¹, С. И. Исаенко¹

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Glukhov@geo.komisc.ru;

²Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, dima@iem.ac.ru

В ряде работ, затрагивающих вопросы прогнозирования и поиска коренных источников алмазов в Тимано–Уральском регионе, ввиду неэффективности «пироповой дорожки», в качестве альтернативы предлагалось использование хромшпинелидов при шлиховой съёмке (Мальков и др., 1973), в том числе их цинксодержащих разновидностей (Макеев и др., 2005). Однако использование для этих целей хромшпинелидов имеет ограничения. В данной работе приводятся результаты изучения хромшпинелидов из отложений пижемской свиты (D_2pz) россыпепроявления Ичетью (Средний Тиман), которые по-иному демонстрируют типоморфную значимость тех же хромшпинелидов с цинксодержащими эпигенными каймами как ценных минералов-индикаторов региональной рудообразующей формации.

Хромшпинелиды отмечались во всех шлиховых пробах из конглобрекций и песчаников пижемской свиты. Содержание хромшпинелидов в тяжелой фракции по данным минералогического анализа изменяется от 0.1 до 10.0 мас. %. Размер зёрен чёрного, реже тёмно-коричневого цвета варьирует от 0.1 до 1.0 мм. Облик хромшпинелидов разнообразен. Примерно у половины индивидов наблюдается комбинация двух основных габитусных форм — октаэдра и ромбододекаэдра (рис. 1, а). Отмечаются плоские сколы по кубу. У некоторых индивидов видны треугольные грани тетрагексаэдра. Чуть менее половины индивидов имеют округлый телесный облик.

Важная специфика телесной морфологии ичетьюских хромшпинелей — весьма частая (~ 3/4 зёрен) свежая оскольчатость и раковистые изло-

мы («поверхность скола обсидиана»), являющиеся дополнительным региональным диагностическим признаком минерала (рис. 1, б). В морфологии и деталях поверхности хромшпинелидов Ичетью практически не обнаруживается признаков многократного и длительного механического воздействия. Ребра без следов значительного механического износа имеются даже у округлых индивидов хромшпинелей, форма которых, по-видимому, не связана с длительной миграцией в механических потоках на земной поверхности.

Согласно данным микрозондового анализа основная масса, хромшпинелидов Ичетью характеризуется отчётливо высокоглинозёмистыми составами с подчинёнными содержаниями железа и магния. Содержание Cr_2O_3 в них варьирует в основном в диапазоне 30–40 мас. %. В соответствии с номенклатурой Н. В. Павлова (Павлов, 1949) большинство хромшпинелидов Ичетью относятся к хромпикотитам (рис. 2).

По нашим данным, к этой группе также могут примыкать пограничные по составу субферриалюмохромиты, субферрихромпикотиты и алюмохромиты. Параметр элементарной ячейки (a_0), по данным рентгеноструктурного анализа, у этой группы шпинелей варьирует в интервале 8.16–8.26 Е. Повышенное содержание хрома (до ~50 мас. % Cr_2O_3) характерно для редкой группы шпинелей из девонских псефитов Ичетью алюмохромитового состава. В минимальном представлении шпинели Ичетью в целом можно охарактеризовать как твердые растворы на основе $MgAl_2O_4$, $FeAl_2O_4$ и $FeCr_2O_4$ (Mg-шпинель-герцинит-хромит).

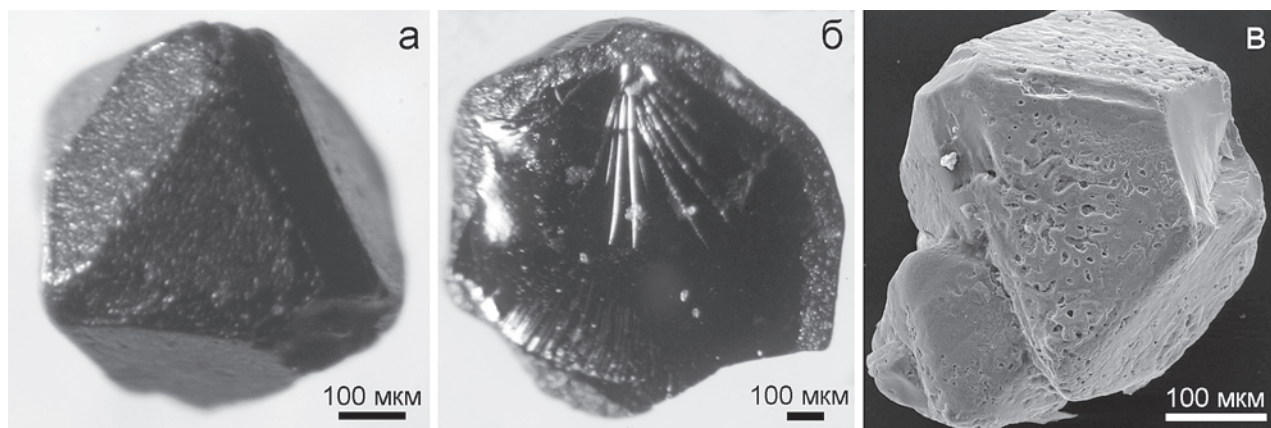


Рис. 1. Хромшпинелиды россыпепроявления Ичетью: а, б — под оптическим микроскопом, в — под сканирующим электронным микроскопом (режима вторичных электронов)

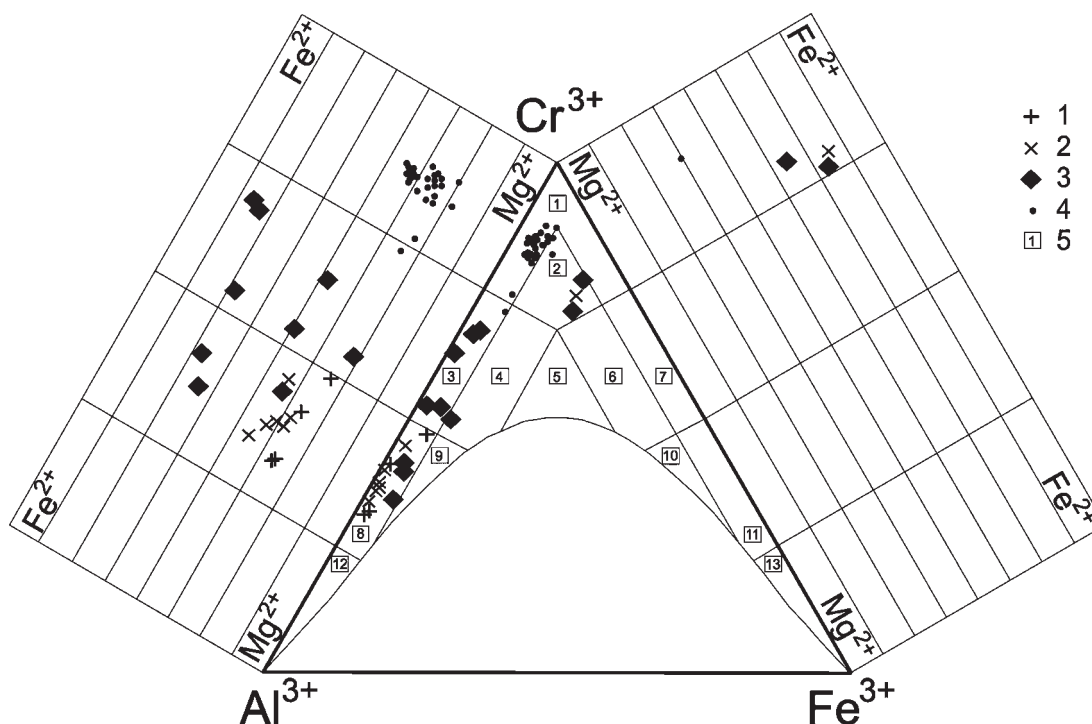


Рис. 2. Составы хромшпинелидов Ичетью (микрозондовый анализ поверхности индивидов и их сколов). Условные обозначения: 1—2 — точки анализа в неизменённых областях (1 — центр, 2 — периферия); 3 — эпигенная кайма; 4 — составы хромшпинелидов из включений в алмазе и кимберлитов (по данным Соболева и др., 1975; Похиленко и др., 2001). Классификационные поля системы твёрдых растворов хромит-пикотит-магнетит по Н. В. Павлову (Павлов, 1949): 1 — хромит, 2 — субферрихромит, 3 — алюмохромит, 4 — субферриалюмохромит, 5 — ферриалюмохромит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — феррихромит, 8 — хромпикотит, 9 — субферрихромпикотит, 10 — субалюмохроммагнетит, 11 — хроммагнетит, 12 — пикотит, 13 — магнетит

Очевидно, содержание Cr_2O_3 у хромшпинелидов Ичетью заметно ниже, чем у хромшпинелидов так называемой ассоциации минералов-спутников алмаза (МСА), которые, к примеру, были обнаружены в виде включений в алмазе, в сростках с ним или в качестве аксессуаров в алмазоносных ксенолитах из кимберлитов Якутии и Канады. В случае МСА значения Cr_2O_3 обычно находится в интервале 62—68 мас. %, что ясно указывает на то, что в у хромшпинелидов алмазной ассоциации (в отличие от Ичетью) хром почти полностью насыщает позиции трехвалентного катиона в структуре минерала (в предположении о нормальном типе структуры ичетьюских шпинелей с теоретической кристаллохимической формулой AB_2O_4 — на 8 тетраэдров элементарной ячейки с катионами A^{2+} приходится 16 октаэдров с катионами B^{3+}). Также, в отличие от Ичетью, хромшпинелиды эталонных кимберлитовых объектов заметно отличаются по преобладанию в структурной позиции двухвалентного катиона магния и постоянным присутствием следовых примесей — титана, марганца, ванадия и никеля.

До половины всех хромшпинелидов Ичетью имеют по краям эпигенетические реакционные метасоматические каймы (рис. 3), выделяющиеся на снимках в режиме обратно-рассеянных электронов своей высокой атомной плот-

ностью. В них практически отсутствует магний и алюминий (не более следовых значений), несколько повышены содержания хрома (до 50 % мас. % Cr_2O_3) и заметно высоки концентрации цинка (ZnO — до 11 % мас. %) и железа (Fe_2O_3 — до 37 % мас. %). Аналогичны по составу секущие индивиды эпигенетические прожилки. Каймы имеют неоднородное строение. Они состоят из реликтовой шпинели, пронизанной сложной сетью новообразованной цинксоодержащей шпинели с субферрихромитовыми и феррихромитовыми составами, которые также можно охарактеризовать как твёрдый раствор на основе ZnFe_2O_4 и FeCr_2O_4 (франклинит-хромит). В составе кайм, вероятно, есть вода (судя по устойчиво низким суммам анализов даже на хорошо полированных поверхностях). На фронте кайм отмечаются цепочки полостей растворения. У некоторых индивидов с цинксоодержащими каймами есть «мозгоподобные» структуры коррозии (рис 1, в).

Очевидно, что цинксоодержащие субферрихромиты и феррихромиты, слагающие вторичные по природе каймы ичетьюских хромшпинелидов, имеют прямое отношение никак не к обстановкам мантийных алмазоносных фаций, а прежде всего к метасоматозу, которому породы, вмещающие хромшпинелиды, подверглись после своего формирования. Такие хромшпинелиды

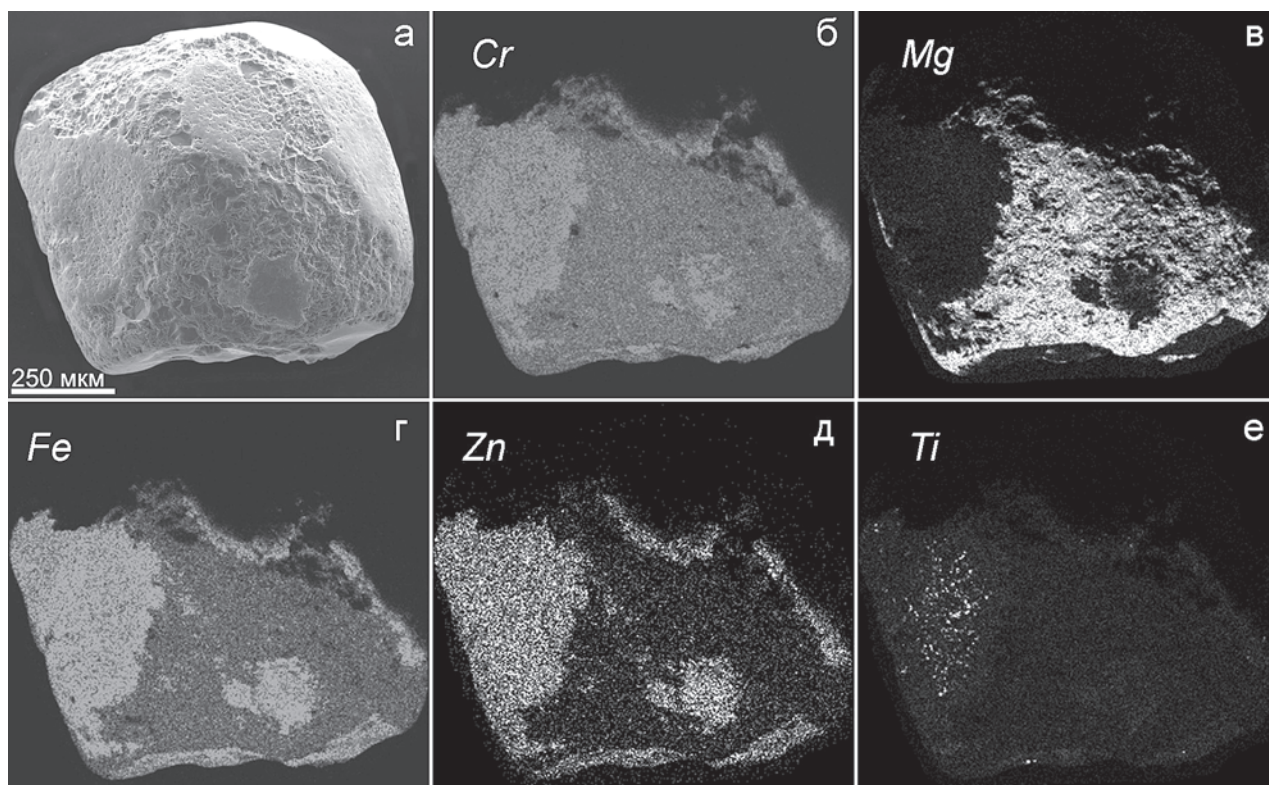


Рис. 3. Распределение элементов в угловато-округлом индивиду хромшпинелида с механически повреждённой эпигенной цинксодержащей каймой

с цинкистыми оболочками, широко встречающиеся в конглобрекциях пижемской свиты, несомненно, перспективны для детального минералогического исследования, так как могут использоваться в регионе в качестве минералов-индикаторов масштабных металлогенических событий и соответствующих им рудных формаций. Так, у реакционных цинксодержащих окаймлений хромшпинелидов имеются признаки парагенетической связи с наложенными выделениями концентрирующих редкие металлы фосфатов на раз-

личных акцессорных минералах, а также акцессорными редкоземельными фосфатами (монацит, ксенотим и др.), которые в свою очередь генетически связаны с продуктами разрушения редкоземельно-редкометальной рудной формации, которая, по-видимому, связана с докембрийскими комплексами пород на Тимане.

Грантовая поддержка работы: Программа Президиума РАН № 27 (проект УрО РАН 12-П-5-1027), грант НШ-4795.2014.5, грант РФФИ: 14-05-00592а.

Структурная эволюция органических минералоидов, факторы и механизмы

Е. А. Голубев, О. В. Мартирисян

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

К природным твердым битумам относятся соединения с углеводородной основой (от высокомолекулярных углеводородов до высокоуглеродистых разностей) и твердой консистенцией. Молекулярная неоднородность битумов обуславливает размытость температур кипения, плавления и отвердевания, непостоянство плотности, колебания растворимости в широких пределах, дисперсность строения вследствие наличия структурно разнородных участков [1].

В основе классификации твердых битумов находятся три типа преобразований: термальный,

фазово-миграционный, гипергенный [2, 3]. Эти процессы положены в основу генетической классификации твердых битумов. Выделяются три генетических ряда твердых битумов. Два возникают в ходе преобразования нефтей (ряд карбонизации и окисления), а третий (ряд конденсации) — газоконденсатов. Ряд карбонизации (по мере роста содержания углерода) выглядит следующим образом: *нефти* → *мальты* → *асфальты* → *асфальтиты* → *кериты* → *антраксолиты*. Преобразования углеводородного вещества, начиная с асфальтитов, происходят при термальном воздей-

ствии, действие которого обусловлено геологическими факторами: метаморфизмом, вулканической деятельностью, гидротермальными процессами [4, 5]. Целью исследований стало детальное изучение преобразований вещества природных твердых битумов в ряду карбонизации на молекулярном и надмолекулярном уровнях и экспериментальный анализ воздействия термального фактора.

В работе обобщены результаты исследований образцов природных твердых битумов (асфальты, асфальтиты, кериты) из битумопроявлений и месторождений Республики Коми (Акимель, Ярега, Ижма, Воя, Бадъель), а также Яман-Касы, Кукисвумчорр, асфальтит из камерного пегматита Гласбергет (Швеция), кериты и антраксолиты на архипелаге Земля Франца-Иосифа (о. Грэм-Белл), антраксолиты Павловского полиметаллического месторождения и рудопроявлений Андреевское, Перья, с архипелага Новая Земля (мыс Сокол), а также с низовьев р. Лены и месторождения Шуньга (Карелия).

Структурные преобразования твердых битумов в ряду карбонизации на молекулярном уровне можно представить схемой последовательных реакций деструкции (вследствие нагревания), полимеризации и поликонденсации, при которых происходит переход смол и асфальтенов в более конденсированные компоненты (карбоиды), при одновременном удалении части вещества в виде летучих соединений [6]. Изменения состава и структуры твердых битумов в ряду: асфальты → асфальтиты → кериты → антраксолиты на молекулярном уровне сводятся к следующему:

— выход летучих продуктов, образующихся в результате перераспределения водорода, а также разрушение гетеро N, S, O — связей;

— молекулярная ассоциация, образование гомеоплярной основы молекул в виде ароматических конденсированных полициклических структур;

— уплотнение молекулярной структуры (вероятно в результате образования графеновых стопок, имеющих похожую структуру, как и атомные слои в кристалле графита) (Ковалева 2006)

Надмолекулярное структурирование в природных битумах первоначально обнаружено с помощью оптической и электронной микроскопии [7, 8]. Однако наиболее детальные исследования были проведены методами сканирующей зондовой микроскопии, прежде всего атомно-силовой (АСМ) микроскопии [6, 9—12]. В результате в битумах выявлены разнообразные микро- наноструктуры, основными типами которых являются волокнистая и глобулярная. Наноразмерные структуры в асфальтитах и керитах можно интерпретировать как надмолекулы, сложенные ас-

фальтеновыми ассоциатами. Входящие в состав битумов смолы и масла являются вмещающей надмолекулы средой. Форма надмолекулярных элементов определяется агрегированием исходных асфальтеновых частиц в смолисто-масляной среде в различных физико-химических условиях, приводящих к формированию разнообразных агрегатов. При этом, чем выше содержание смол как дисперсионной среды, тем больше возможностей у асфальтенов создавать крупные надмолекулярные частицы. Высшие кериты являются уже компактно структурированными на надмолекулярном уровне веществами, а разнообразие типов структурных элементов отражает разнообразие молекулярного состава — асфальтеновые ассоциаты при значительном содержании графеновых структурных элементов. Асфальтеновые агрегаты в лабораторном эксперименте, как правило, образуют сферические частицы. Однако в геологических условиях различные воздействия на процессы агрегации способствуют разнообразию форм и размеров надмолекул, что и наблюдается в природных твердых битумах. Высшие антраксолиты имеют глобулярную структуру, которая может рассматриваться как один из их классификационных признаков в сравнении с другими группами твердых битумов. Среди факторов, которые способствуют формированию наноструктур в высокоуглеродистых веществах в природных условиях, выделяют карбонизацию исходного углеводородного вещества в процессе метаморфизма до стадии практически элементарного углеродного вещества, построенного графеновыми сетками. Присутствие серы, кислорода и др. элементов-примесей, разрушающих молекулярные связи в углеводородах, способствует дроблению графеновых сеток на фрагменты. В процессе карбонизации роль графитоподобной составляющей структуры растёт. При этом наличие все еще значительного количества дифференцирующихся минеральных примесей и гетероэлементов обеспечивает высокую дефектность и способствует формированию наночастиц.

Литература

1. Пеньков В. Ф. Генетическая минералогия углеродистых веществ. М.: Недра, 1996. 224 с.
2. Гольдберг И. С. Природные битумы СССР. Л.: Недра, 1981. 198 с.
3. Гольдберг И. С., Лебедев Б. А. Сов. геология. 1981. № 5. С. 10—17.
4. Успенский В. А., Радченко О. А., Глебовская Е. А. Основы генетической классификации битумов. Л.: Недра, 1964. 266 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 230).
5. Лебедев Б. А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.

6. Ковалева О. В. Структурная эволюция твердых углеводородов в условиях термального воздействия. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 138 с.

7. Пеньков В. Ф., Шевченко В. Н., Успенский В. А., Дубинчук В. Т. // ДАН СССР, 1972. Т. 204. № 3. С. 707—710.

8. Dickie J. P., Haller M. N., Yen T. F. J. Colloid Interface Sciences. 1969. V. 29. p. 475—484.

9. Голубев Е. А. Надмолекулярные структуры природных рентгеноаморфных веществ. Екатеринбург: УрО РАН. 2006. 155 с.

10. Голубев Е. А. Доклады АН. Геохимия, 2009. Т. 425. № 4. С. 519—521.

11. Юшкин Н. П. Доклады АН. Геология, 1994. Т. 337. № 6. с. 800—803.

12. Golubev Ye. A., Kovaleva O. V., Yushkin N. P. Fuel, 2008. V. 87. N. 1. p. 32—38.

Видовой состав, химические и типоморфные особенности акцессорных минералов девонских алмазосодержащих отложений Южного и Среднего Тимана

О. В. Гракова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

К настоящему времени сформулировались две противоположенные точки зрения на происхождение алмазов из терригенных отложений Южного и Среднего Тимана. Наряду с традиционным представлением о тиманских алмазопрооявлениях, как о вторичных осадочных коллекторах в последние годы активно развивается представление о туффизитовой природе девонского алмазосодержащего комплекса пород, которые выделяются в качестве такатинской свиты в Вишерском районе Пермской области в пределах Полюдова Кряжа [4]. Согласно авторам этой гипотезы, алмазосодержащие породы представлены не осадочными образованиями, а своеобразными субвулканическими пирокластитами (туффизитами), которые являются специфическими флюидизатно-эксплозивными производными лампроитового магматизма. Однако и для сторонников россыпной природы алмазопрооявлений остается нерешенным вопрос о возможных источниках сноса на Среднем Тимане. Практически этот вопрос не рассматривался для алмазосодержащих отложений Южного Тимана.

Изучение видового состава, химических и типоморфных особенностей акцессорных минералов, является важным аспектом при определении условий образований этих пород и оценки перспектив выявления промышленно значимых алмазосодержащих объектов на Среднем и Южном Тимане. Для выполнения поставленных задач, нами была выполнена сравнительная характеристика двух алмазопрооявлений: Осень на Южном Тимане и Ичетью на Среднем Тимане. В результате был сделан вывод о высокой степени сходства геологического строения и условий форми-

рования этих алмазопрооявлений. Оба они (Осень и Ичетью) приурочены к основанию палеозойского разреза Тимана. Сходство отмечается в малой мощности продуктивных на алмазы толщ, невыдержанности их мощностей, фацальной изменчивости, зрелости осадков. Еще одним схожим параметром является наличие в алмазосодержащих отложениях продуктов кор выветривания. При этом индекс химического выветривания (CIA) для пород обоих алмазопрооявлений практически одинаков — около 70 [3]. Значительные стратиграфические перерывы и фрагментарность в распространении по площади этих отложений связаны с нестабильной тектонической обстановкой осадконакопления в позднеэфельское время на Тимане. Палинокомплексы, из верхнеэфельских отложений Среднего и Южного Тимана имеют идентичный таксономический состав и очень сходный состав мацерационного осадка. Это может свидетельствовать о сходных палеофацальных условиях осадконакопления, т. е. базальные отложения асывовожской свиты формировались в таких же континентальных палеофациях, как и продуктивные отложения пижемской свиты на Среднем Тимане. В обоих случаях верхнеэфельские отложения со стратиграфическим перемывом перекрываются возрастными аналогами ардазовских слоев (старооскольский горизонт живетского яруса) [5].

Пробы для минералогического анализа были отобраны автором из крупнозернистого песчаника, с включением гравия кварцевого состава в нижней части среднедевонской асывовожской свиты мощностью 5.5 м, вскрытой на восточной стенке щебеночного карьера Асывовож в

северо-западной части возвышенности Джежим-парма на Южном Тимане и А. М. Пыстиным из базального продуктивного пласта (мелкозернистых конгломератов, гравелитов, светло-серых песчаников) пижемской свиты, вскрытого на восточной стенке западной части карьера «Сотый», расположенного на правом берегу р. Средней в россыпи алмазопроявления Ичетью на Среднем Тимане. Объектом исследования послужили минералы тяжелой фракции, выделенные методом концентраций (метод искусственных шлихов). Затем полученные фракции изучались под бинокулярным и поляризационным микроскопами. Отдельные минералы изучались при помощи микрозондового метода. Изучение минералов проводилось в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400, оснащенный энергодисперсионной приставкой Link ISIS-300 — аналитик В. Н. Филиппов.

Акцессорные минералы асывовожской свиты представлены гранатом, цирконом, минералами группы оксида титана (рутилом, ильменитом, лейкоксеном, анатазом, брукитом, ильменорутитом), минералами редких земель (монацитом, ксенотимом), тантало-ниобатов (танталитом), корундом, турмалином, ставролитом, эпидотом, амфиболом, пиритом, лимонитом, глауконитом, лазулитом, самородной медью, основная масса минералов представлена минералами оксида титана, цирконом и турмалином. Изучение акцессориев пижемской свиты показало, что в исследуемых породах наиболее распространены минералы титана и циркон. Общий видовой состав акцессорных минералов тяжелой фракции включает гранат, циркон, минералы титана и продукты изменения оксида титана (лейкоксен, рутил, ильменорутит, анатаз, брукит, ильменит), минералы редких земель (ксенотим, монацит, куларит), тантало-ниобатов (колумбит), а также хромит, турмалин, ставролит, пироксен, амфибол, хлорит. Следует отметить, что все они подверглись мощному выветриванию, встречаются кристаллы, которые при надавливании полностью превращаются в порошок (ильменит, хромит, гранат и др.).

В результате проведенного минералогического анализа видно, что общий видовой состав акцессорных минералов в алмазопроявлениях Осень и Ичетью очень близок. Для обоих алмазопроявлений характерно наличие хромшпинелида, ильменорутила, золота, граната. Присутствие таких минералов, как пироксен, амфибол, эпидот, ставролит, турмалин, циркон, рутил, монацит, ксенотим может указывать на сходство пород, слагающих области размыва. Сходны морфологические особенности и микроэлементный

состав многих акцессорных минералов из пород сравниваемых нами алмазопроявлений.

Одним из наиболее информативных минералов, характеризующих состав возможных источников размыва, а также дальность транспортировки материала, является циркон. Цирконы обоих алмазопроявлений близки по морфологии и составу. Малые элементы как в цирконах из пород асывовожской свиты, так и из пород пижемской свиты, представлены железом, кальцием и гафнием. Особенно показательно, что они имеют близкие значения Zr/Hf отношений, характеризующих состав материнских пород: значение этого отношения для основной части выборки в алмазопроявлении Осень составляет 49—98, в алмазопроявлении Ичетью — 52—95. Другой характерный минерал, широко представленный в породах обоих алмазопроявлений, — ильменорутил [2]. В обоих алмазопроявлениях ильменорутил обогащен ниобием и содержит постоянную примесь ванадия. Для них характерна также примесь марганца и вольфрама. В породах асывовожской свиты встречен тантал- и оловосодержащий ильменорутил, не установленный пока в породах пижемской свиты. Это может быть связано с ограниченностью проанализированных образцов, и с более богатым набором ильменорутилсодержащих материнских пород, питавших россыпь Осень, и с меньшей дальностью транспортировки материала в упомянутую россыпь.

В составе акцессориев можно выделить как минералы с хорошо сохранившейся кристаллографической формой, так и окатанные удлиненные и округлые зерна и их обломки, а также минералы с порошковой структурой, полностью разрушающиеся при легком надавливании на них. Это позволяет предположить, что большинство акцессорных минералов относятся к аллотигенным образованиям. Что, в свою очередь, свидетельствует об осадочной природе пород пижемской свиты и их формировании по выветрелому субстрату. Богатый видовой состав минералов тяжелой фракции указывает на то, что обломочный материал, а вместе с ним и алмазы могли поступать из разных источников. Наши исследования показывают, что размывался гетерогенный субстрат (разный состав акцессорных минералов и их химические особенности), источники сноса находились на разном расстоянии (разная степень окатанности минералов и сонахождение в породах минералов, имеющих разную устойчивость к механическому воздействию).

Нами была проведена оценка дальности возможных источников сноса алмаза и таким образом — возможное местонахождение коренных источников алмазов, которая показала, что мате-

ринские породы не могли находиться на большом удалении. Расстояние до источников сноса не могло превышать нескольких десятков километров. Об этом, в частности могут свидетельствовать данные по миграционной способности некоторых минералов тяжелой фракции асывовожской и пижемской свит по дальности их возможного переноса [1], таких как колумбит, малакон (1.5—2.5 км), танталит (до 5 км) и др. минералов, а также присутствие таких слабоустойчивых минералов, как пирит, амфибол, эпидот, и среднеустойчивых — монацит, ксенотим, альмандин, ставролит, анатаз.

В результате изучения видового состава, химических и типоморфных особенностей акцессорных минералов девонских алмазосодержащих отложений Южного и Среднего Тимана установлено, что они формировались в сходных фациальных условиях. Древние россыпи Тимана образовывались за счет перемыва и переотложения, главным образом, продуктов платформенного магматизма (кислых щелочных пород, щелочных метаультрабазитов, карбонатитов), а также метаморфических пород. Выявлены типоморфные признаки отдельных минералов-индикаторов, указывающие на то, что среднедевонские отложения Южного Тимана, так же как и на Среднем Тимане не несут признаков флюидизатной проработки; они являются первично осадочными терригенными породами, прошедшими стадию корообразования, сопровождающуюся метасоматическими преобразованиями. Коренные источники обоих алмазопроявлений были расположены на западе, юго-западе. Источниками наименее устойчивых минералов, присутствующих в составе асывовожской и пижемской свит, могли быть материнские породы, расположенные на незначительном расстоянии (километры-первые десятки километров). В алмазопроявление Осень

материал, вероятнее всего, поступал из пограничных с Южным Тиманом областей Сысольского и Коми-Пермяцкого сводов. Одними из материнских пород алмазопроявления Ичетью могли быть породы массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Четласского Камня.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта УрО РАН для молодых ученых и аспирантов № 14-5-НП-130.

Литература

1. Бергер М. Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 227 с.
2. Гракова О. В. Акцессорный ильменорутит алмазосодержащих среднедевонских пород Южного Тимана // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. № 10. С.11—13.
3. Гракова О. В. Петрографический состав и литохимические особенности пород асывовожской (D_{2-3as}) и джежимской (R_3dz) свит в зоне их контакта (Южный Тиман) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 23—29.
4. Рыбальченко А. Я., Рыбальченко Т. М., Силаев В. И. Комментарии к некоторым традиционным заблуждениям в генетических оценках алмазных месторождений уральского типа // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2010. № 6. С. 92—113. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО Российской АН. Вып. 127).
5. Тельнова О. П., Майорова Т. П. Новые данные о возрасте отложений среднедевонских свит Среднего Тимана // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII Геол. съезда РК. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 234—236.

Геохимическая характеристика разреза горючих сланцев Чим-Лоптюгского месторождения по данным спектрального анализа

Г. В. Игнатьев, Т. И. Иванова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ignatiev.grigoriy@gmail.com

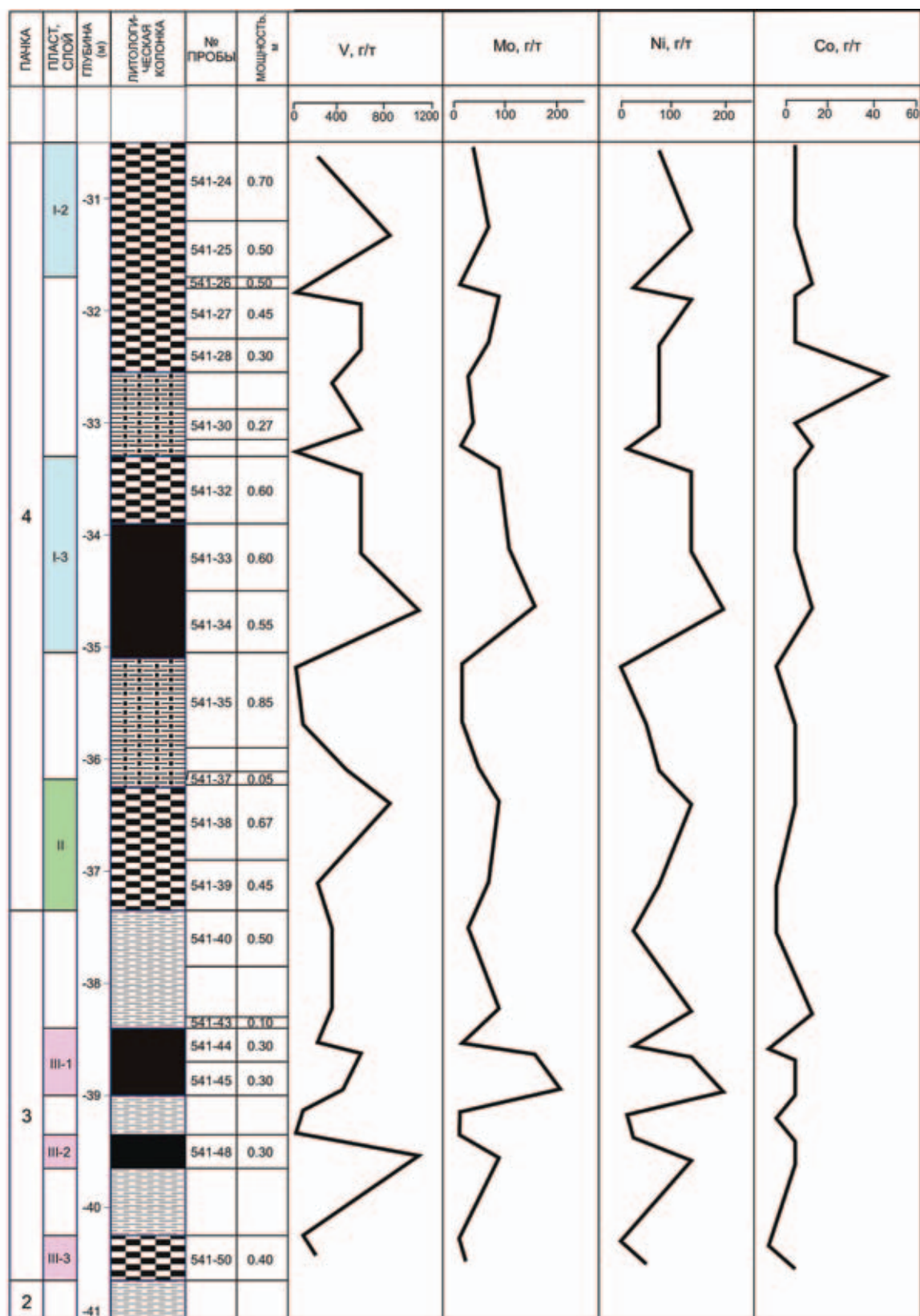
Залежи горючих сланцев в Тимано-Североуральском регионе сосредоточены в четырех крупных сланценосных районах — Сысольском (Вычегодский бассейн), Яренгском (Мезенский бассейн), Ижемском и Большеземельском (Тимано-Печорский бассейн). В границах Мезенского бассейна выделяется перспективная Чим-Лоптюгская площадь, а в ее пределах — одноименное месторождение, с частично разведанными и подготовленными к промышленному освоению запасами горючих сланцев [1]. Горючие сланцы по своим свойствам, широкой распространённости и значительным запасам могут быть использованы в качестве минерального сырья многоцелевого назначения (энергетического, технологического, энерго-технологического). В том числе, не исключается в будущем извлечение из них некоторых редких металлов (урана, молибдена, ванадия, рения и др.) Однако для использования сланцев в таком качестве (как редкометальной руды) необходимо геохимическое изучение сланцев и вмещающих их отложений — с получением достоверных количественных оценок содержания и распределения элементов-примесей.

Настоящая работа базируется на изучении элементов-примесей в сланценосных отложениях Чим-Лоптюгского месторождения Мезенского бассейна. На площади месторождения выделены отложения оксфордского, кимериджского и волжского (титонского) ярусов верхнего отдела юрской системы общей мощностью до 40 м. В. А. Салдиным с соавторами [1, 3], они расчленены на пачки: 1) глинистую зеленоцветную (2—10 м), 2) глинистую пестроцветную (1.0—2.5 м), 3) сланценосную сероцветную (1.9—4.5 м), 4) сланценосную темноцветную (5—14 м) и 5) глинистую надсланцевую (0—22 м). Отложения первой пачки относятся к оксфордскому и кимериджскому ярусам, отложения вышележащих пачек — к средневолжскому подъярису волжского яруса. Верхнеюрский разрез Чим-Лоптюгского месторождения сложен горючими и глинистыми горючими сланцами, глинами известковыми темно-серого и зеленовато-серого цветов, мергелями и редкими слоями песчаников. Наиболее широко распространены глинистые породы. Глинистые минералы представлены гидрослюдами, смектитом, смешанослойными, с малой примесью каолинита и хлорита [3].

В ходе разведочных работ, проведенных ООО «Рудная Промышленная Компания» совместно с Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН отобраны пробы (более тысячи), охватывающие все типы пород из разных стратиграфических интервалов, и проанализированы количественным и полуколичественным спектральным методом. Нам были предоставлены для обработки результаты спектральных анализов, выполненных в Институте геологии и Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ФГУП ИМГРЭ (материалы И. Н. Бурцева). По результатам полуколичественного спектрального анализа в горючих сланцах и вмещающих породах были установлены anomalously высокие содержания некоторых элементов. Месторождение характеризуется повышенным содержанием ряда элементов-примесей, главным образом сульфофильных и органофильных (V, Mo, Ni, Co). В отдельных пробах их содержания превышают 1000 г/т для ванадия, 300 г/т для молибдена, 500 г/т для кобальта, 2500 г/т для никеля.

Промышленная сланценосность связана с отложениями сероцветной и темноцветной пачек (3 и 4 пачки), содержания элементов-примесей представлены в таблице 3. Сланценосные участки характеризуются повышенным содержанием ванадия и молибдена (табл. 2).

На примере скважины 541 (рис. 1) нами рассмотрено распределение некоторых элементов-примесей по разрезу (автор литолого-стратиграфической колонки и условных обозначений В. А. Салдин). Как видно на рисунке максимум содержания ванадия наблюдается в горючих сланцах (1000 г/т), минимум в глинах (150 г/т). Максимальные содержания молибдена, как и ванадия, наблюдаются в горючих сланцах (150 г/т), а минимальные в глинах (2 г/т). Максимум содержания по никелю отмечен в горючих сланцах (200 г/т), минимум в глинах (40 г/т). Для кобальта максимальные содержания наблюдаются в глинах (40 г/т). В целом по всему разрезу прослеживаются повышенные содержания V и Mo в горючих сланцах, содержания Ni в горючих сланцах и глинистых горючих сланцах, и содержания Co в горючих сланцах и глинах, примерно сопоставимы. Похожие результаты наблюдаются при рассмотрении общей выборки проб по всем скважинам месторождения (табл. 1).



Условные обозначения:



- горючий сланец

- глинистый горючий сланец



- глина серая, алевритовая, известковая
с органическими остатками

- глина углеродистая темно-серая

Разрез скважины 541 Чим-Лоптюжского месторождения

Таблица 1

Распределение содержания некоторых элементов-примесей по типам пород в сланценосных отложениях Чим-Лоптюгского месторождения по данным полуколичественного спектрального анализа, $X_{cp} \pm S_{Xcp}$ г/г

Тип породы	Число проб	V	Mo	Ni	Co
Горючий сланец	96	500±220	110±60	150±70	20±10
Глинистый горючий сланец	57	440±230	60±40	150±190	20±50
Глина	91	230±140	30±30	110±70	20±20
Общая выборка	915	300±90	50±30	140±80	25±30

Таблица 2

Распределение некоторых элементов в разрезе скважины 541 Чим-Лоптюгского месторождения, г/г

Проба	Литотип	$C_{орг}, \%$	V	Mo	Ni	Co
541-24	Глинистый горючий сланец	16.21	300	30	100	15
541-25	Глинистый горючий сланец	Не опр.	800	60	150	15
541-26	Глина	6.5	150	4	60	20
541-27	Горючий сланец	16.28	600	80	150	15
541-28	Горючий сланец	26.2	600	60	100	15
541-29	Глина	8.98	400	20	100	40
541-30	Глинистый горючий сланец	15.02	600	30	100	15
541-31	Глина	4.16	150	6	50	20
541-32	Горючий сланец	Не опр.	600	80	150	15
541-33	Горючий сланец	Не опр.	600	100	150	15
541-34	Горючий сланец	Не опр.	1000	150	200	20
541-35	Глина	Не опр.	150	8	40	10
541-36	Глинистый горючий сланец	Не опр.	200	8	80	15
541-37	Горючий сланец	Не опр.	500	40	100	15
541-38	Горючий сланец	Не опр.	800	80	150	15
541-39	Горючий сланец	Не опр.	300	60	100	10
541-40	Горючий сланец	Не опр.	400	20	60	10
541-42	Глина	Не опр.	400	80	150	20
541-43	Глинистый горючий сланец	Не опр.	300	8	60	8
541-44	Горючий сланец	Не опр.	600	150	150	15
541-45	Горючий сланец	Не опр.	500	200	200	15
541-46	Глина	Не опр.	200	4	50	10
541-47	Глинистый горючий сланец	Не опр.	150	3	60	15
541-48	Горючий сланец	Не опр.	1000	80	150	15
541-49	Глина	Не опр.	200	2	40	8
541-50	Глинистый горючий сланец	Не опр.	300	15	80	15

Таблица 3

Содержания некоторых элементов-примесей в третьей (сероцветной) и четвертой (темноцветной) пачках, $X_{cp} \pm S_{Xcp}$ г/г

Пачка	Скважина	V	Mo	Ni	Co
4	304	500±200	50±40	100±30	20±3
	308	200±250	40±60	350±360	80±100
	319	430±170	90±60	110±40	13±3
	335	300±200	40±20	140±50	20±10
	338	290±90	50±20	180±70	10±2
	355	430±200	60±50	100±50	20±4
	358	400±150	100±60	130±30	10±2
	370	580±270	40±20	120±30	10
	373	400±300	50±50	70±30	10±3
	374	520±50	130±50	80	8
	541	480±260	50±40	110±50	20±7
3	304	310±240	100±70	90±50	20±8
	319	170±100	40±40	100±30	20±6
	335	190±180	40±40	100±30	20±6
	338	210±100	30±40	150±80	8±2
	355	500±260	130±100	140±60	16±2
	358	330±220	110±90	160±30	20±10
	370	550±630	110±120	250±210	13±4
	373	390±270	80±90	100±40	13±4
	374	460±360	150±140	130±30	10±4
	541	400±250	60±70	100±60	13±4

В. П. Лютоев с соавторами [4] установили присутствие органоминеральных комплексов типа ванадил-порфиринов в горючих сланцах. Мы также считаем [2], что ванадий и молибден преимущественно содержатся в органической форме, это также подтверждается частичными данными по органическому углероду (табл. 2). По данным авторов [3] в подсланценой оксфорд-кимериджской толще установлена сульфидная форма никеля.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН № 12-У-5-1018.

Литература

1. Бурцев И. Н., Салдин В. А., Анищенко Л. А. и др. Горючие сланцы Тимано-Североуральского региона: новые результаты исследований, новые перспективы освоения // Вестник ИГ, 2010, № 2 (182). С. 2—3.
2. Игнатьев Г. В., Иванова Т. И. Элементы примеси в горючих сланцах мезенского бассейна // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2013, №11 (227). С. 30—33.
3. Салдин В. А., Симакова Ю. С., Бурцев И. Н. Глинистые минералы верхнеюрских пород Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев (вычегодский сланценосный район) // Минеральные индикаторы литогенеза, Сыктывкар: Геопринт, 2011 (332), С. 196—199.
4. Лютоев В. П., Бурцев И. Н., Салдин В. А., Головатая О. С. ЭПР и ИК-спектроскопия горючих сланцев: вещественный состав и формы локализации тяжелых металлов (Чим-Лоптюгское месторождение, Республика Коми) // Минералогия техногенеза — 2012. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 115—132.

Применение рамановской спектроскопии в геологии

С. И. Исаенко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

s.i.isaenko@gmail.com

Рамановская спектроскопия или комбинационное рассеяние света (КР) на сегодняшний день в геологии является одним из новых, но уже широко применяемых неразрушающих бесконтактных методов исследования фазового состава минерального вещества. Метод позволяет изучать шлифы и аншлифы горных пород, отдельные минеральные зерна, сростки, твердые и газожидкие включения в минералах, при этом требуется минимальная пробоподготовка образцов. Локальность анализа, составляющая первые микрометры, и высокая скорость регистрации (обычно меньше минуты на спектр) позволяют получить высокие результаты исследований.

Метод КР чувствителен к изменениям структуры вещества, вызванного температурными преобразованиями, изменением давления. Даже едва уловимое рентгено-дифракционными методами изменение степени структурной упорядоченности минерального вещества отчетливо регистрируется в виде сдвига линий и изменения их полуширины в спектрах КР. При определенных условиях это позволяет производить оценку Р-Т параметров преобразования среды и минерального вещества.

Одним из главных преимуществ рамановской спектроскопии является возможность исследований минеральных индивидов, включений в минералах «in situ», т. е. без их извлечения из пород.

С 2009 года метод рамановской спектроскопии успешно применяется в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) на базе лаборатории минералогии алмаза. Исследования вещества проводятся на высокоразрешающем рамановском спектрометре Lab RAM HR 800 (Horiba, Jobin Yvon). Спектрометр укомплектован двумя решетками — 600 ш/мм и 1800 ш/мм (рабочий диапазон от 400 до 950 нм); двумя лазерами — встроенным He-Ne (P max — 20 мВт, $\lambda = 632.8$ нм) и внешним Ar⁺ (P max — 200 мВт, $\lambda = 488, 514.5$ нм); высокостабильным микроскопом Olympus BX41 (градуировка фокуса 1 мкм) с объективами 10х (NA 0.25), 50х (NA 0.7), 100х (NA 0.9). Оптическое разрешение микроскопа составляет: для объектива 10х — 1.3 мкм, 50х — 0.37 мкм, 100х — 0.27 мкм. Максимальная локальность анализа (размер зонда) — 1 мкм. В составе микроскопа также имеется цветная камера с разрешением 1400х900 пикселей для наблюдения и контроля изучаемой области образца. Возможна фокусировка на определенную глубину в образец с шагом в 1 мкм, составляющая 500—1000 мкм для короткофокусных объективов 100х, 50х, и около 1 см для объектива 10х.

Нами проводится исследовательская работа по четырем базовым направлениям: 1) методическое; 2) фазовая диагностика; 3) анализ структурных особенностей минерального вещества;

4) выяснение условий минералообразования.

В направлении методических работ мы выяснили влияние пробоподготовки при изготовлении шлифов горных пород на результаты диагностики минералов методом КР [4], изучили воздействие избыточного лазерного нагрева во время регистрации спектров, отражающегося, например, в низкочастотном сдвиге G-полосы мелких чешуек графита, образовании микро-кратеров на поверхности образца, окисления частиц гематита в магнетит. Использование в комплексе спектрометра фильтров оптической плотности, уменьшающих интенсивность лазерного нагрева (в 2, 4, 10, 100, 1000, 10 000 раз), с одной стороны, помогает свести все негативные последствия воздействия лазерного нагрева изучаемой области образца к минимуму, при этом с уменьшением мощности пропорционально увеличивается время регистрации КР-спектров. С другой стороны, в процессе подбора оптимальной мощности лазерного излучения для диагностики микрометровых частиц монокристаллов (по данным просвечивающей электронной микроскопии) лонсдейлита, мы обнаружили термостимулированное расщепление рамановских мод изучаемых индивидов. Изменение положения и полуширины рамановских линий в спектрах при динамической схеме регистрации во время нагрева лазерным лучом позволило разработать метод диагностики монокристаллического лонсдейлита [6, 14, 15].

Метод КР позволяет по спектральным характеристикам УВ (положение, полуширина, соотношение интенсивностей) D- и G-полос производить оценку степени структурной упорядоченности УВ, проводить оценку размера кристаллитов графита, оценивать температуру графитизации в условиях метаморфических процессов.

При исследовании пиритов и марказитов в фосфоритах юрских отложений была отработана методика по подбору оптимальных рабочих значений элементов конфокальной оптики микроскопа спектрометра. Что, к примеру, позволяет исследовать микрометровые минеральные фазы, находящиеся в интенсивно люминесцирующей матрице. Довольно часто, люминесценция в силу своей высокой интенсивности, превосходящей интенсивность комбинационного рассеяния на несколько порядков, даже после фильтрации сложными оптическими схемами спектрометра, существенно затрудняет, а иной раз делает невозможными любые попытки проведения идентификации вещества с помощью рамановской спектроскопии.

В рамках проводимых плановых аналитических работ в Институте геологии метод рамановской спектроскопии широко применяется для фазовой диагностики минерального вещества и по-

могает решать различные геолого-минералогические задачи [1, 2, 10–12]. Так, в фосфоритах юрских отложений Ыбского проявления (Сысольская мульда) идентифицированы кобальт-никельсодержащие сульфиды [2], а среди акцессорных минералов Сысольской структуры Восточно-Европейской платформы — гранаты и шинели.

В частности, в комплексе с другими методами метод КР успешно применялся и при исследовании минерального вещества метеорита Челябинск, в котором диагностирован хромит, магнетит, оливин, пироксен, плагиоклаз. По положению двух линий валентных колебаний SiO_4 -группировок в КР-спектрах оливина (у стопроцентного форстерита (Fo_{100}) их положение составляет 820 и 852 cm^{-1} соответственно) был определен состав метеоритного оливина — $\text{Fo}_{77}\text{Fa}_{23}$. По положению максимумов линий 330 и 660 cm^{-1} пироксенов был рассчитан состав, в одном случае соответствующий клинопироксену $\text{En}_{46}\text{Fs}_{34}\text{Wo}_{20}$, в другом случае ортопироксену — $\text{En}_{72}\text{Fs}_{27}\text{Wo}_1$. По характеристикам КР-спектров плагиоклаз отнесен к олигоклазу [10].

Кроме того, метод рамановской спектроскопии позволяет безошибочно определять имитации драгоценных и полудрагоценных камней при геммологических диагностиках. Например, популярная имитация алмаза (C) — фианит (ZrO_2) имеет абсолютно иной КР-спектр, нежели алмаз.

Метод рамановской спектроскопии позволяет производить анализ структурных особенностей минерального вещества, проводить диагностику стеклоподобного рентгеноаморфного вещества. КР спектроскопия хорошо зарекомендовала себя при исследовании углеродного вещества (УВ) и позволяет оперативно и достоверно идентифицировать такие углеродные фазы как сажу, луковичноподобный углерод, шунгит, стеклоуглерод, алмазоподобный углерод [17], углеродные нановолокна [18], нанотрубки, фулерит C_{60} [3], алмаз, лонсделит [6, 14, 15] и многие другие.

При исследовании УВ кварцевой брекчии и гейзеритов Балецкого золоторудного поля [9], установлено наноструктурированное состояние углеродного вещества, оценен размер кристаллитов, составляющий первые нанометры.

Изучение графитов Уссурийского графитового района (Приморье) позволило выделить три типа углеродного вещества — высококристаллический крупночешуйчатый графит (размеры кристаллитов более 100 нм); нанокристаллический графит (1–10 нм); битум [11].

Анализ спектров КР УВ черных аргиллитов верхнего лудфордия (Приполярный Урал) [1], позволил определить слабоструктурированное углеродное вещество, по своему структурному состоянию аналогичное слабометаморфизован-

ным или не метаморфизованным керогенам из сланцев.

Исследование УВ Чагатайских карбонатов (Узбекистан), позволило установить ассоциацию углеродных фаз, состоящую из алмаза, прозрачного алмазоподобного углерода, графита, непрозрачного черного аморфного углерода, гидрогенезированного аморфного углерода, углеродные нановолокна в агрегатах с высококристаллическим графитом [17].

Кроме того, нами проводится изучение минералогических и генетических особенностей углеродного вещества карбонатитов Косью (Средний Тиман), с целью выявления возможных косвенных и прямых признаков алмазоносности карбонатитов [5, 8, 16].

Метод рамановской спектроскопии применяется для выяснения условий минералообразования. Для этого проводится изучение состава газовой-жидких включений кварца по спектрам КР (оцениваются интегральные интенсивности соответствующих линий газов в спектрах — N_2 , CO_2 , NH_4) из рудообразующего флюида золоторудного проявления Синильга (Приполярный Урал) [12], и из золото-кварцевой минерализации верховьев р. Кожимью (Северный Урал).

При исследовании алмазов трубки Мир [13] и красновишерских россыпей Урала в них были обнаружены и исследованы микроминеральные включения пироба, форстерита, оливина, халькопирита, магнезиохромита и углеродного вещества разной степени упорядоченности.

Исследование спектроскопических особенностей вещества, синтезируемого в ходе проведения экспериментальных работ при заданных Р-Т параметрах, может помочь при моделировании условий природного минералообразования. Методом рамановской спектроскопии в углеродных продуктах синтеза алмазов из многокомпонентного карбонатного расплава [7] диагностирован графит, алмаз, множественные включения стеклоглерода в алмазе, а так же включения графита в алмазе.

Таким образом, проведена адаптация методики рамановской спектроскопии для исследования геологических объектов. Выявлена специфика исследования структурных особенностей углеродных фаз. Установлено, что при оценке Р-Т условий образования углеродного вещества необходимо учитывать механизм его формирования.

Литература

1. Антошкина А. И., Валяева О. В., Исаенко С. И., Процько О. С. Черные аргиллиты верхнего лудфордия как свидетельство эксинных условий, Приполярный Урал // Геохимия. 2012. Т. 50. № 12. С. 1154—1160.
2. Глухов Ю. В., Макеев Б. А., Филиппов В. Н., Исаенко С. И., Варламов Д. А. Кобальт-никельсодержащие сульфиды в фосфорите юрских отложений Ыбского проявления (Сысольская мулда) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2013. № 1. С. 14—19.
3. Исаенко С. И. Спектроскопия комбинационного рассеяния монокристаллов фуллерита C_{60} // Минералы: строение, свойства, методы исследования. Материалы Всероссийской молодежной научной конференции Института минералогии УрО РАН. Миасс. 2009. С. 168—169.
4. Исаенко С. И. Спектры комбинационного рассеяния и аккомпанирующей лазерной люминесценции технических материалов, используемых в процессе изготовления минеральных препаратов // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 18-й научной конференции Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 55—57.
5. Исаенко С. И., Шумилова Т. Г. Графит в карбонатитах Косьюского массива // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. Том. II. С. 384—385.
6. Исаенко С. И., Шумилова Т. Г. Термостимулированное расщепление КР-активных мод лонсдейлита // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2011. № 9. С. 29—33.
7. Исаенко С. И., Шумилова Т. Г., Литвин Ю. А. Рамановская спектроскопия углеродных микро- и наночастиц в продуктах синтеза алмазов из многокомпонентного карбонатного расплава // Минералогическая интервенция в микро- и наномир: Материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 363—364.
8. Исаенко С. И., Шумилова Т. Г., Мингалев А. Н. Особенности спектров КР углеродного вещества из карбонатитов массива Косью (Средний Тиман, Россия) // II Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов, посвященная памяти академика А. П. Карпинского. СПб: ВСЕГЕИ, 08—11.02.2011. С. 55—58.
9. Исаенко С. И., Шумилова Т. Г., Татаринцев А. В., Ялович Л. И. Углеродистое вещество кварцевой брекчии и гейзеритов Балецкого золоторудного поля // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 5. С. 670—673.
10. Лютоев В. П., Потапов С. С., Исаенко С. И., Лысюк А. Ю., Симакова Ю. С., Самотолкова М. Ф. Минеральное вещество метеорита Челябинск: ИК-поглощение, комбинационное рассеяние и мессбауэровская спектроскопия ^{57}Fe // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 7. С. 2—9.

11. Плюснина Л. П., Шумилова Т. Г., Исаенко С. И., Руслан А. В., Лихойдов Г. Г. Графиты Уссурийского графитоносного района, Приморье // Тихоокеанская геология, 2013. Т. 32. № 4. С. 88—99.

12. Сокерина Н. В., Шанина С. Н., Исаенко С. И. Газовый состав рудообразующего флюида золоторудного проявления Синильга, Приполярный Урал // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2012. № 3. С. 12—15.

13. Шумилова Т. Г., Исаенко С. И., Шеманина Е. И., Лукьянова Л. И. Оптическая анизотропия и микровключения минералов в алмазе трубки Мир // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2010. № 4. С. 5—8.

14. Шумилова Т. Г., Майер Е., Исаенко С. И. Природный монокристаллический лонсдейлит // Докл. РАН. 2011. Т. 441. № 2. С. 236—239.

15. Шумилова Т. Г., Масайтис В. Л., Исаенко С. И. и др. Полигенез и типоморфизм лонсдей-

лита // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2012. № 2. С. 11—13.

16. Шумилова Т. Г., Мингалев А. Н., Исаенко С. И. Углеродное вещество карбонатитов Косьюского массива (Средний Тиман) // Минеральный мир: структура, разнообразие, конституция минералов, кристаллогенезис и минералообразование, биоминеральные взаимодействия, эволюция минералообразующих процессов. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2012. С. 166—176.

17. Shumilova T. G., Isaenko S. I., Divaev F. K. Mineralogical features of diamond, amorphous diamond-like carbon and graphite from Chagatay carbonatites (Uzbekistan) // Mineralogical Journal, 2013, 35, № 2. — P. 81—89.

18. Shumilova T. G., Isaenko S. I., Divaev F. K., Akai J. Natural carbon nanofibers in graphite // Mineralogy and Petrology, 2012, 104, pp 155—162.

Геохимическая характеристика пород морозовской свиты (RF₃mr) Пай-Хоя

Т. А. Канева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

На территории Пай-Хоя рифейско-вендский вулканогенный комплекс образует синклинальную структуру ядра Амдерминской антиклинали и является ее фундаментом. Восточное крыло синклинали слагает самая древняя, существенно карбонатная, амдерминская свита (RF₃am), разрез которой насыщен органогенными известняками, в которых ранее был определен богатый комплекс микрофоссилий, указывающий на позднерифейский возраст. Восточное широкое и западное узкое крылья принадлежат вулканогенной морозовской свите (RF₃mr), а ядро синклинали — сокольнинской свите (RF₃-Vsk), терригенной толще с прослоями кислых эффузивов [3].

По результатам проведенных исследований было установлено, что морозовская свита позднерифейского возраста (RF₃mr) в северо-восточной части хребта Пай-Хой представлена разнообразными вулканогенными породами — вулканокластическими и эффузивными. Трахибазальты и чередующиеся с ними литокристаллокластические туфы трахибазальтового состава имеют преобладающее распространение и слагают низы свиты. Вверх по разрезу они сменяются трахиандезитобазальтами и трахиандезитами, имеющими фрагментарные выходы. Литокристаллокластические туфы риодацитового состава приурочены к верхам свиты [2, 3].

В лаборатории ВСЕГЕИ методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой определены содержания редкоземельных элементов в пробах пород (см. таблицу).

Редкоземельные элементы (РЗЭ) являются хорошими индикаторами условий образования магматических пород. Их концентрации и характер распределения достаточно сильно различаются в породах, сформированных в разных условиях и геодинамических обстановках, и, наоборот, генетически родственные породы характеризуются близкими концентрациями и характером распределения этих элементов. Для рассмотрения и сравнения особенностей распределения концентрации лантаноидов в изучаемых породах были пронормированы по составу хондрита CI [4].

Суммарная концентрация РЗЭ в породах морозовской свиты варьирует от 19.04 до 60.68 г/т.

На диаграмме распределения РЗЭ (рис. 1) для трахибазальтов (обр. 2708-03, 2713-01, 2714-01, 2720-01, 4714-2, 4603) и трахиандезитобазальтов (обр. 2724-01, 2741-01, 4605-2, 4613) морозовской свиты выделяется горизонтальный тип графика, с очень слабым отрицательным наклоном. Их составы незначительно обогащены легкими редкоземельными элементами. Величина La_N/Yb_N , являющаяся показателем этого обогащения, варьирует от 0.83 до 2.79. Для этих пород не характерен дефицит европия ($Eu_N/Eu_N^* = 5.58$ —

Химический состав пород морозовской свиты, г/т

Компонент	2708-03	2713-01	2714-01	2720-01	2724-01	2741-01	4714-2	4603	4605-2	4613
V	263	202	280	261	166	232	293	238	224	281
Cr	136	297	59.5	62.9	23.2	865	94.8	61.8	12.5	97.9
Co	36.9	32.7	27	35.7	14.6	61.1	45.3	30.4	24.3	39.6
Ni	37.8	48.9	32.9	37.3	21.1	295	43.3	26.5	15.7	43
Cu	35.7	93	130	86	95.1	58.9	—	—	—	—
Zn	81	68	50.8	76.7	49.4	72.6	119	63.7	75.2	78.5
Ga	16.4	11	13.6	13.3	12.1	13	17.7	13.1	14.7	14.7
Rb	2.54	11.2	5.23	20.8	22.3	<2	<2	<2	37.2	2.28
Sr	128	113	569	218	149	98.2	256	388	273	202
Y	15.3	11.7	15.7	13.5	17.4	8.65	31	13.9	18.9	28
Zr	33.5	28.2	39.6	26.5	77.4	31.6	110	33.6	70.5	104
Nb	0.96	1.27	1.44	0.74	3.94	1.06	4.42	0.98	3.53	4.41
Cs	0.71	1.14	0.59	2.06	2.26	0.13	—	—	—	—
Ba	183	867	464	590	653	74.9	31.7	75.2	662	41.7
La	2.51	4.4	3.11	3.9	6.1	1.93	6.07	2.81	7.01	3.62
Ce	6.42	9.96	7.93	8.8	15.4	5.16	16	6.66	15.5	11.2
Pr	0.91	1.29	1.14	1.24	2.04	0.82	2.46	1	2.2	1.88
Nd	5.35	5.97	5.79	6.6	9.48	4.18	12.1	4.73	8.87	9.69
Sm	1.61	1.6	1.86	1.97	2.38	1.2	3.76	1.57	2.72	3.42
Eu	0.59	0.6	0.84	0.68	0.8	0.41	1.51	0.55	0.95	1.16
Gd	1.72	1.58	1.94	2.08	2.33	1.17	4.49	1.39	2.6	3.7
Tb	0.37	0.27	0.38	0.35	0.44	0.22	0.84	0.33	0.5	0.74
Dy	2.34	1.87	2.7	2.35	2.9	1.44	5.25	2.22	3.1	4.86
Ho	0.58	0.43	0.58	0.49	0.66	0.33	1.11	0.47	0.65	1.02
Er	1.74	1.3	1.6	1.46	2.01	0.96	3.58	1.57	2.18	3.31
Tm	0.26	0.18	0.22	0.2	0.3	0.14	0.44	0.23	0.3	0.42
Yb	1.7	1.06	1.42	1.62	1.81	0.93	2.67	1.46	1.91	2.92
Lu	0.28	0.18	0.24	0.23	0.29	0.15	0.4	0.2	0.25	0.36
Hf	1.02	0.83	1.2	0.84	2.17	0.92	2.94	0.96	1.66	2.76
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.26	<0.1	0.35	<0.1	0.17	0.21
Pb	1.46	1.3	2.28	1.28	1.92	1.18	3.88	2.68	2.38	2.24
Th	0.4	0.43	0.43	0.33	1.46	0.66	0.44	0.43	1.25	0.42
U	0.16	0.35	0.11	0.11	0.32	0.15	0.12	0.12	0.27	0.1

Примечание. 2708-03, 2713-01, 2714-01, 2720-01, 4714-2, 4603 — трахибазальты; 2724-01, 2741-01, 4605-2, 4613 — трахиандезибазальты. Содержания редкоземельных элементов определены в лаборатории ВСЕГЕИ методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой.

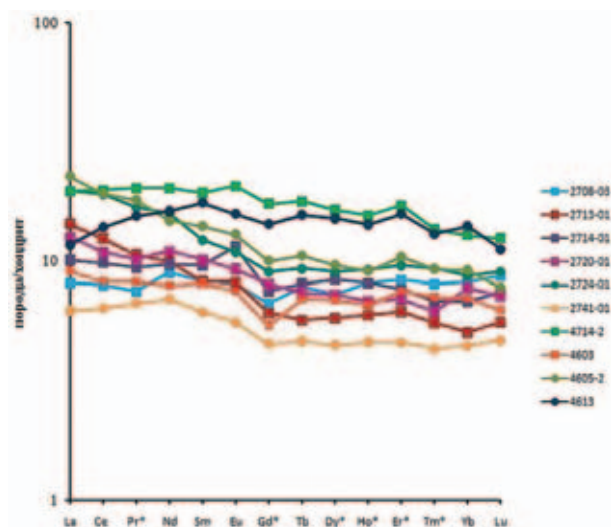


Рис. 1. Графики распределения РЗЭ, нормированных к составу хондрита, в вулканических породах морозовской свиты (RF_3mr)

20.54). Можно предположить, что такое распределение связано с обогащением этих пород кристаллизующимся и осаждающимся плагиоклазом. Подобное распределение элементов характерно для примитивных островных дуг.

Характеристику и сопоставление распределений элементов-примесей в породах удобно давать с помощью мультиэлементных диаграмм (спайдерграмм), на которых все составы пород рассматриваются по отношению к составу примитивных базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 2). Это позволяет не только сравнить породы, но и сделать выводы о возможных геодинамических условиях их формирования.

Сравнение элементов-примесей в трахибазальтах (обр. 2708-03, 2713-01, 2714-01, 2720-01) и трахиандезибазальтах (обр. 2724-01, 2741-01) морозовской свиты с таковым в примитивных базальтах COX (NMORB) показывает значительное обогащение крупноионными литофильными эле-

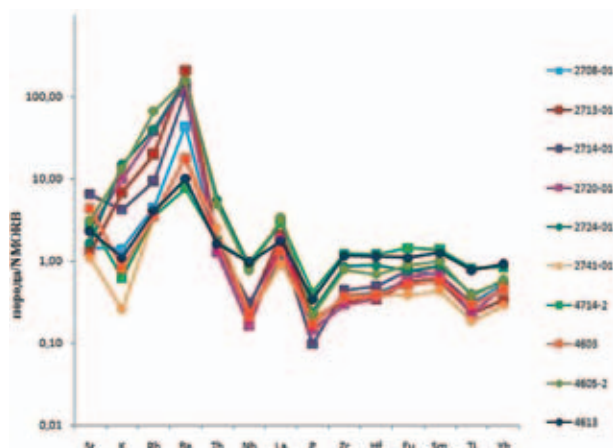


Рис. 2. Спектры распределения элементов-примесей в вулканических породах морозовской свиты (RF₃mr)

ментами — Rb, Ba, Sr, Eu и обеднение высокозарядными элементами — Nb, Th. Подобное распределение элементов указывает на то, что расплав, из которого кристаллизовались вулканы морозовской свиты, формировался в условиях тыловой части островной дуги.

Принадлежность вулканитов к островодужным образованиям подтверждается и при нанесении точек составов пород на диаграммы с содержанием РЗЭ применяемые для реконструкции геодинамических обстановок.

Преимущества дискриминационной диаграммы Д. Вуда (рис. 3) на основе содержаний немобильных высокозарядных элементов Th-Hf-Ta заключается в том, что она хорошо работает при идентификации базальтов вулканических дуг [1]. Фигуративные точки вулканитов морозовской

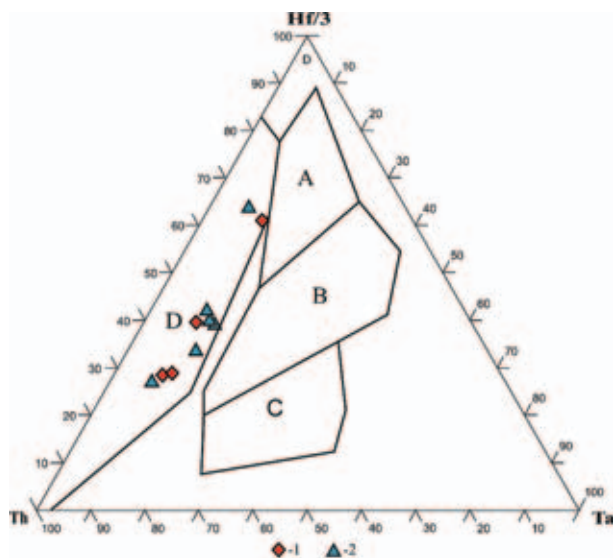


Рис. 3. Дискриминационная диаграмма Th-Hf/3-Ta Д. Вуда для базальтов: А — N-тип MORB; В — E-тип MORB и внутриплитные толеиты; С — внутриплитные щелочные базальты; D — базальты вулканических дуг [5]; 1 — трахибазальты и 2 — трахиандезитбазальты морозовской свиты (RF₃mr)

свиты хребта Пай-Хой тяготеют к тренду базальтов вулканических дуг.

Концентрации Y и Cr в островодужных базальтах несколько понижены по сравнению с другими типами базальтов. Таким образом, диаграмма Cr-Y (рис. 4) хорошо отделяет островодужные базальты от базальтов срединно-океанических хребтов лишь с небольшим перекрытием полей их составов [1]. Составы пород морозовской свиты локализуются в поле базальтов вулканических дуг.

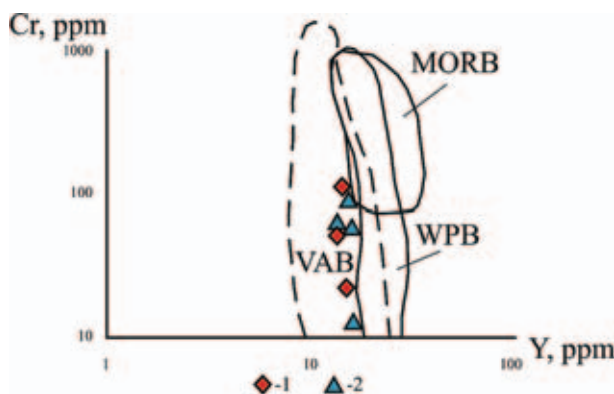


Рис. 4. Дискриминационная диаграмма Y-Cr: VAB — базальты вулканических дуг; WPB — внутриплитные базальты; MORB — базальты СОХ (Pearce, 1982). Примечание: 1 — трахибазальты и 2 — трахиандезитбазальты морозовской свиты (RF₃mr)

Таким образом, элементы-примеси морозовской свиты хребта Пай-Хой имеют островодужные характеристики: значительное обогащение крупноионными литофильными элементами — K, Rb, Ba, Sr и обеднение высокозарядными элементами. Концентрации РЗЭ и характер их распределения показывают незначительное обогащение легкими лаптаноидами относительно тяжелых.

Для интерпретации палеогеодинамических обстановок формирования вулканогенных пород морозовской свиты были использованы диаграммы, на которых фигуративные точки составов пород попадают в область островодужных образований.

Литература

1. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Е. В. Складов и др. М: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
2. Канева Т. А. Петрология вулканитов морозовской свиты (RF₃ms) хребта Пай-Хой // Человек и окружающая среда: I Всероссийская научная конференция студентов и аспирантов: тезисы докладов. Сыктывкар: Изд-во СыктГУ, 2013. С. 56.
3. Канева Т. А. Петрологическое сравнение вулканитов морозовской свиты северо-восточной

части хребта Пай-Хой и бедамельской серии хребта Оченырда // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 59—63.

4. *Boynnton W. V.* Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Henderson P. (ed.) //

Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63—114.

5. *Wood D. A.* The application of a Th—Hf—Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11—30.

Нанозолото в биоморфозе по аммониту

В. И. Каткова, В. Н. Филиппов
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

Аммониты являются ценнейшими руководящими ископаемыми в стратиграфических исследованиях, незаменимыми маркерами геологических подразделений.

Объектом наших исследований послужила ископаемая раковина аммонита предположительно из юрских отложений, обнаруженная у уреза реки Печора. Фоссилизированный скелет наполовину заключенный в конкрецию имел сохранившийся протоконх и жилые камеры, заполненные минеральным веществом (рис. 1).

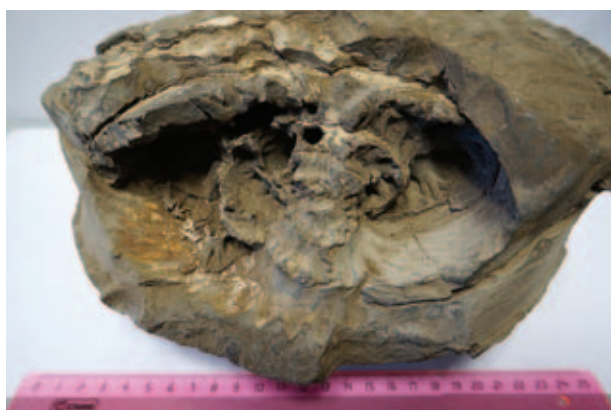


Рис. 1. Минеральная биоморфоза по аммониту

В данной работе изложены предварительные результаты исследований состава и структуры фоссилизированного вещества и микроминеральных включений в ископаемом аммоните. Основные представления о минеральных образованиях получены с использованием оптических методов (МБС-10), на основе рентгеноструктурных (ДРОН-3), ИК-спектроскопических (Specord M-75) и электронно-микроскопических (JSM-6400) анализов. Согласно данным рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектров минеральное вещество, замесившее мягкие ткани жилой камеры представлено кальцитом с примесью апатита. В составе вмещающей конкрекции кроме карбоната кальция зафиксирован кварц, апатит и глинистые минералы.

Методом РЭМ и зондового анализа исследовались сколы из области септ, на которых местами хорошо сохранилась пластинчатая структура перегородок, состоящая из кальцита. Анаэробные условия и глинистая порода способствовали частичной сохранности структуры композита в течение геологического времени. Кальцит, замесивший мягкие ткани жилой камеры имеет пелитоморфную структуру. Однако среди зерен нередко встречаются кристаллы, различающиеся по морфологии. Монацит, цинкит, самородное железо, магнетит, ильменит, церуссит в карбонатной матрице зафиксированы в единичных случаях. Фрамбуидальный пирит на отдельных участках формирует цепочечную структуру. На поверхности сколов, представленных как кальцитовая матрица, так и среди пластинок физиогенного агрегата обнаружены золотосодержащие выделения, размеры которых варьируют (<0.5—6 мкм). На одном из РЭМ-изображений визуализируются восемь золотосодержащих частиц неправильной формы, отличающихся размером и неоднородностью состава (рис. 2). Согласно результатам исследований выделены 7 минеральных разновидностей интерметаллических соединений: AuAgCu , AuAgFeCu ,

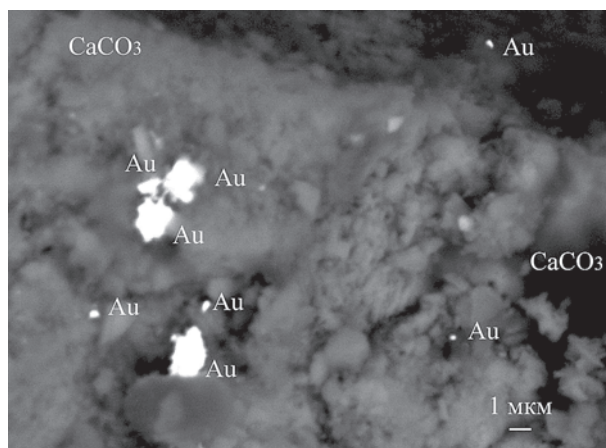


Рис. 2. Золотосодержащие частицы на карбонатной матрице

AuAgCuFe, AuAgFe, AuAgFeNi, CuAuFeZn, AuAgCuNi. Наблюдаются значительные колебания в содержании золота в интерметаллидах (8.78—98.21 мас. %). Серебро является элементом-примесью в золото-содержащих частицах и его массовая концентрация варьирует в пределах 2.07—14.24 %. Железо — третий по распространенности и массе элемент, на долю которого приходится от 2.07 до 6.16 мас. % в тонкодисперсных образованиях золота.

Форма, состав выделений и низкие концентрации золота позволяют предполагать, что в его

образовании принимало участие органическое вещество. Осаждение нанозолота на поверхность кальцитов матрицы происходило из растворов на биохимических барьерах. Следует отметить, исследуемый объект в момент обнаружения был покрыт речной тиной. Углерод и глинистые минералы также являются осадителями золота из рудоносных вод.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований, УрО РАН, проект № 12-П-5-1011.

Геохимическая специфика карбонатитов Косьюского массива, Средний Тиман

Н. С. Ковальчук

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

kovalchuk@geo.komisc.ru

Косьюский карбонатитовый массив, расположенный на северо-западной оконечности Тимана (Четласский Камень), выявлен в середине XX века, его изучением занимались многие геологи [1—4]. В тесной пространственной, временной и структурной связи с карбонатитами находятся дайки магматитов щелочно-ультраосновного состава, щелочные метасоматиты и гидротермальные гетит-полевошпатовые и кварц-гетит-гематитовые образования. Карбонатиты слагают жилородоподобные тела и штокверки. По сравнению с более ранними представлениями о метасоматическом генезисе карбонатитов [2, 3] на основании совокупного анализа геологических, минералогических, геохимических, изотопных и петрографических наблюдений нами выделены три условные стадии формирования карбонатитов — магматическая, аутометасоматическая и гидротермальная [5, 6]. Малоизмененные карбонатиты представлены крупнозернистыми пироксен-доломитовыми породами, сложенными доломитом, пироксеном (эгирином), флогопитом, КПШ, альбитом, апатитом, магнетитом, в переменных количествах содержатся ильменит, хлорит, циркон, молибденит, монацит, углеродное вещество. Гидротермальноизмененные карбонатиты представлены мелкозернистыми доломит-анкерит-сидеритовыми разностями с редкоземельной и тантало-ниобиевой минерализацией.

Редкометалльно-редкоземельная минерализация в косьюских карбонатитах представлена в основном монацитом, бастнезитом, пироксеном, а также встречаются — анкилит, уранпироксен, циркон, молибденит, англезит, стронцианит, торит (хаттонит) и карбоцернаит. При

этом, основные породообразующие и аксессуарные минералы карбонатитов в той или иной степени содержат редкоземельные элементы в виде примесей [5].

Карбонатиты Косьюского массива по составу петрогенных элементов соответствуют феррокарбонатитам [7]. Для них характерны высокие содержания MgO (5.4—16.1 мас. %) и Fe₂O₃ (0.1—23.7 мас. %). Косьюские карбонатиты характеризуются высокими содержаниями Sr, Ba, Nb, Th и РЗЭ. Содержания редких и редкоземельных элементов в косьюских карбонатитах показаны на рис. 1, 2. В целом распределение редких элементов в карбонатитах Косьюского массива аналогично кимберлитам и карбонатитам других регионов (рис. 1).

Малоизмененные карбонатиты Косьюского массива характеризуются низкими содержаниями РЗЭ (450—7170 г/т), Sr (720—1350 г/т), Ba (120—700 г/т), Th (13—46 г/т) и повышенными — Zr (до 370 г/т), V (до 235 г/т), Ni (до 240 г/т). Спектры распределения РЗЭ (рис. 2) схожи с таковыми в кимберлитах и ранних высокотемпературных карбонатитах разных регионов, в некоторых случаях отличаются более низкими содержаниями тяжелых РЗЭ.

Измененные карбонатиты Косьюского массива имеют максимальные содержания РЗЭ (до 25400 г/т), Sr (до 8740 г/т), Ba (до 1100 г/т), Nb (до 920 г/т), Th (до 580 г/т), что характерно для поздних низкотемпературных членов карбонатитовых серий. Спектры распределения РЗЭ в измененных косьюских карбонатитах имеют необычный характер и по содержанию РЗЭ схожи с карбонатитами Булдымского месторождения (Иль-

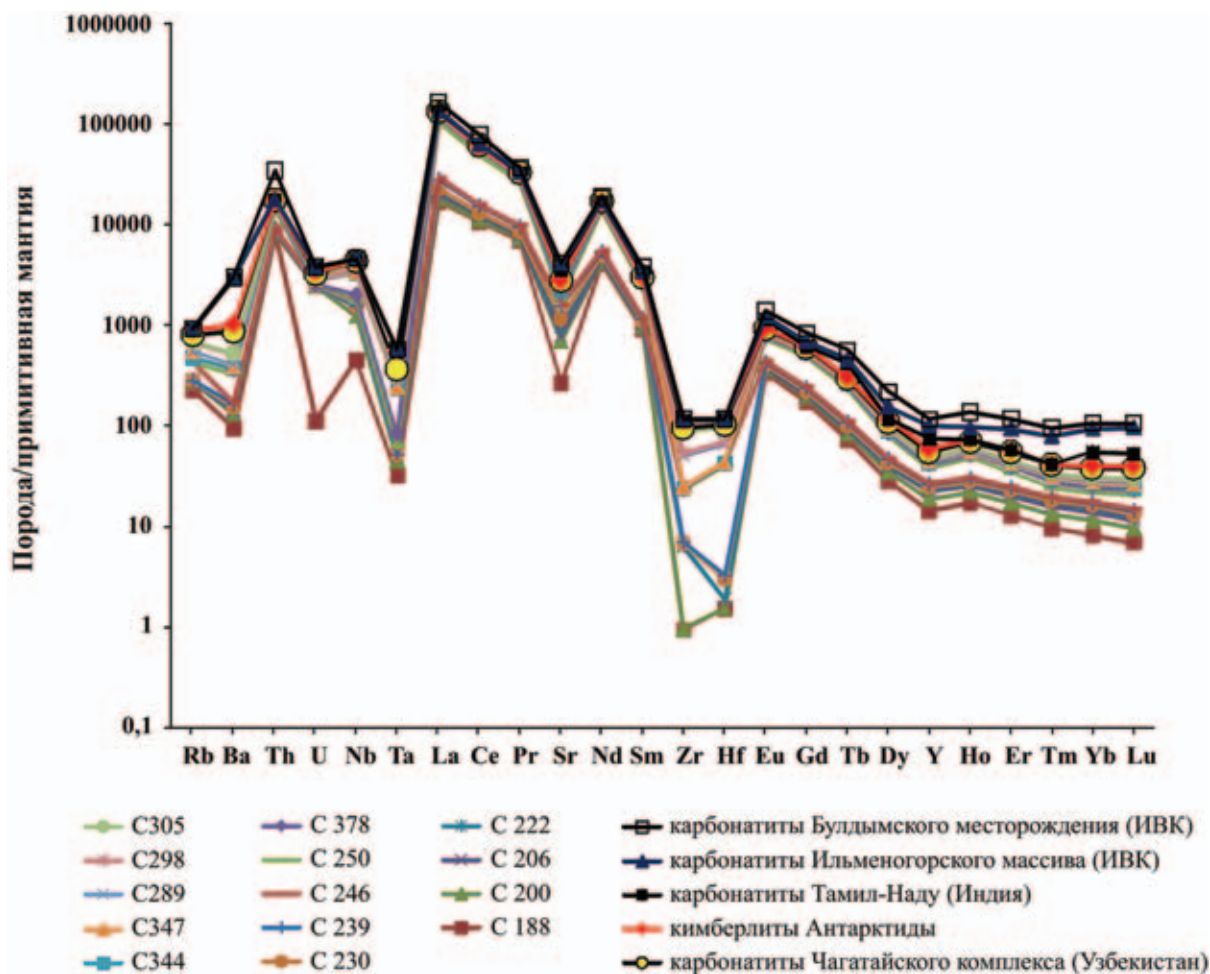


Рис. 1. Распределение редких элементов в карбонатах Косьюского массива, Чагатайского комплекса (Узбекистан), Ильмено-Вишневогорского комплекса [7], Индии [8] и кимберлитах Антарктиды [9]. Концентрации РЭ нормализованы по примитивной мантии [10]

мено-Вишневогорский комплекс). Необычный (пилообразный) характер спектров распределения РЗЭ в измененных косьюских карбонатах, вероятно, связан со спецификой перераспределения вещества в процессе гидротермальных изменений. В целом, в косьюских карбонатах отмечается увеличение Σ РЗЭ и доли легких лантаноидов от ранних карбонатов к поздним, подобно карбонатам Ильмено-Вишневогорского комплекса [7].

Содержания Sr и Ba в косьюских карбонатах сильно варьируют. В сильноизмененных карбонатах содержания Sr (1080—8740 г/т) и Ba (31—1100 г/т) характеризуются повышенными значениями, при этом содержания Sr (720—1350 г/т) и Ba (120—700 г/т) в малоизмененных карбонатах значительно ниже. Отношения Sr/Ba (2—81) имеют значения, характерные для высокотемпературных глубинных фаций карбонатов [13].

По содержанию Nb (2.5—920 г/т) и Ta (0.01—6.16 г/т) карбонаты Косьюского массива схожи с карбонатами Ильмено-Вишневогорского комплекса [7]. При этом для них характерны высокие значения отношений Nb/Ta (150—1030) с

максимальными значениями в пироклорсодержащих разностях. В малоизмененных карбонатах отношение Nb/Ta значительно ниже (37—130) и близко к отношению Nb/Ta в магматических карбонатах [13].

Содержания Zr (1.59—370 г/т) и Hf (0.09—11.12 г/т) в косьюских карбонатах несколько ниже, чем в карбонатах УЩК [13]. Отношения Zr/Hf варьируют от 10 до 44, что близко карбонатам высокотемпературных фаций УЩК. В целом для карбонатов Косьюского массива наблюдается корреляция между содержаниями Zr и Zr/Hf отношением, что свидетельствует о роли процесса магматической дифференциации при их формировании.

Косьюские карбонаты характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми ($LREE/HREE = 61—800$) и соответственно повышенным отношением $La/Yb = 210—8600$, что значительно выше, чем в карбонатах других регионов и характерно для карбонатов, образующихся из калиевых щелочно-ультраосновных магм.

Таким образом, от ранних к поздним стадиям формирования карбонатов Косьюского ком-

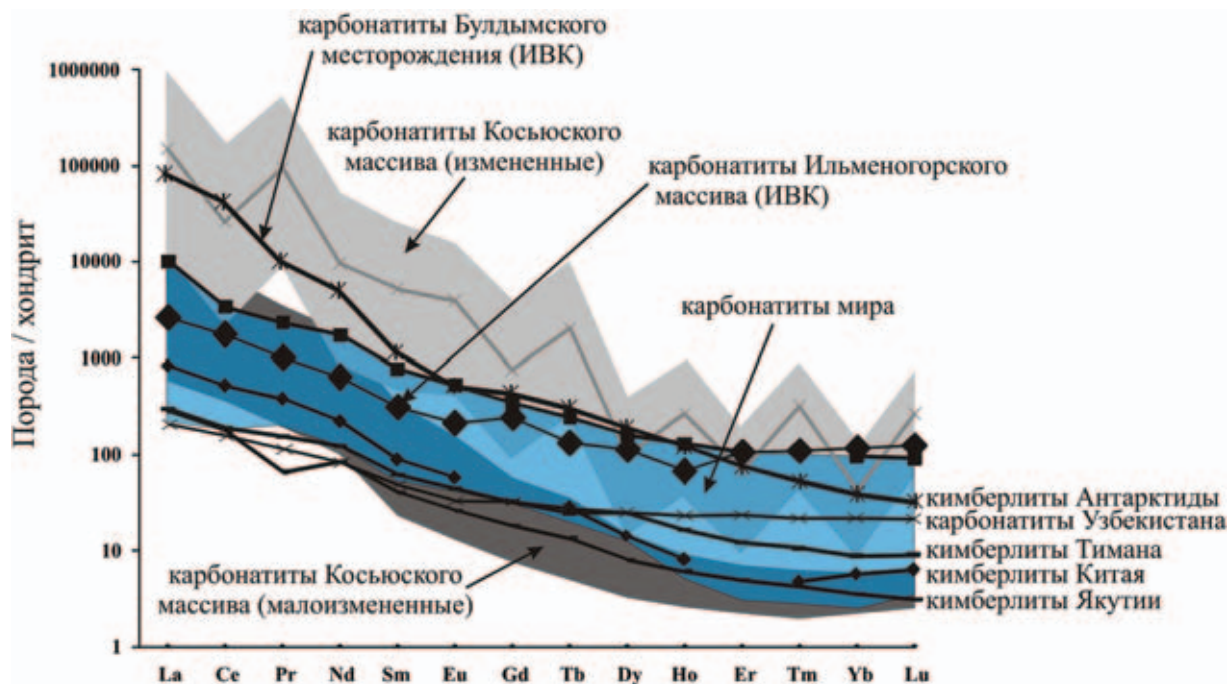


Рис. 2. Распределение РЗЭ в карбонатах мира [11], Косьюского массива, Узбекистана, Ильмено-Вишневогорского комплекса [7], кимберлитах Якутии, Китая, Тимана [12] и Антарктиды [9]. Концентрации РЗЭ нормализованы по хондриту [10]

плекса происходит накопление Sr, Nb, Th, РЗЭ, увеличение содержаний LREE относительно HREE, падение отношений Zr/Hf, рост Ba/Sr и Nb/Ta. Установленные закономерности поведения редких элементов в процессе формирования косьюских карбонатитов в целом соответствует трендам эволюции карбонатитовых магм и подтверждают магматическую природу данного объекта.

Автор выражает благодарность Т. Г. Шумиловой за научные консультации и ценные замечания.

Литература

1. Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.; Л.: Наука, 1964. 126 с.
2. Костюхин М. Н., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. С. 151–205.
3. Макеев А. Б., Лебедев В. А., Брянчанинова Н. И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 348 с.
4. Недосекова И. Л., Владыкин Н. В., Удорткина О. В., Ронкин Ю. Л. Карбонатиты Четласского комплекса (Средний Тиман): геохимические и изотопные данные // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН, 2013. Вып. 160. С. 150–158.
5. Ковальчук Н. С., Шумилова Т. Г., Степаненко В. И. Редкоземельная минерализация в карбонатитах Косьюского массива (Средний Тиман) // ЗРМО, № 3, 2013. С. 109–132.
6. Шумилова Т. Г., Ковальчук Н. С., Мингалева А. Н., Диваев Ф. К. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов карбонатитов Косьюского массива (Средний Тиман) // Вестник Института

геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2012. № 4. С. 9–13.

7. Недосекова И. Л., Прибавкин С. В., Ронкин Ю. Л. Геохимическая эволюция и источники вещества карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса // Геология Урала и сопряженных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 229–246.

8. Burtseva M. V., Ripp G. S., Doroshkevich A. G., Viladkar S. G. and Rammohan Varadan. Features of Mineral and Chemical composition of the Khamambettu Carbonatites, Tamil Nadu // Journal of the geological society of India, 2013. Vol. 81. № 5. P. 655–664.

9. Yaxley G. M., Kamenetsky V. S., Nichols G. T., Maas R., Belousova E. and Rosenthal A. and Norman M. The discovery of kimberlites in Antarctica extends the vast Gondwanan cretaceous province // Nature Communications, 2013. № 4. Article 2921. ISSN 2041–1723.

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

11. Hornig-Kjarsgaard I. Rare earth elements in soviet carbonatites and their mineral phases // Journal of Petrology, 1998. V. 39. № 11–12. P. 2105–2122.

12. Леснов Ф. П. Редкоземельные элементы в ультрамафитах и мафитовых породах и их минералах. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2007. Кн. 1. С. 84–117.

13. Самойлов В. С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 190 с.

О природе аморфных минералов и их систематизации

О. С. Кочетков

Ухтинский государственный технический университет, Ухта

Конкретизируя проблему выделения аморфных минералов, которые рассматриваются нами как одноуровневые по иерархии природного вещества [4–6] с кристаллическими, остановимся на различных условиях их образования, т.е. зародышевой стадии. Именно они приводят к различию создающихся структур, или упорядоченных, или не упорядоченных. В первую очередь решающими факторами являются температура, давление и концентрация вещества, а также скорость процесса сегрегации вещества в дисперсной среде. Из вышеизложенного следует, что факторы и фазовое состояние среды (газо-жидкая фаза и T^0 , C , P) обуславливают структурную характеристику фрагментов формирующейся дисперсной твердой фазы (кристаллической, аморфной) и не исключают даже ее смешанный (по структуре) состав.

Генетически совместное образование обеих фаз отражает адекватность их зарождения и существования как минеральных веществ одного и того же иерархического уровня организации минерального планетарного вещества. В целом при этом может возобладать процесс кристаллизации или процесс аморфизации в зависимости от условий дисперсной среды. Дальнейший рост и развитие кристаллической фазы хорошо известны, чего нельзя сказать об аморфной фазе. Примером чему могут быть проведенные нами исследования продуктов сгорания каменных углей Воркутинского месторождения в виде алюмо-силикатно-железистых шлаков. Процесс шлакообразования напоминает в принципе процесс формирования порцелланитов («горелых» пород) при высоких T^0 в воздушной среде, когда породная масса плавится, и при будировании расплава могут происходить побочные процессы газирования, ликвации, ассимиляции [7]. Образцы шламов представляют собой светло-серую стекловатую массу застывшего расплава с рассеянными в ней достаточно часто черными блестящими сфероидальными «ядрами» или гранулами, диаметром около 1 мм. Микронзондовым анализом установлено, что гранулы имеют $Al-Si-Fe$ — состав. При этом содержание железа весьма высокое (86,0 %). Очевидно, при ликвации расплава возникает эмульсевидная железоокисная субстанция, которая при застывании обусловила появление гранулярной структуры в шлаке.

Поэтому, с позиций коллоидных растворов [8], подобные гранулы можно рассматривать как сегрегированные мицеллы в дисперсионной среде в виде расплава. У Ф. В. Чухрова они имену-

ются пирозолями. Размерность железоокисных гранул характеризует максимальный макроуровень мицеллярной сегрегации. Они в свою очередь имеют, два микроструктурных уровня размерности сегрегации, 60- и 1-микронные. Первый представлен шаровидными глобулами, в которых, как видно на снимках [7], проявляются одномолекулярные частицы, участками с упорядоченной структурой в расположении. Они также сфероидальны и по величине, возможно, соответствуют одинарным мицеллам, т. е. составляют 1-й надмолекулярный структурный уровень сегрегации в пирозоле.

Примером экзогенных смесей на уровне кристаллических и аморфных фаз гидроокислов железа и бемита в бокситовых корах выветривания служит фиксация кристаллической, скрытокристаллической и аморфной фаз этих минералов в смесях тонкодисперсного субстрата на Вежаю-Ворыквинском месторождении, выявленные А. В. Вахрушевым [1].

Таким образом, мы фиксируем три структурно-иерархических уровня размерностей коллоидных частиц, обладающих сфероидальной формой. Причем самый высокий одномиллиметровый уровень находится за пределом дисперсоидных величин. Весьма вероятно, что возможен еще более низкий надмолекулярный уровень, который нами не фиксируется, и, следовательно, и меньших величин слипающихся мицелл. Но так или иначе определенные структурные уровни наблюдаются и во многих других дисперсионных системах [2, 3, 9 и др.]. Наличие еще более высоких макроуровней с сохранением сферических частиц также имеет место. Наглядным примером могут служить красноцветные глинистые отложения татарского яруса верхней перми Севера Европейской части РФ. В условиях гипрегенеза эти породы распадаются на массу 2–3-сантиметровых сфероидальных макрочастиц, достаточно выдержанной величины. Имеются в толще фрагментарно-выраженные признаки более высокого уровня структурной сфероидальности, порядка 25 см. Однако более низких уровней структуризации нами не наблюдалось. Вторым примером могут служить вулканические лавы, застывшие в подводных условиях, которые приобретают сфероидальную отдельность, образуя пласты из примерно одинаковых по величине округлых «ядер». Здесь, как и в нашем случае, имеем дело с застывшим расплавом из одинаковых по величине сфероидов диаметром 10–15 см, но без гранулярной

структуры. Приведенные цифры свидетельствуют о закономерной сфероидной структуризации природных коллоидных растворов, расплавов путем коагуляции, свертывания в начале литификации пород.

Сфероидальные микро- и макроформы структуризации в горных породах, очевидно, связаны между собой одной причиной, а именно действием межмолекулярных и надмолекулярных сил стяжения, или сегрегации вещества в свободных условиях коллоидного раствора, действующих в радиально симметричных направленных с формированием стяжения, делая ее более изменчивой. Поэтому диаметры смежных стяжений могут быть до некоторой степени разными. Если процесс стяжения происходит не в свободном, а в стесненном пространстве, радиальная направленность энергетических сил нарушается, по принципу Кюри. В итоге форма отдельности меняется со сфероидальной на прямолинейно-геометрическую. Например, у штоков базальтов проявляется вертикальная гексагональная призматическая отдельность, у липаритов подушечная прямоугольная отдельность.

Итак, в целом, намечаются два пути в генетическом плане структуризации исходного вещества и одноуровневой иерархии в его самоорганизации: 1) кристаллизация и 2) аморфизация. Выбор пути определяется на нанометрическом уровне взаимодействия минерального исходного вещества и термодинамики внешней среды.

Удивительно, но факт, что два пути выделения из растворов, расплавов растворенных веществ указал М. В. Ломоносов в своем труде «Введение в истинную физическую химию», назвав их «кристаллизацией и свертыванием». И тем самым, считает Ф. В. Чухров [8], он открыл коллоидное состояние минерального вещества. Повсюдность распространения в природе газовых смесей, истинных растворов, а наряду с ними коллоидных растворов и расплавов, делает их исходными источниками разнофазовых минеральных новообразований, т.е. минеральных видов, на протяжении всей истории Земли как планеты, исходя из наиболее приемлемой гипотезы о холодном газопылевом состоянии вещества протопланетарного сгущения будущей Земли. Нами применяется, исходя из сказанного, более универсальная классификация минерального вещества, а именно структурно-геохимическая, дающая возможность учета разнофазового минерального вещества при реакционных процессах, в том числе аморфного, в отличие от кристаллохимической классификации, искусственно сужающей число продуктов природных минералообразующих реакций [4].

Соответственно в том же ключе возможно рассматривать и технологию синтетических минеральных веществ и их структурные характеристики, где стекла занимают весьма важные в практическом отношении позиции.

Таким образом, аморфные вещества имеют такие же права индивидуализации в систематизации как и кристаллические.

Литература

1. *Вахрушев А. В.* Минералого-технологические особенности тонкодисперсной составляющей бокситов Среднего Тимана / Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 2012.

2. *Голубев Е. А.* Надмолекулярные структуры природных рентгеноаморфных веществ / Е. А. Голубев. Екатеринбург: УРО РАН, 2006. 155 с.

3. *Камашев Д. В.* Иерархическая самоорганизация как механизм образования сферических частиц кремнезема / Д. В. Камашев // XV Российское совещание по экспериментальной минералогии. Сыктывкар: Изд-во РАН, 2005. 530 с.

4. *Кочетков О. С.* Минерал и его место в иерархии планетарного вещества // Сборник: Геология и экономика минерального сырья Тимно-Печорского региона. Л.: Наука, 1989. С. 6—14.

5. *Кочетков О. С.* К проблеме структуризации минерального вещества // Сборник научных трудов: Материалы научно-технической конференции. В 3 ч. Ч. 1 / Под ред. Н. Д. Цхадая. Ухта: УГТУ, 2011. С. 101—104.

6. *Кочетков О. С.* К вопросу о структуризации минерального вещества // Материалы минералогического семинара с международным участием «Современные проблемы теоретической экспериментальной и прикладной минералогии» (Юшкинские чтения — 2013). Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 22—24.

7. *Кочетков О. С.* Технологическое накопление примесей металлов в золах и шлаках воркутинских каменных углей и проблемы их использования / Кочетков О. С., Львов А. З., Тропников Е. М., Филиппов В. Н. // Минералого-технологическая оценка месторождений полезных ископаемых и проблемы раскрытия минералов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 204—207.

8. *Чухров Ф. В.* Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 472 с.

9. *Юшкин Н. П.* Твердое некристаллическое вещество литосферы. Сыктывкар: Изд-во РАН, 2001. 270 с.

Морфология кристаллов химически осадненного карбоната кальция в зависимости от условий синтеза

Д. В. Кузьмин, Н. Н. Пискунова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Карбонат кальция нашел широкое применение в различных отраслях промышленного производства. Сегодня это один из главных товаров на рынке минеральных наполнителей, используемых при изготовлении бумаги, лакокрасочных материалов, пластмасс и многого другого. Однако современное производство предъявляет высокие требования к размеру и форме частиц карбоната кальция, а также количеству примесей в нем. Поэтому природное сырье (мел, известняк) заменяют синтетическим продуктом на его основе, получаемым по реакции осаждения, так называемым химически осадненным карбонатом кальция (ХОКК). Форма получаемых частиц ХОКК действительно играет очень важную роль, так для создания адсорбирующих смесей необходимы сферические частицы, для применения его в качестве пигмента в целлюлозно-бумажном производстве требуется специальная веретенообразная форма, которая обеспечивает хорошее сцепление частиц с волокном, для абразивных материалов нужны крупные ромбоэдрические кристаллы и т. д. [1, 2].

ХОКК является основным наполнителем при производстве мелованной бумаги [3]. Содержание его в конечном продукте обычно составляет от 15 до 45 %. Дальнейшее повышение процентного содержания ХОКК возможно лишь с использованием полимерных связующих, а также технологии многократного нанесения [4, 5]. Производители качественной бумаги вынуждены использовать также дополнительные пигменты, такие как TiO_2 , монодисперсные сферические частицы которого хорошо удерживаются волокном благодаря их маленьким, по сравнению с частицами ХОКК, размерам. Применение всех этих добавок значительно удорожает конечный продукт, и перед исследователями в настоящее время стоит задача добиться максимального объема ХОКК в бумаге, не используя при этом дополнительные связующие компоненты.

Цель нашей работы — установление зависимости формы и размера кристаллов ХОКК от условий синтеза и получение целлюлозно-карбонатно-кальциевой композиции с максимально возможным содержанием ХОКК. В качестве аналитических методов использовались растровая электронная микроскопия с энергодисперсионным анализатором и волновым спектрометром, атомно-силовая микроскопия, рентгенофлуоресцентный анализ, и ЭПР-спектроскопия.

Содержание компонентов в %, на в.с.н. по данным рентгенофлуоресцентного анализа

Компонент	Образец	
	МК-4	МК-5
SiO_2	<0.25	<0.25
TiO_2	<0.25	<0.25
Al_2O_3	<0.25	<0.25
Fe_2O_3	0.12	0.10
MnO	<0.25	<0.25
MgO	<0.25	<0.25
CaO	99.85	99.87
P_2O_5	<0.25	<0.25
SrO	0.036	0.030

Для получения химически осадненного карбоната кальция были взяты образцы известняка Седыюского месторождения (г. Ухта), химический состав которого по данным рентгенофлуоресцентного анализа отражен в таблице.

Получение ХОКК проводилось по известной методике (рис. 1), согласно которой образцы массой 20 грамм каждый прокаливались в муфельной печи при температуре 900 °С в течение 2-х часов. Полученный в результате реакции разложения оксид кальция смешивался с дистиллированной водой, после чего одна часть раствора гидроксида кальция отфильтровывалась, и через него в течение 10 минут пропусклся углекислый

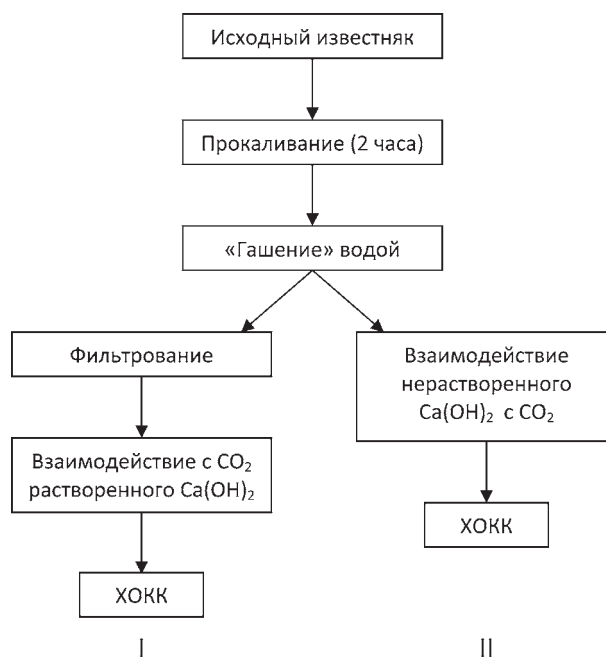


Рис. 1. Схемы получения химически осадненного карбоната кальция

газ при температуре 70 °С, в результате чего образовывался карбонат кальция (схема I на рис. 1). Во втором случае углекислый газ при температуре 70 °С пропусклся в течении 4-х часов сразу через суспензию гидроксида кальция, которую при этом постоянно перемешивали. В результате реакции образовывался осадок карбоната кальция (II схема). Полученный двумя этими способами ХОКК высушивался в сушильном шкафу при температуре 105 °С.

С применением ЭПР-спектроскопии показано, что при синтезе ХОКК как первым, так и вторым способом из исходного природного сырья практически полностью удаляются ионы Mn^{2+} . При этом отметим, что получение карбоната кальция из суспензии (схема II) обеспечивает все же более глубокую очистку от ионов марганца, чем при синтезе карбоната кальция по схеме I.

На электронно-микроскопических изображениях видно, что осадок, полученный как первым, так и вторым способом состоит из кристаллов, принадлежащих тригональной сингонии (рис. 2). Однако в случае синтеза по схеме II в готовом образце значительно больше сростков и искривленных форм, тогда как схема I дает значительно больше частиц четкой ромбоэдрической формы (рис. 2, а). Такая форма ча-

стиц соответствует кальциту. Вообще ХОКК получают в виде кристаллов трех типов структур — тригонального кальцита, ромбического арагонита и гексагонального ватерита (или фатерита). Последние два требуют особых условий синтеза, таких как повышенные температуры, щелочная среда или присутствие органических добавок [2, 3].

Размер частиц, получаемых по схеме II, варьируется от 1 до 2 мкм (рис. 2, б), в первом методе получаются более крупные (до 5 мкм) кристаллы (рис. 2, а). Можно предположить, что при синтезе из раствора (схема I) скорость реакции ниже и кристаллы успевают вырастать, приобретая четкие кристаллографические очертания. Действительно, растворимость гидроксида кальция в воде мала (0.185 г/100 мл при 20 °С), таким образом, концентрация кристаллообразующего вещества в реакционной среде в первом случае во много раз ниже. Скорость подачи реагентов и режим перемешивания также влияют на размер и форму кристаллов [2]. В нашем случае эти параметры поддерживались одинаковыми и постоянными на протяжении всего времени в обоих экспериментах.

На рисунке 2а кроме четких ромбоэдров видны «розочки» того же карбоната кальция, которые не имеют правильных очертаний вследствие искривления фронта роста на напряженных участках, связанных с вхождением примесей в структуру.

Интересно, что частицы из суспензии (рис. 2, б), при более детальном изучении оказываются сростками кристаллов. АСМ-изображение одной из таких частиц приведено на рис. 3, на котором видна розетка из кристаллов размером около 1.5 мкм. Розетка сложена мелкими тригональными кристаллами, на поверхности которых визуализируются ступени роста высотой до 40 нанометров.

При производстве мелованной бумаги производителями обычно используются частицы веретенообразной формы, которые, как известно, хорошо сцепляются с волокном. На рис. 4 приведены СЭМ-изображения, полученные нами на образцах, предоставленных ООО «Уникристал Коми» (группа компаний ОМУА), на которых видны сростки скаленоэдрических кристаллов кальцита около 1 мкм длиной и около 0.3 мкм шириной.

Нам удалось получить композицию целлюлоза-ХОКК с содержанием минерального компонента 60—70 % без использования дополнительных компонентов и специальных связующих веществ. На рис. 5 приведены некоторые АСМ-изображения полученных образцов. Целлюлозное волокно имеет многоуровневую структуру, вклю-

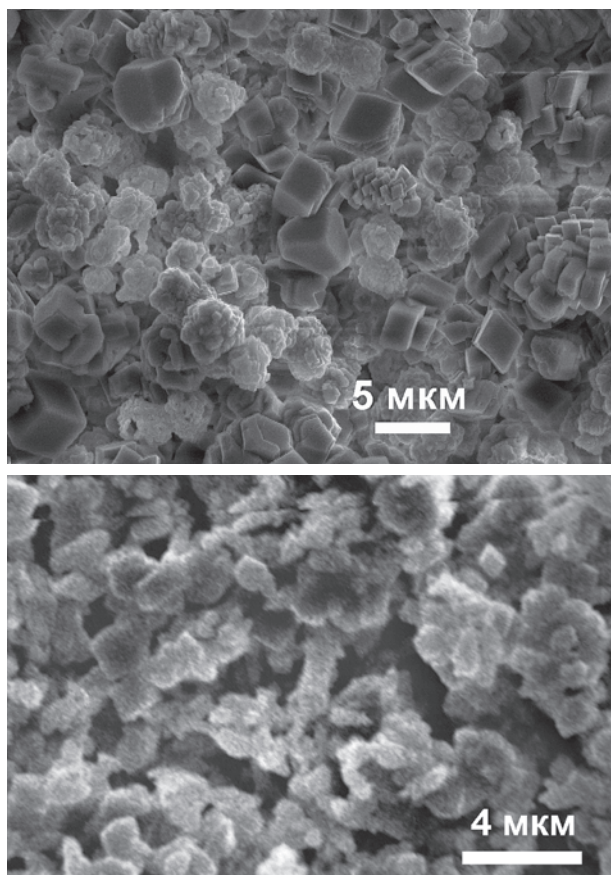


Рис. 2. Морфология частиц химически осажденного карбоната кальция: (а) — ХОКК, полученный по схеме I на рис.1; (б) — ХОКК по схеме II

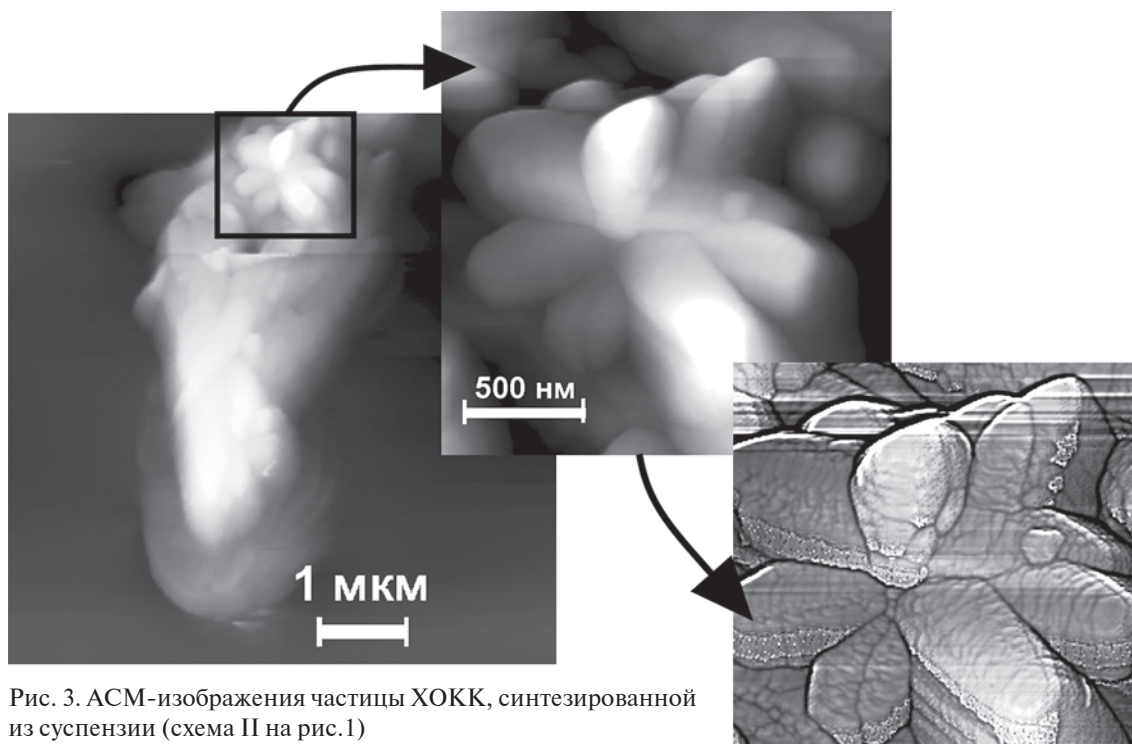


Рис. 3. АСМ-изображения частицы ХОКК, синтезированной из суспензии (схема II на рис. 1)

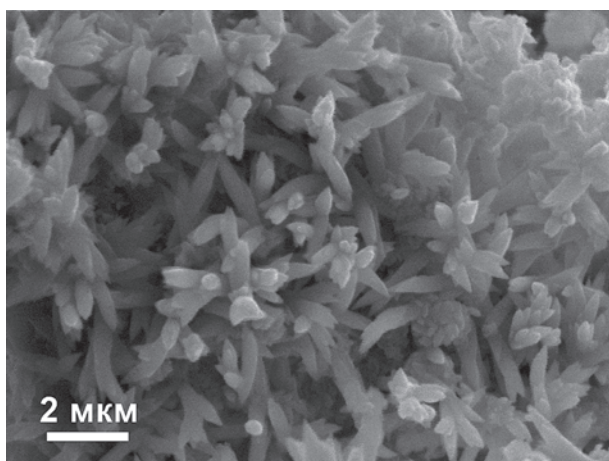


Рис. 4. СЭМ-изображения частиц ХОКК, синтезированных ООО «Уникристал Коми» для производства мелованной бумаги

чая участки собственной микрокристалличности, что значительно облегчает присоединение зародышей кристаллов кальцита. Видно, что кристаллы карбоната кальция образуются в большом количестве, хорошо закреплены на волокне и имеют небольшие размеры. Многие из них имеют незаконченные кристаллографические очертания, лишь редкие дорастают до почти правильных ромбоэдров (рис. 5), но даже они не превышают в своих размерах 0.5 мкм. Необходимо отметить равномерное распределение частиц на волокне и хорошую заполненность межволоконных промежутков.

Таким образом, при проведении синтеза химически осажденного карбоната кальция (ХОКК) как из раствора, так и из суспензии, образуются кристаллы и сростки, принадлежащие

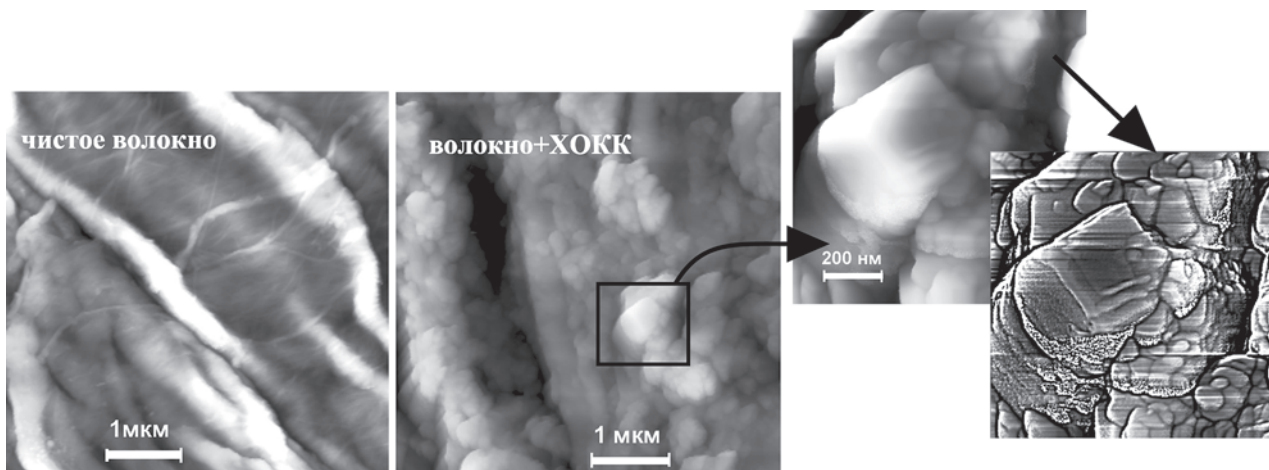


Рис. 5. АСМ-изображения композиции целлюлоза-ХОКК, синтезированной по специальной методике

тригональной сингонии. Однако в случае образования из раствора, кристаллы успевают приобретать четкий кристаллографический облик, дорастая до крупных (до 5 мкм) правильных ромбоэдров, что связано с более медленной скоростью реакции. При синтезе целлюлозно-карбонатнокальциевой композиции по специальной методике, было достигнуто содержание ХОКК в волокне около 70 процентов, без использования дополнительных компонентов и специальных связующих веществ, что более чем в два раза превышает содержание этого же компонента в известных в настоящее время способах производства мелованной бумаги. Показано, что осажденные кристаллы кальцита хорошо закрепляются на волокне, равномерно распределены, характеризуются малыми (до 0.5 мкм) размерами и монодисперсностью.

Автор выражает искреннюю благодарность оператору АСМ В. А. Радаеву.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (14-05-00592а) и Программой Президиума РАН № 12-П-5-1027.

Литература

1. Михайлова Е. А., Маркова Н. Б., Авина С. И., Багров И. В. Применение химически осажденного карбоната кальция и перспективные методы его получения // *Вісник НТУ «ХПІ»*. 2013. № 47 (1020). С. 88—91.
2. Кобелева А. Р. Технология получения карбоната кальция с заданными свойствами // Дис. на соиск. степени к. т. н. Пермский госуд. технич. университет, Пермь. 2006 г.
3. Ошис Ф., Иевиньш А. Различные модификации карбоната кальция // *Ученые записки. Латвийский госуд. университет, Рига*. 1956. IX том. С. 3—22.
4. Мазитов Л. А., Тюрин Е. Т., Зуйков А. А. и др. Способ получения бумажной массы. Патент — 2412296 РФ, МПК6 С 1 D21Н. Центральный научно-исследовательский Институт бумаги (ОАО «ЦНИИБ») (RU), ООО «Научно-производственная корпорация. Механобр-техника». Заяв. 12.03.2010; Опубл. 20.02.2011. Бюл. № 5.
5. Мелованная бумага // *Леспром Информ*. 2009. № 8 (66). С. 160—163.

Минералогическая характеристика соленосной толщи Якшинского месторождения

М. С. Вафина¹, В. Н. Леденцов², А. К. Вишняков¹, В. Г. Изотов³

¹ ФГУП «ЦНИИГеолнеруд», Казань; ² ЗАО «МИРЕКО», Сыктывкар, ³ КПФУ, Казань

Якшинское месторождение минеральных солей административно расположено на территории Троицко-Печорского района Республики Коми, тектонически — в краевой юго-западной части Верхнепечорского соленосного бассейна. По результатам последних проведенных, поисково-оценочных работ на калийные соли в пределах Якшинской площади получены новые минералого-петрографические характеристики галогенных отложений. Соленосная толща Якшинского месторождения сложена каменной солью, карналлитовой породой, сильвинитами и в меньшей степени галопелитами.

Каменная соль представляет собой породу, сложенную зёрнами галита с включениями галопелитового материала. Она по морфологическому облику, структурным и текстурным особенностям может быть подразделена на ряд разновидностей, выделение которых обусловлено генетическими причинами [1; 3]. Выделяют следующие минеральные и генетические разновидности каменной соли:

— среднезернистая скелетно-зональная матово-белая каменная соль, обычно относимая к седиментационным сезонным образованиям;

— крупнокристаллическая перистая серая каменная соль, состоящая из одного-двух рядов крупных кристаллов галита, рассматривается как результат донной кристаллизации;

— среднезернистая полупрозрачная соль «растворения-обрастания», содержащая в центре зёрен полурастворённые формы галита зонально-скелетного строения, которые в процессе докристаллизации обрастали новыми порциями прозрачного галита; возможно образовывалась на стадии раннего и позднего диагенеза;

— тонко-микрозернистая каменная соль от желтовато-розового до бурого цвета, сложена кубическими кристаллами или округлыми зёрнами галита. Она выполняет межзерновое пространство, совместно с образованиями ангидрита, микрозёрнами доломита и полурастворёнными реликтами сильвиновых зёрен, а также сгустками гидроксидов железа. Эта разновидность каменной соли рассматривается как продукт катагенетического высаливания, которая формировалась на месте растворённых сильвиновых слоёв в процессе катагенеза в результате воздействия мигрирующих подсолевых вод.

Дальнейшее развитие катагенетического процесса перекристаллизации приводит к образованию сначала крупных зёрен прозрачного галита, затем к сульфат-галитовым, карбонат-сульфат-галитовым и карбонат-галит-сульфатным породам. Эти породы представлены в районе центрального участка зоной замещения сильвинитов на каменную соль, где наблюдаются редкие разветвления боратов по ангидриту.

Карналлитовые породы представляют собой сочетание зёрен карналлита и галита или переслаиванием их с прослойками каменной соли и соленосной глины.

Форма карналлитовых зёрен в таких прослойках нередко субизометричная, имеющая неровные, часто несколько округленные края. Мелкие зёрна более изометричные, иногда имеют вытянутые очертания, что обуславливает полосчатую текстуру карналлитового слоя. Размер зёрен в разных образцах колеблется от 1—5 мм до 5—15 мм. В некоторых крупных зёрнах карналлита отмечаются полисинтетические двойники. Зёрна карналлита обычно плотно примыкают друг к другу, но отмечаются участки, где по стыкам зёрен развито галопелитовое вещество. В зёрнах карналлита иногда отмечаются единичные твёрдые микровключения, представленные галитом. Характерной чертой карналлитовых зёрен является наличие в них пятен или полос, окрашенных в красно-коричневые цвета.

Природа окраски зёрен карналлита обусловлена содержанием в них тонких игловидных включений гетита и чешуйчатых шестиугольных зерен гематита, образовавшиеся в результате изменений гидрохимического режима бассейна седиментации.

Текстура пластов крупнокристаллических карналлитовых пород, обычно массивная, но иногда приобретает петельчатую форму, в которой карналлит представлен в виде крупных округлых образований, окруженных галопелитовым материалом. Слоистая текстура характерна для более мелкозернистых разновидностей карналлитовой породы. Она обуславливается или вытянутой формой зёрен карналлита или перемежаемостью тонких прослоев каменной соли и галопелитового материала с карналлитовыми прослоями. Петрографические особенности карналлитовых пород Якшинского месторождения свидетельствуют об их седиментационном происхождении.

В целом, карналлитовые породы на Якшинском месторождении чрезвычайно похожи на карналлитовые породы Верхнекамского месторождения калийных солей. Это может свидетельствовать о сходных условиях их образования. Единственным отличием карналлитовых пластов Якшинского месторождения, является их боль-

шая обогащённость галопелитовым материалом, содержание которого составляет в среднем 6.04 %.

Сильвиниты представлены сочетанием зёрен минерала сильвина и галита.

По характеру окраски, структурным и текстурным признакам на Якшинском месторождении выделены две основные разновидности сильвинита: сильвин с красной окраской различной ее интенсивности, представленный, в основном, мелко- и среднезернистой размерностью (полосчатый) и более крупнозернистый сильвинит с пятнистой окраской (пёстрый).

Мелкозернистый (0.15—1.0 мм) сильвинит имеет зёрна различной формы, которые слагают агрегаты сложных очертаний, а также отдельные слойки в сильвинитовой породе, хорошо выделяющиеся в ней, благодаря интенсивной окраске.

Пятнистый сильвинит характеризуется более средне-, крупнозернистой размерностью (1—20 мм) своих зёрен изометричной формы с неровными извилистыми краями и неоднородной пятнистой окраской. Красящее вещество представлено чешуйками гематита и иглами гётита и распространяется, чаще всего, в виде буровато-красных каемок по его периферии. Центр зёрен сильвина прозрачный или представлен молочно-белой его разновидностью, что обусловлено большим количеством твердых (галит) и газовой-жидких микровключений. Отмечаются жёлтые зёрна сильвина, окруженные сургучно-красными каемками, при раскалывании которых всегда отмечается запах сероводорода. Петрографические особенности пятнистых сильвинитов указывают на их вторичное происхождение, в результате катагенетического замещения ими карналлитов.

Для пятнистых сильвинитов характерна массивная, иногда брекчиевидная текстура и среднезернистая структура их породы. Форма зёрен сильвина в них обычно неправильная с извилистыми краями, тогда как присутствующие в этой породе зёрна галита изометричны. Цвет галитовых зёрен обычно светло-серый, бесцветный, но иногда отмечаются синие и голубые цветовые разности. При этом окраска тяготеет к периферии зёрен. В зёрнах галита иногда отмечаются реликты зонального строения. Галопелитовый материал в пластах пятнистых сильвинитов составляет значительную примесь, в которых содержание нерастворимого остатка в среднем составляет 8.0 %.

По всем установленным параметрам пятнистые сильвиниты очень схожи с «пёстрыми» сильвинитами Верхнекамского месторождения калийных солей. Они также приурочены к пластам, сложенным на одних участках карналлитовой породой, на других сильвинитами.

Галопелиты представляют собой соляные породы, в которых нерастворимые в воде мине-

ралы, представленные, в основном, пелитовой размерностью, сцементированы минералом галитом [5].

В пределах Якшинского месторождения галопелиты располагаются как в основании каждого солевого слоя, так содержатся и внутри их, заполняя пространство между зёрнами соляных минералов. По своему составу галопелиты в соляной толще представляют собой многофазную систему. Данные фазового рентгеноструктурного анализа позволяют констатировать в нерастворимом остатке галопелитов Якшинского месторождения следующие преобладающие в нем минералы (в порядке уменьшения содержания): ангидрит, доломит, кварц, калиевой полевой шпат, магнезит, иллит, хлорит, гематит. Органическое вещество представлено в галопелитах, в основном, углистыми образованиями и битумоидами [2, 4]. Кроме того, в отдельных образцах керна, в галопелитовых прослоях, отмечено (по запаху) присутствие углеводородов нефтяного ряда.

Литература

1. Вахрамеева В. А. Петрографическое описание пород подсолевой толщи и нижней каменной соли Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. Вып. 11. 1960. С. 371—391.
2. Симакова Ю. С., Леденцов В. Н., Шанина С. Н. Минералогия глинистых прослоев и нерастворимых остатков солей Верхнепечорского месторождения. Сыктывкар: Геопринт. 2013. С. 124—125.
3. Ходькова С. В. Строение годового слоя сильвинитового пласта Кр. II Верхнекамского месторождения // Строение и условия формирования месторождений калийных солей. 1981. С. 94—100.
4. Шанина С. Н., Валяева О. В., Игнатович О. О. Битумоиды подстилающих солей Верхнепечорского месторождения // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. № 10. 2012. С. 22—25.
5. Яржемская Е. А. Вещественный состав галопелитов // Тр. ВНИИГ. Вып. 29. 1954. С. 260—314.

Роль биогенного фактора в железомарганцевом минералообразовании

Г. Н. Лысюк, А. Ю. Лысюк
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Формирование многих крупных марганцевых месторождений связано с гипергенными процессами на поверхности или вблизи нее, в зонах выветривания. Гипергенное окисление и обогащение марганецсодержащих пород или ремобилизация существовавших прежде марганцевых залежей в ходе выветривания могут дать начало концентрированным рудным залежам, имеющим экономическое значение. В последнее время значительно возрос интерес к марганцевым рудам кор выветривания. Это вызвано тем, что с данным типом руд связаны повышенные концентрации ряда элементов, в частности кобальта, титана, никеля, свинца и т. д.

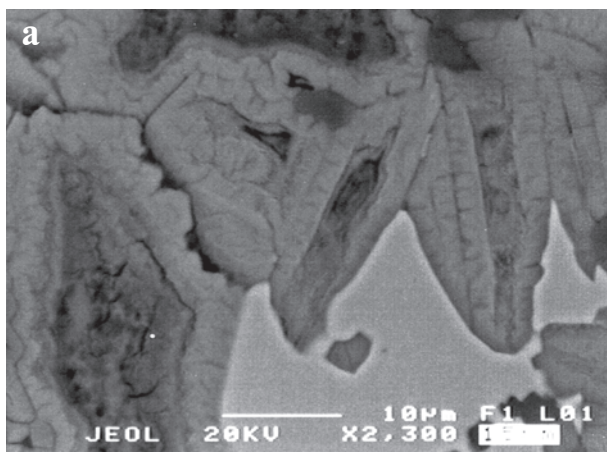
Марганцевые минералы кор выветривания, как правило, представляют собой наноразмерные соединения. Характерной особенностью таких фаз является неустойчивость структур, взаимные фазовые переходы и трансформационные процессы с образованием новых фаз под воздействием различных факторов (время, температура, среда и т. д.). Изучение минералогических и кристаллохимических особенностей различных оксидов и гидроксидов марганца позволяет выявить определенные связи между ними и на этой основе наметить схемы возможных трансформаций одних минералов в

другие, например, при процессах старения вещества, замещения.

Нами исследовались минералогия, химический состав и структурные особенности марганцевых руд Светлинской площади Среднего Тимана. Были проведены минералогические, электронно-микроскопические, микрозондовые и рентгеноструктурные исследования.

Марганцевые руды Светлинской площади Среднего Тимана связаны с корами выветривания девон-палеогенового возраста, развитыми по карбонатным породам рифейского субстрата. По данным дифрактометрического анализа основным минералом — концентратом марганца является романешит, а так же, в подчиненном количестве, рентгеноаморфные фазы (на их присутствие в исследуемых образцах указывает наличие высокого аморфного фона на дифрактограммах).

Электронно-микроскопическими исследованиями были обнаружены наноразмерные марганцевые фазы. Анализ внешней формы и химического состава этих фаз позволил произвести их идентификацию и рассчитать химические формулы. В результате были выделены как мономинеральные микро- и наноразмерные фазы, так фазы, составляющие твердые растворы. В алюмосиликатной массе хорошо выделяются моноклинные



Фоссилизированные цианобактерии марганцевых руд кор выветривания: а — разрез чехлов цианобактерий; б — волокнистые наноструктуры оксидов марганца

зерна манганита $(\text{Mn}_{0.99}\text{Ca}_{0.01})\text{OON}$ с грубой отдельностью. Размер зерен составляет 10–25 μm . Широко распространены кристаллики четкой кубической огранки размером до 5 μm . Расчет состава показал, что данные кубические образования представляют собой твердый раствор гаусманит-якобсит $\text{Mn}(\text{Mn}_{1.82}\text{Fe}_{0.18})_2\text{O}_4$.

Нами были обнаружены марганецсодержащие фазы, представляющие собой твердый раствор фаялит-гетит с примесью романешита $0.99(\text{Mn}_{0.99}\text{Fe}_{0.1})\text{OON} + 0.01\text{BaMn}_5\text{O}_{10}$. Данная фаза встречается в двух видах — в виде чешуйчатых выделений и зерен гексагональной формы. Изучение распределения в продольном сечении гексагональных зерен показало, что их центральные части обогащены железом, а в краевых зонах концентрируются марганец и кальций. Такие зерна находятся в окружении наноразмерных волокнистых оксидов марганца, внешний вид которых свидетельствует об их биогенном происхождении.

Отличительной особенностью марганцевых оксидов и гидрооксидов является совместное присутствие как хорошо окристаллизованных разновидностей, так и тонкодисперсных фаз с крайне низкой степенью упорядоченности, что до сих пор не нашло достаточно строгого научного объяснения. Мы попытались рассмотреть формирование рентгеноаморфных наноразмерных оксидов марганца с позиций биогенного минералообразования.

Роль биогенного фактора в процессе минералообразования в последнее время широко обсуждается с различных позиций. Микроорганизмы рассматриваются, во-первых, как «накопители» определенных элементов, необходимых для формирования ряда минералов в определенных условиях, во-вторых, изучается их воздействие на вещество минералов в результате образования биопленок на поверхности последних, в-третьих, микроорганизмы сами формируют некоторые минералы в процессе своей жизнедеятельности,

не вызывает сомнений и существенное влияние микроорганизмов на процессы выветривания. Оксиды и гидроксиды марганца — это одни из наиболее важных в практическом значении объектов, в образовании и трансформации которых активную роль играют микроорганизмы.

Остатки бактериальных структур, сложенные минерализованным гликокаликсом, являются типичной структурной формой рентгеноаморфных, тонкодисперсных оксидов марганца, также как и их микроглобулярная структура. На основании расчета химического состава и пропорций между катионами можно предположить, что гликокаликс представляет собой рентгеноаморфную разновидность вернадита $(\text{Mn}_{0.82}\text{Fe}_{0.1}\text{Ca}_{0.03}\text{K}_{0.01}\text{Al}_{0.02}\text{Si}_{0.02})\text{O}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Наноразмерность оксидов марганца может быть связана и с тем, что они являются продуктом жизнедеятельности цианобактерий, которые образуют вокруг себя чехлы из обогащенных марганцем компонентов. При этом наноструктуры оксидов марганца представляют собой волокнистые агрегаты (рис. а, б). Состав чехла, по данным микрозондового анализа (%): MnO — 82.98; MgO — 4.16; Fe_2O_3 — 1.53; CaO — 0.13.

В марганцевых рудах кор выветривания Среднего Тимана было обнаружено большое количество зерен монацита, которые представляют собой светлые образования округлой и неправильной формы. Размеры монацитов в среднем не более 8 μm . Микрозондовый анализ выявил некоторые различия в их составе. Ряд зерен отличаются присутствием Sm и Th и имеют формулу $(\text{La}_{0.27}\text{Ce}_{0.42}\text{Pr}_{0.03}\text{Nd}_{0.12}\text{Sm}_{0.02}\text{Th}_{0.03})_{0.99}[\text{P}_{1.06}\text{O}_4]$, основная же масса выделенных зерен соответствует составу $(\text{La}_{0.24}\text{Ce}_{0.49}\text{Pr}_{0.05}\text{Nd}_{0.07})_{0.85}[\text{P}_{1.04}\text{O}_4]$.

В марганценосных корах выветривания в массе рентгеноаморфных оксидов марганца обычным является наличие включений металлического железа в виде пленочек размером от 10 до 20 μm . Кроме этого, было обнаружено несколько

зерен соединения Ni и As, размер которых не превышает 300 nm и которые мы по результатам микронзондовых исследований (состав в %: Mn — 32.12; Fe — 38.46; Ni — 19.02; As — 8.92; Si — 0.58; Ca — 0.39) диагностируем как орселит. Следует отметить, что данные включения располагаются исключительно внутри микрозерен окристаллизованных оксидов марганца и железа (состав в %: MnO — 35.93; Fe₂O₃ — 43.45; V₂O₅ — 3.91; TiO₂ — 1.81; CaO — 0.96; SiO₂ — 0.56; Al₂O₃ — 0.51) размером порядка 10 μ m, окруженных рентгено-аморфными оксидными марганцевыми соединениями волокнистой наноструктуры. Формирование самородных металлов в данном случае может быть объяснено скоплениями органического вещества, в результате которого образуются микро-скопические очаги с резко восстановительными условиями.

Таким образом, в результате комплексных исследований была проведена кристаллохимическая систематизация микро- и наноразмерных

марганецсодержащих минералов кор выветривания Среднего Тимана. Были выделены как моно-минеральные микро- и наноразмерные фазы, так и фазы, составляющие твердые растворы (шпинелиды). Впервые в составе марганецсодержащих кор выветривания установлены твердые растворы фаялит-хитит-гетит-романешит и фаялит-хитит-романешит. Разнообразие и многочисленность типов твердых растворов в марганценовых корках выветривания указывает на сложные процессы их образования, связанные прежде всего с процессами замещения при формировании руд.

Были обнаружены многочисленные бактериальные формы, представленные фоссилизированными цианобактериями и биопленками, состав которых соответствует оксидам и гидроксидам марганца что позволяет высоко оценить роль биогенного фактора в образовании марганецсодержащих фаз.

Работа выполнена при поддержке программы РАН № 12-М-56-2037.

Структурные элементы–примеси в особо чистом кварце месторождений России по данным ЭПР

В. П. Лютоев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В России около 90 % ресурсов кварца для производства особо чистых концентратов (ОЧК) приходится на Приполярноуральскую и Южноуральскую субпровинции с примерно равными запасами, но сильно различающимся по генетическим и технологическим характеристикам сырья, промышленно-экономическому и логистическому потенциалу [2]. Кварцевые месторождения Приполярноуральской субпровинции в основном относятся к первично кристаллизованному кварцево-жильному типу с большим содержанием прозрачного кварца и горного хрусталя, которые характеризуются относительно низкими содержаниями примесей (16—90 ppm), но высоким содержанием высокотемпературной флюидной фазы. В Южноуральской субпровинции преимущественно развит кварц силектитового типа и метаморфизованные кварцево-жильные тела. Промышленное значение имеет прозрачный кварц первично кристаллизованного жильного типа и тонкозернистый жильный кварц с гранулобластной структурой (уфалейский тип) с суммарным содержанием примесей не более 25 ppm.

Наиболее качественные концентраты ОЧК производятся крупнейшим в России кварцевым

горнообогатительным комбинатом ОАО «Кыштымский ГОК» из кварца уфалейский типа. Принимаются попытки внедрения в разработку новых сортов высококачественного кварцевого сырья. Другим направлением расширения производственной базы ОЧК является разработка новых методов очистки кварца, вовлекающих новые технологии высокоэнергетического воздействия на кварц [1]. Они претендуют на сверхвысокую глубину рафинирования сырья, в том числе и на его освобождение от структурных примесей, что, несомненно, требует развития объективных методов прямого количественного контроля движения примесей в структурных позициях решетки кварца. Для оценки чистоты кварца используется спектрохимический анализ, в последнее время в вариантах МС ИСП или ОС ИСП, не разделяющий примеси по структурному состоянию. Селективную информацию о структурных состояниях и концентрациях элементов-примесей Al, Ti, Ge, Fe, Li, Na, H можно получить с помощью электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Методики оценки концентраций примесных центров включают радиационно-термическую активацию кварца, параметры которой специально под-

бираются для получения корректных значений абсолютных концентраций примесных центров.

Методом ЭПР в ИГ Коми НЦ УрО РАН изучен исходный кварц и продукты его глубокого обогащения, переданные ФГУП «Центркварц» и ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» и представляющие разрабатываемые и находящиеся в стадии оценки месторождения и проявления гранулированного, прозрачного жильного и молочно-белого кварца Южного, Среднего и Приполярного Урала, Карелии и кварцитов Бурятии [6, 8]. Результаты работы базируются также на изучении методом ЭПР лабораторных проб кварца из месторождений Приполярного Урала, и Южного Урала, Кольского полуострова, терригенного кварца из различных отложений Республики Коми [4, 5, 9].

Установлено, что в качестве меры концентрации структурного Al, главного примесного элемента в решетке кварца, можно использовать определения концентраций парамагнитных $[AlO_4]^{0-}$ -центров в пробах, подвергнутых отжигу при 1450 °C и облученных дозой 30 Мрад, а для примесей Ge и Ti — результаты измерения концентраций соответствующих парамагнитных центров в образцах, прогретых при 550 °C и облученных дозой 0.5 Мрад [6, 7].

Сопоставление данных ЭПР по концентрациям структурных примесей с их валовыми спектральными определениями, полученными методом ИСП-спектроскопии (ФГУП ЦНИИГРИ), произведено на примере ряда кварцевых объектов Южноуральской субпровинции (рис. 1). Отклонение фигуративных точек от линии соответствия данных двух методов идет в сторону высоких валовых концентраций Al. Причиной этого является недостаточно высокая степень очистки проб от посторонних фазовых примесей. Области наименьших спектральных концентраций для каждого из объектов хорошо соотносятся с дан-

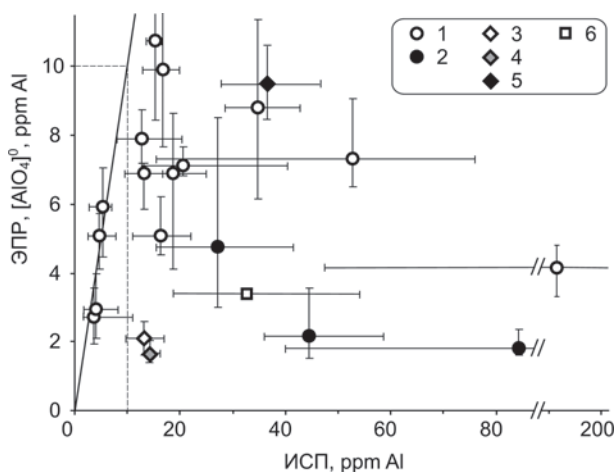


Рис. 1. Соотношение между концентрациями примесей алюминия, определенными ИСП и ЭПР в концентратах ОЧК из кварца гранулированных жил (1, 2), молочно-белых и прозрачных жил (3—5), кварцитов (6)

ными ЭПР. Соответствующий диапазон ЭПР-концентраций дает предел обогащения кварца объекта от посторонних фазовых примесей. Сопоставимые по величине концентрации структурного и валового алюминия получены лишь для рафинированного кварца из некоторых гранулированных жил.

При лабораторном обогащении проб кварца, в ходе промышленного получения концентрата и в новых инновационных методах рафинирования кварца может происходить частичное удаление растворенных в решетке кварца примесных элементов, например за счет химического вытравливания обогащенных структурными примесями участков зерен, выходящих на поверхность, или стрессовых температурных перепадов при плазмохимической обработке. Эффективность удаления структурных примесей можно оценить методом ЭПР [3]. Результаты ЭПР-оценки эффекта очистки кварца из изученных объектов после его лабораторного обогащения традиционными методами и полного комплекса промышленного обогащения проб по стандартной схеме (пром. концентрат), после плазмохимической финишной обработки демонстрируют рис. 2, 3. Независимо от методов очистки кварца, устойчиво значимого уменьшения концентрации структурных примесей не выявлено. Таким образом, выявляемые ЭПР-спектроскопией, концентрации структурных примесных центров могут служить мерой предела обогащения кварцевых концентратов и прогнозирования предела их финишного качества.

Распределение концентраций сквозных Al-и Ge-центров в кварце различных типов месторождений России представлено на рис. 4. Наименьшие содержания структурных примесей в минерале характерны для группы месторождений полупрозрачного сливного кварца (Al 2.0—4.9 ppm, Ge 0—0.04 ppm). По данному параметру они соответствуют наиболее чистым разностям гранулированного кварца уфалейского типа месторождений Кыштымской группы. Аналогичный по содержанию структурных примесей кварц встречается в гранулированных жилах на Приполярном Урале (Николайшор). Другие апробированные объекты как гигантозернистого, так и гранулированного кварца имеют повышенные содержания структурных примесей. Сопоставление концентрационных полей примесей в кварце испытуемых проявлений с таковыми для промышленного эталонного кварца позволяет выделить новые нетрадиционные генетические типы кварца, потенциально перспективные на получение ОЧК концентратов (рис. 5). В координатах концентраций структурных примесей по данным ЭПР может быть проведена детальная дифферен-

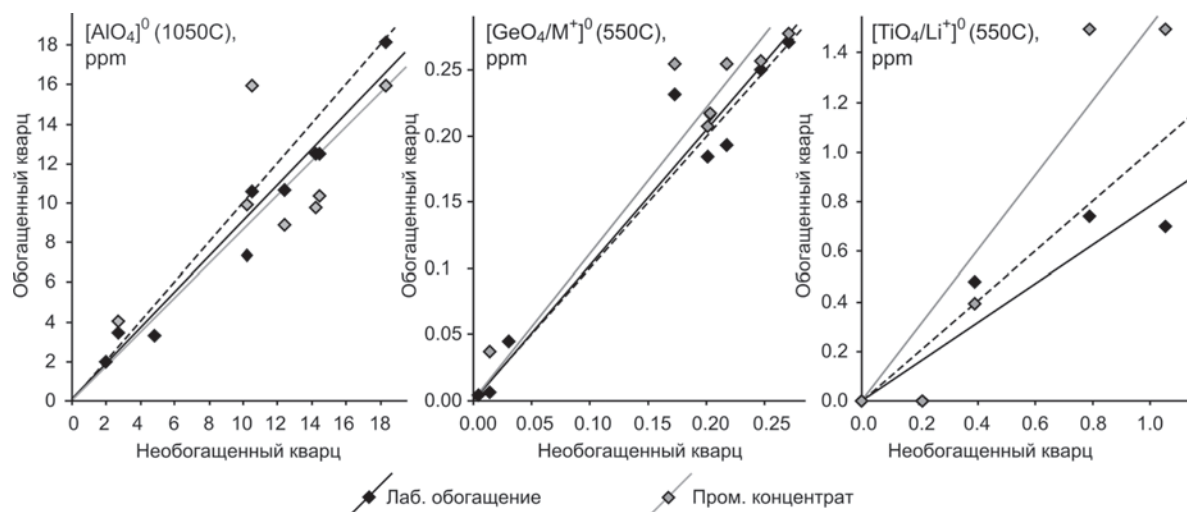


Рис. 2. Зависимость между концентрациями примесных центров в исходном необогащенном кварце и в обогащенных пробах. Пунктирная линия — равные содержания в исходном и обогащенном кварце

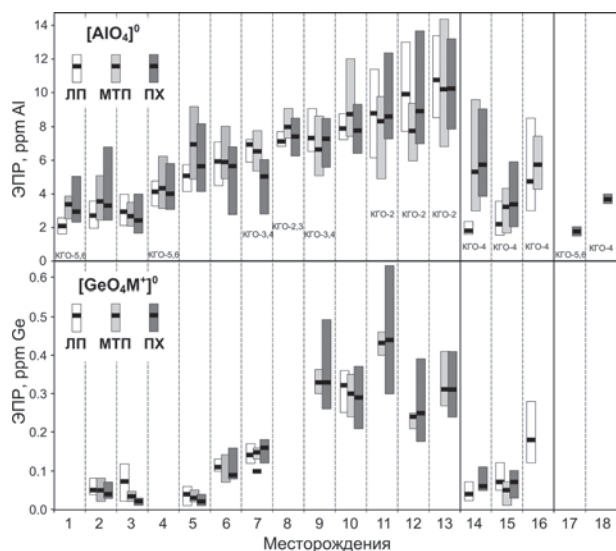


Рис. 3. Средние значения и диапазоны варьирования примесных центров Al и Ge в концентратах ОЧК (ЛП), в пробах традиционной схемы обогащения (МТП) и дальнейшей плазмохимической обработки (ПХ). Месторождения Южно-Уральской субпровинции (1–16) и Бурятии (17, 18)

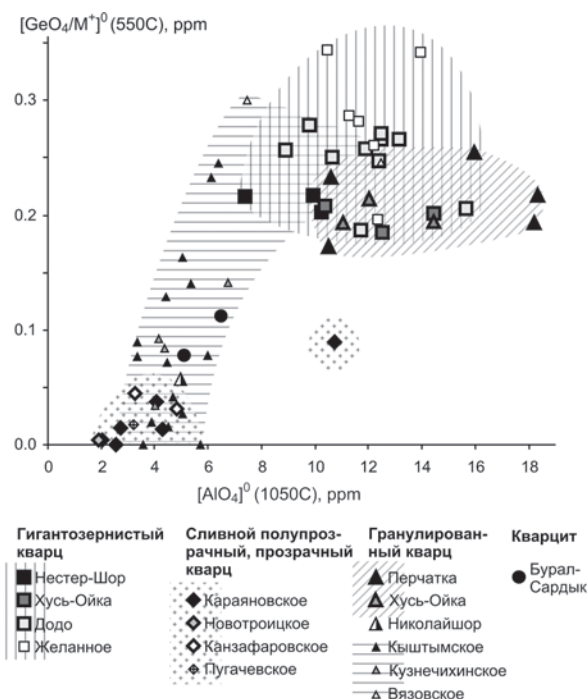


Рис. 4. Специализация кварца различных объектов по концентрациям структурных примесей алюминия и германия

циация разрабатываемых проявлений кварца с выделением наиболее чистых в отношении структурных примесей жильных тел (рис. 6).

Таким образом, методом ЭПР могут быть получены корректные значения содержаний в кварце структурных примесей и оценено распределение примесных дефектов по структурным разновидностям. Спектроскопия ЭПР может быть использована для прогнозирования и выявления проявлений кварца, пригодного для получения концентратов ОЧК. В технологическом обогащении кварцевого сырья, не вовлекающем перекристаллизацию кремнекислородного компонента, содержание элементов примесей в структурных позициях решетки кварца остается неизменным. Выявляемые ЭПР-спектроскопией concentra-

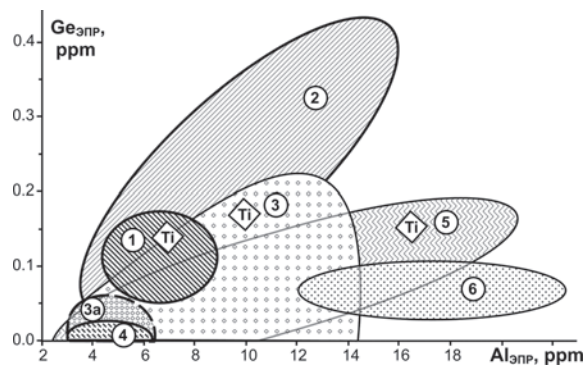


Рис. 5. Концентрационные поля структурных примесей Al и Ge в кварце различных объектов: 1 — Кузнечихинское месторождение; 2 — Приполярный Урал; 3 — палеороссыпь Ичетью (За — участок Сидоровский); 4 — золоторудный кварц, м-е Майское, Кольский п-ов; 5 — пегматиты, Кольский п-ов; 6 — стекольные пески РК

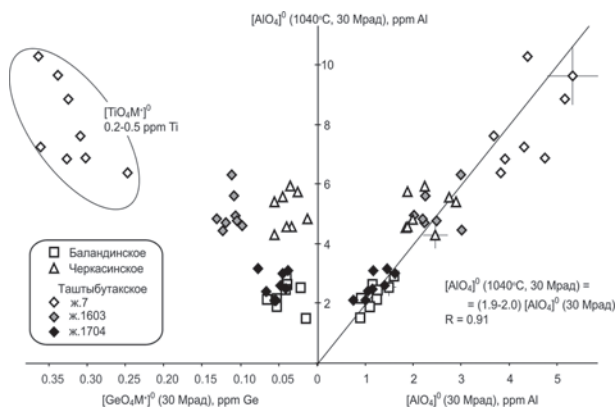


Рис. 6. Дифференциация жильного кварца Южноуральских месторождений по содержаниям парамагнитных Al-, Ge- и Ti-центров

ции структурных примесных центров могут служить мерой предела обогащения кварцевых концентратов и прогнозирования их финишного качества.

Литература

1. Борисов Л. А., Гришин Ю. М., Козлов Н. П., Кулагин А. Ю., Серых Н. М., Скрябин А. С. Плазмохимические методы в технологиях получения особо чистого кварца и поликристаллического кремния // Материалы Всероссийского совещания «Современные проблемы изучения и использования минерально-сырьевой базы кварцевого сырья — 2011». Миасс—Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 21—26.
2. Борисов Л. А., Серых Н. М., Федоров В. К. Ресурсный потенциал кварцевого сырья для плавки // Там же. С. 18—20.
3. Борисов Л. А., Лютоев В. П. Пределы обогащаемости кварцевых концентратов ОЧК некоторых месторождений России по данным ЭПР и ИСП // Минералогические перспективы: Мате-

риалы минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 307—309.

4. Кузнецов С. К., Бурцев И. Н., Лютоев В. П. Высококачественное кварцевое сырье Тимано-Североуральского региона // Горный журнал, 2013. № 9. С. 48—53.

5. Кузнецов С. К., Лютоев В. П., Шанина С. Н., Светова Е. Н., Сокерина Н. В. Особенности качества жильного кварца уральских месторождений // Известия Коми НЦ УрО РАН, 2011. № 4(8). С. 65—72.

6. Лютоев В. П. Пределы обогащаемости кварцевых концентратов ОЧК месторождений России по данным ЭПР. В кн. Научные основы синтеза минералов и новых материалов, разработка новых геотехнологий, геоматериаловедение, новые исследовательские средства и геоинформационные системы, нанотехнологические исследования / Отв. ред. А. М. Асхабов. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012. С. 119—126.

7. Лютоев В. П. Диагностика кварцевого сырья на основе ЭПР спектроскопии структурных примесей // Материалы Всероссийского совещания «Современные проблемы изучения и использования минерально-сырьевой базы кварцевого сырья — 2011». Миасс—Екатеринбург: УрО РАН, 2011, С. 110—119.

8. Лютоев В. П., Борисов Л. А. Определение содержания структурных примесей в концентратах ОЧК методом ЭПР (Южноуральские месторождения гранулированного кварца) // Минералогические перспективы: Материалы минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 334—336.

9. Лютоев В. П., Макеев А. Б. Структурные элементы-примеси в кварце песчаников Пижемской депрессии (Средний Тиман) // Литосфера, 2013, № 4. С. 110—120.

Минералогические признаки нового золото–редкометалльного оруденения в Ляпинском россыпном районе (Приполярный Урал, восточный склон)

Т. П. Майорова^{1,2}, С. К. Кузнецов¹, К. Г. Пархачева³

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар

³ЗАО «МИРЕКО», Сыктывкар

Ляпинский россыпной район расположен на восточном склоне Приполярного Урала и охватывает обширную территорию системы рек Манья и Щекурья. Нами рассматривается локальный участок этого района, включающий среднее течение р. Хобею и притоки р. Маньи — руч. Средний Яротагор и Жильный (левый приток руч. Яротагор), далее Яротагорская площадь. Основной структурой площади является Хобеизская антиклиналь, ядерная часть которой сложена глубоко метаморфизованными породами няртинской свиты нижнего рифея, а крылья — образованиями маньхобеинской, шокуринской и пуйвинской свит среднего рифея.

Яротагорская площадь находится в пределах золотоперспективной няртинской металлогенической зоны, в поле развития метаморфизованных пород няртинской свиты, для которой характерны проявления золото–сульфидно–кварцевой, золото–полиметаллической, мало–сульфидной золото–кварцевой типов минерализации. Бассейн р. Хобею относится к рифейской металлогенической зоне, сложенной отложениями среднерифейского возраста с проявлениями золото–кварцевой и золото–сульфидной минерализации. В рудопоявлениях преобладает сфалерит–пирит–галенитовая ассоциация, реже пирит–пирротиновая.

В промышленных россыпях Ляпинского района присутствует значительная доля золота повышенной крупности (> 2 мм) вплоть до самородков. Золото слабоокатанное, часто встречаются сростки золота с кварцем, оксидами железа и реже с другими минералами. При изучении золотосодержащих черных шлихов, отобранных при про-

мышленной отработке россыпей р. Хобею (среднее течение, напротив устья левого притока Тальбейшор) и руч. Жильный, а также из аллювиальных отложений руч. Средний Яротагор (Яротагорская площадь), в ассоциации с золотом и в сростках с ним установлены редкие и новые для района минералы.

В шлихах из россыпи р. Хобею наряду с золотом присутствует значительное количество галенита и пирита, немного сфалерита. Галенит представлен зернами с хорошо выраженными гранными формами и сколами по спайности размером до 1 мм. В сростках с галенитом иногда отмечается пирротин. В отдельных случаях в галените устанавливается примесь висмута (до 4.5 мас. %). Пирит образует кристаллы кубической формы, угловатые или изометричные выделения. Пирит, часто окисленный, постоянно отмечается в россыпях, напротив галенит и сфалерит встречаются редко, но они широко распространены в рудопоявлениях района. Необычным явлением для рассматриваемого участка является присутствие значительного количества касситерита (рис. 1, а) и вольфрамит (до 30 % электромагнитной фракции). В шлихе установлены новые редкие минералы — сульфотеллуриды и теллуриды висмута, самородное серебро (см. табл.). Козалит присутствует в виде хорошо ограненных кристаллов, не затронутых процессами механической обработки (рис. 1, б). На грани кристалла обнаружено включение (светлое пятнышко в верхней части), предположительно, биндхеймита? Отмечаются срастания золота с тетрадимитом (рис. 2, а, табл.). Тетрадимит — минерал серебристого цвета с металлическим блеском и совершен-

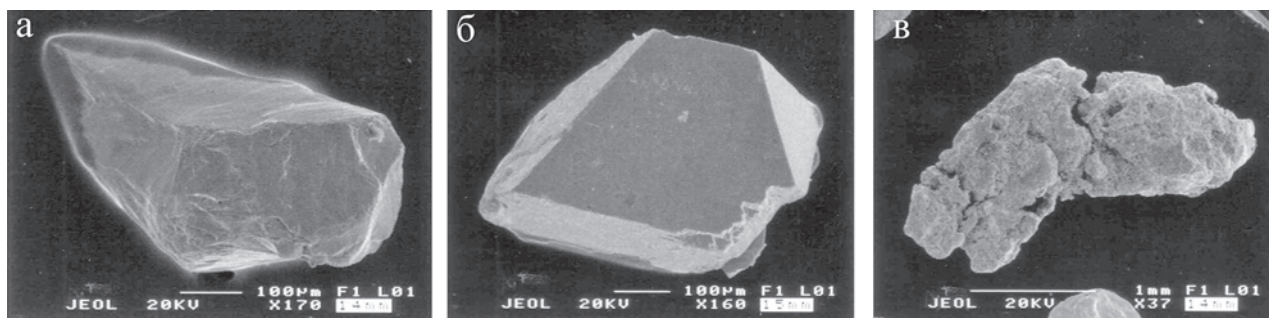


Рис. 1. Минералы тяжелой фракции из шлихов россыпи р. Хобею: а — касситерит, б — козалит, в — самородное серебро. РЭМ-изображения в упругоотраженных электронах

Индикаторные минералы золото-редкометалльного оруденения

Типичные		Редкие/включения
Золото сам. (Au, Ag)	Касситерит (SnO_2)	Цумоит (BiTe)
Висмут сам. (Bi)	Вольфрамит (FeWO_4)	Хедлиит (Bi_7Te_3)
Тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$)	Серебро сам. (Ag)	Биндхеймит? ($\text{Pb}_2\text{Sb}_2(\text{O}, \text{OH})$)
Козалит ($\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_3$)	Кобольтин (глаукодог) (Co, Fe)AsS	Иттроколумбит? (Y, U, Fe)(Nb, Ta)O ₄
Жозеит-В ($\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$)		

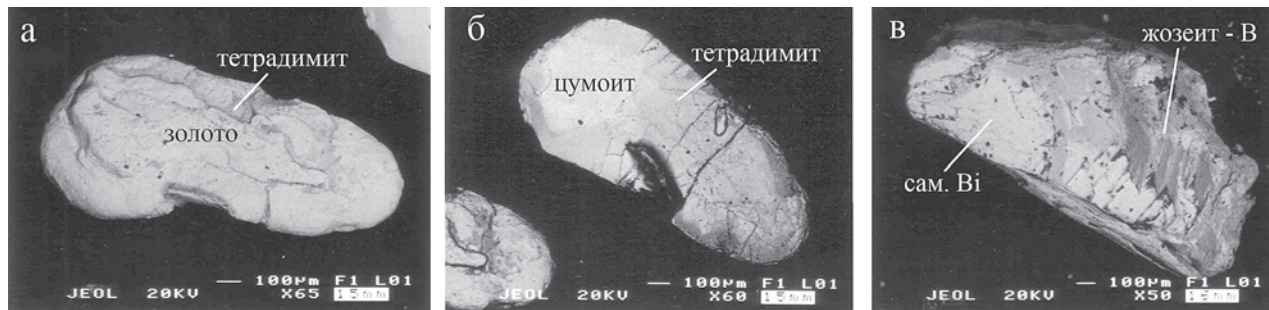


Рис. 2. Теллуриды висмута (а, б — р. Хобею, в — руч. Средний Яроташор). РЭМ-изображения в упругоотраженных (а) и вторичных электронах (б, в)

ной спайностью в одном направлении, твердость низкая. При микрозондовом изучении скола этого зерна в тетрадимите обнаружены участки по составу близкие к цумоиту (рис. 2б, табл.). Золото в сростке с тетрадимитом относительно низкопробное (700—800‰). Из примесей в нем установлено только Ag.

Серебро представлено уплощенными самородками размером от 0.5 до 1 см. Его диагностика заверена рентгеноструктурным и микрозондовым анализами. В нем установлены микровключения золота (2—5 мкм), фазы Bi-Te с переменным соотношением компонентов, соединения состава Bi_3TeS (?).

При микрозондовых исследованиях в зернах касситерита обнаружены единичные микровключения золота, самородного висмута и фаз состава Bi-Te-S с переменным соотношением элементов. В одной из золотинок выявлено включение (100 мкм) по химическому составу соответствующее иттроколумбиту-танталиту(?) с содержанием U 2.74 мас. % (см. табл.). Микровключения хедлиита (см. табл.) установлены в гранате и ильмените. Кроме того, золото отмечается в сростках с кварцем, ильменитом и гематитом.

По изученным шлихам золото россыпи р. Хобею имеет следующие особенности: 1) классы размерности: мелкое 0.25—0.5 мм (27 %), среднее 0.5—1.0 мм (53 %), крупное >1.0 мм (18 %), мелкие самородки; 2) окатанность слабая и средняя (95 %), неокатанное (5 %); 3) золотины преимущественно комковидной и пластинчатой форм, встречаются дендриты и кристаллы; 4) элементы-примеси — Ag с переменным содержанием от 0.14 до 32.58 мас. %; 5) пробность варьирует в широком интервале значений 674—998 ‰, наряду с высокопробным золотом (~ 70 ‰), присутствует умеренно- и низкопробное (~ 30 ‰).

На Яроташорской площади теллуриды висмута в ассоциации с золотом установлены в россыпях руч. Средний Яроташор и Жильный. В шлихе из аллювия руч. Средний Яроташор обнаружено гравийное зерно размером в диаметре около 8 мм — сросток кварца, золота, черного минерала с полуметаллическим блеском и хорошей спайностью и минерала бронзового цвета с металлическим блеском. При микрозондовом исследовании установлено, что минерал черного цвета по химическому составу соответствует жозеиту-В (без примесей), а минерал бронзового цвета является самородным висмутом (рис. 2, в; см. таблицу).

В россыпи руч. Жильный значительна доля слабоокатанного и неокатанного золота, часто встречаются сростки золота с кварцем, зеленой слюдой и гидроксидами железа. В том числе обнаружен сросток золота с жозеитом-В и самородным висмутом размером 0.7 см. По данным микрозондового анализа в жозеите-В установлены примеси (мас. %): V — 0.73, Cu — 0.59, Fe — 0.61. Из сульфидов преобладает галенит, в небольшом количестве присутствует пирит. Интересной находкой здесь оказалось присутствие повышенного содержания кобальтина (глаукодота) (см. табл.). Минерал встречается в виде кристаллов кубической, октаэдрической и кубооктаэдрической формы, черного цвета с металлическим блеском, на части зерен наблюдается синяя побежалость. По данным рентгенофлуоресцентного анализа в нем постоянно присутствует примесь Fe (2—3 мас. %).

Таким образом, первые находки в россыпях самородного висмута, сульфотеллуридов и теллуридов висмута в тесной ассоциации с золотом и кварцем в географически удаленных друг от друга пунктах и разных металлогенических зонах Ляпинского россыпного района являются

минералогическими предпосылками наличия на этой территории нового типа минерализации — золото-теллуридно-висмутовой (с Sn и W). По минеральному составу, геологическому положению и, вероятно, условиям формирования ближайшим аналогом выявленной золото-редкометалльной минерализации является золото-теллуридная минерализация Харбейского антиклинария на Полярном Урале, ассоциирующая с воль-

фрам-медно-молибденовой и полиметаллической [1].

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН № 12-П-5-1027.

Литература

1. *Литошко Д. Н.* Топоминералогия медно-молибденовой рудной формации Полярного Урала. Л.: Наука, 1988. 212 с.

Типоморфизм минералов переменного состава проявления Ичетью

А. Б. Макеев, Л. О. Магазина

ИГЕМ РАН, Москва

Конглобрекчиевый горизонт со сложной пятнисто-струйчато-линзовидной морфологией тел и не выдержанной мощностью от 0.2 до 1.5 м, получивший название проявление Ичетью, сложен светло-серыми кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, конглобрекчиями. Он залегает между двумя мощными кремнистыми толщами, являющимися в тоже время и крупными месторождениями, в основании Пижемских стекольных песчаников (D_2pz) и выше ильменит-лейкоксен-кварцевой титаноносной толщи Пижемского месторождения. В полиминеральном горизонте с помощью микрозондов (JXA-8200, JSM-5610LV) и других методов диагностированы почти 60 минеральных фаз и разновидностей: золото, латунь, алмаз, пирит, Се-Nd-монацит, Се-La-монацит, Се-Th-монацит, ксенотим, сульфато-фосфат тория, торианит, флоренсит, гоацит, ярозит, F-апатит, кальцит, Fe-колумбит, Fe-Mn-колумбит, Mn-колумбит, ильменорутил, рутил, брукин, анатаз, псевдорутил, Mn-ильменит, лейкоксен, хромит, Zn-хромит, алюмохромит, субферриалюмохромит, хромпикотит, Cr-Ti-магнетит, гематит, гетит, бадделиит, Hf-циркон, Y-циркон, малакон, кварц, кианит, ставролит, турмалин (дравит, шерл), оливин, диопсид, авгит, Ti-флогопит, каолинит, сфен, пироп-альмандин,grossуляр-спессартин-альмандин, grossуляр-альмандин-спессартин, grossуляр-альмандин, grossуляр-андрадит, альбит, андезин, эгирин, КПШ, роговая обманка. Кроме того, на алмазах проявления Ичетью в виде пленок на поверхности кристаллов установлено 27 видов металлических пленок [3] в их числе: Au_2Pd_3 , Ag, Cu, Cu_2Zn_3 , Cr-Fe, Fe-Cr-Ni, Fe-Ni, Ni, Ti, Ta, Bi, Sn, Sn-Pb, Cu_3Sn и др. Выход тяжелой фракции продуктивного пласта составляет 0.1—2.0 кг/м³. Неопределенными остаются возраст проявления и источник рудных минералов.

Гранаты. Наибольшее распространение имеют розовые хорошо ограненные ромбододекаэдры — гранаты grossуляр-альмандин-спессартины (размером 0.2—2.0 мм), они встречаются во всех шлиховых пробах конглобрекчий. Такие же гранаты распространены в метаморфических породах кристаллического позднепротерозойско-вендского фундамента — в сланцах различного состава. Характерной особенностью этих гранатов являются многочисленные мелкие сингенетичные включения кварца. Эти же типы гранатов имеют широкое распространение в алмазоносных породах Вишерского Урала на Полюдовом кряже. Установлено, что в тяжелой фракции проявления Ичетью присутствуют четыре разновидности гранатов (проанализировано 32 зерна). Наиболее распространены (66 % зерен) grossуляр-альмандин-спессартины, следующие по распространенности — альмандин-grossуляры (20 %), далее пироп-альмандины — (10 %), и одно зерно — grossуляр-андрадита (3 %). Для сравнения отметим, что гранаты в Умбинской кимберлитовой трубке преимущественно низко кноррингитовые пиропы. Из этого следует, что в тяжелой фракции проявления Ичетью отсутствуют гранаты (пиропы), ассоциирующие с алмазами в перидотитовой мантии. Изотопный состав углерода ичетьюских алмазов и минералы включений свидетельствуют о том, что среднетиманские алмазы имеют происхождение из эклогитовой мантии, поэтому пиропы с кноррингитом не могут быть генетическими спутниками ичетьюских алмазов. И напротив, альмандин-grossуляры и пироп-альмандины, встречающиеся в эклогитах и распространенные в среднетиманских лампрофирах, могут претендовать на роль генетических спутников алмаза. Получается, что только третья часть зерен гранатов проявления Ичетью может быть спутниками алмаза, и все они встречаются в лампрофирах.

Хромшпинелиды. В результате изучения состава 32 зерен хромшпинелида установлено, что в тяжелой фракции конглобрекции присутствуют шесть химических разновидностей: пятая часть зерен это высокохромистые хромиты — 6 (~20 %); алюмохромитов — 2; субферриалюмохромитов — 2; субферрисубалюмохромитов — 4; хромпикотитов — 17; хроммагнетит — 1. Большая часть зерен (~60 %) представляют высокоглиноземистые разновидности — хромпикотиты и алюмохромиты. Примерно 20 % это железистые метаморфические разновидности. Высокоглиноземистые и железистые метаморфические разновидности хромшпинелида встречаются в качестве акцессорных рудных минералов в лампрофирах. Наиболее интересные составы хромшпинелида встречаются почти в каждой пробе это высокохромистые хромиты, содержащие до 63—65 % Cr_2O_3 , эти хромшпинелиды — надежные индикаторы алмазоносности они встречаются в виде включений только в самих кристаллах алмаза. Встречено несколько уникальных зерен хромшпинелидов с высоким содержанием изоморфного цинка до 3.9 % ZnO в хромпикотите и до 9.09 % ZnO в двух зернах хромита. Интересно, что именно такой состав хромита с 9 % ZnO встречен нами в виде включения в алмазе в Архангельской кимберлитовой трубке. Ранее было показано, что цинковые разновидности хромшпинелидов в виде пленок и вторичных каемок встречаются как в проявлении Ичетью, так и виде акцессориев в лампрофирах Четласского Камня.

Типоморфизм и источники титановых и ниобиевых минералов проявления Ичетью детально рассмотрены нами ранее в работе [1]. Установлено, что они имеют сквозное распространение, схожий состав и генезис от нижних титаносных руд, через проявление Ичетью до среднедевонских стекольных песчаников.

Турмалин. Окатанные зерна турмалина светло-коричневого, зелено-коричневого и черного цвета встречаются во всех пробах, составляя до 2—5 % от веса тяжелого шлиха. Состав турмалина представлен магнезиально-железистым рядом от драгита до шерла, наибольшее распространение имеют разности из средней части этого ряда.

Монацит. По химическому составу выделены три разновидности монацита. *Лантан-цериевая* разновидность монацита представлена удлиненными моноклинными кристаллами и обломками кристаллов с однородным моноклинным внутренним строением, размер зерен 0.1—1.0 мм. Относительно хорошая сохранность кристаллов La-Ce-монацита свидетельствует о близком коренном источнике этого минерала. *Неодим-цериевая* разновидность монацита представлена окатанными пористыми линзовидными зернами со

следами их растворения и замещения. Высокая степень окатанности зерен Nd-Ce-монацита свидетельствует о большей дальности их переноса. Характерно замещение порового пространства зерен монацита кварцем и флоренситом. Изредка в изученных пробах встречаются зерна монацита с повышенным содержанием тория, в этом случае зерна обнаруживают зональность. Зональность в составе монацита хорошо видна на электронно-микроскопических изображениях в обратно рассеянных электронах — BSE, светлые зоны зональных зерен представлены *ториевой* разновидностью (Th-монацит). Произведены расчеты возраста монацита методом CHIME. Гистограмма распределения данных индивидуальных расчетов возраста ($n = 53$) показывает присутствие трех мод, что позволяет разделить общую выборку на три совокупности, и рассчитать положение их максимумов: ранняя — 955 ± 124 млн лет, средняя — 706 ± 76 млн лет, поздняя — 401 ± 88 млн лет [2].

Ксенотим. Ксенотим встречается в виде остроугольных обломков зерен, тонких пленок на кристаллах циркона и мелких включений в нем, а также сростков с кварцем и рутилом и включений в лейкоксене. Его содержание в тяжелой фракции шлиха — 0.1—0.5 %. Наиболее примечательной особенностью ксенотима является высокая изоморфная ёмкость на примеси тяжелых лантаноидов: Gd_2O_3 — 1.1—4.7; Dy_2O_3 — 3.9—9.1; Ho_2O_3 — 0.5—1.5; Er_2O_3 — 2.1—5.1; Yb_2O_3 — 1.4—7.0; Lu_2O_3 до 0.5 мас. %.

Циркон. Изучены морфологические особенности зерен циркона проявления Ичетью, внутреннее строение (зональность и секториальность), химический состав и цветная катодолюминесценция (установка на базе Camesa MS-46). Округлая «зрелая» окатанная форма зерен и обломков кристаллов циркона со срезанными эрозией зонами роста и частыми краевыми каемками наклепа свидетельствуют о дальнем переносе минерала. Катодолюминесценция более 100 зерен циркона позволила выявить три разности по типу свечения: цирконы с желтым свечением (1/4), цирконы с голубым свечением (3/4) и в составе последней группы цирконы (1/5) с пятнистым белым нерегулярным свечением. Активаторами катодолюминесценции являются тяжелые лантаноиды, а гасителями U и Th. По составу примесей все цирконы проявления Ичетью можно объединить в две совокупности: цирконы с очень высоким содержанием примесей (0.п—п мас. %), и цирконы с низким содержанием примесей (0.00п—0.0п мас. %). Часть выборки это цирконы с высоким содержанием «ксенотимовой» компоненты (6—15 %) в отдельных зонах роста. Редко встречаются малаконы (ямагучилиты) с еще более высоким содержанием 30—55 % «ксенотимовой» ком-

поненты, отличающиеся метамиктным строением, поликристаллической текстурой, нерегулярной пятнистой белой катодолюминесценцией. По сути дела это промежуточные по составу члены ряда циркон-ксенотим с гетеровалентной схемой изоморфизма. Наличие в составе этой циркониевой фазы уникально высокого содержания иттрия, диспрозия и других тяжелых лантаноидов, скандия, гафния выводит ее в разряд особо ценного редкометалльного минерального сырья.

Наиболее интересными из изученной выборки цирконов оказались зерна, обладающие ярко выраженной ростовой зональностью, при этом темные зоны (режим BSE) оказались обогащенными P_2O_5 , Y_2O_3 , Dy_2O_3 , Se_2O_3 , UO_2 , ThO_2 , TiO_2 , Nb_2O_5 , Al_2O_3 , FeO , CaO , а суммарное содержание этих компонентов находится в интервале от 6 до 15 %. Такое содержание примесей в цирконе наблюдается очень редко, и в этом отношении эта разновидность циркона уникальна. Содержание этих компонентов взаимно коррелируются, поэтому можно предположить, что на наноразмерном кластерном уровне эти примеси могут образовывать собственную минеральную фазу, которая располагается по определенным зонам роста и близка по составу к ксенотиму.

Судя по результатам исследований С. Г. Скублова и др. [2], которые обобщили свои (Кольский регион) и мировые данные по химическому составу и другим типоморфным особенностям эклогитовых цирконов, цирконы проявления Ичетью не являются производными эклогитовых пород. По изотопии углерода ичетьюских алмазов и парагенезису минералов-спутников (включений в алмазах) нами установлено, что алмазы Ичетью напротив являются производными эклогитовой мантии [3]. Минералогический анализ шлихов алмазоносных конглобрекций (Ичетью) выявил отрицательную корре-

ляцию между количеством циркона в шлихе (колебания от 10 до 60 %) и алмазоносностью этой породы. U-Pb-возраст малой выборки цирконов показал интервал значений 2247—1478 Ма (ранне-мезопротерозойский). Таким образом, циркон, находящийся в парастерезисе с алмазом в конглобрекциях Ичетью, не является его минералом-спутником. Источником циркона в тяжелом шлихе конглобрекций могут быть породы кристаллического фундамента, дренируемые флюидизитами.

Девяносто процентов от числа минеральных видов проявления Ичетью совпадают по типоморфным химическим особенностям с порообразующими и акцессорными минералами лампрофиров, все это позволяет предположить, что одним из возможных коренных источников этих минералов Ичетью могут быть магматические щелочно-основные породы лампрофиры, широко распространенные на Среднем Тимане.

Литература

1. *Макеев А. Б., Борисовский С. Е.* Типоморфизм и источники титановых и ниобиевых минералов проявления Ичетью, Средний Тиман // Изв. вузов. Геология и разведка, 2013. № 2. С. 30—37.
2. *Макеев А. Б., Вирюс А. А.* Монацит проявления Ичетью (состав, морфология, возраст) // Изв. вузов. Геология и разведка, 2013. № 3. С. 10—15.
3. *Макеев А. Б., Дудар В. А.* Минералогия — алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 336 с.
4. *Скублов С. Г., Березин А. В., Бережная Н. Г.* Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология, 2012. Т. 20. № 5. С. 470—494.

Агатовые секрции в базальтах Тимана и метаморфитах Полярного Урала: их генезис и условия образования

Б. А. Мальков¹, В. И. Ракин², В. П. Лютое², Н. В. Сокерина²

¹Коми госпединститут, Сыктывкар

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Агатовые секрции в верхнедевонских базальтах Северного и Среднего Тимана представляют собой халцедоновое выполнение газовых пузырей, образующихся в верхних миндалекаменных частях остывающих базальтовых покровов [9, 11, 12]. В этих пузырях и миндалинах происходило осаждение кремнезёма из истинных или коллоидных растворов, которые просачивались сквозь горячий базальт снизу по подводящим трубчатым и трещинным каналам [9]. Ритмичное осаждение кремнезёма и элементов-примесей в замкнутых пустотах приводило к формированию зональных агатов разной окраски с горизонтальной или облекающей слоистостью. Кристаллизация халцедона ритмично и многократно сменялась кристаллизацией кварца. Газовые пузыри в идеальном случае целиком заполнялись халцедоном, кварцином и кварцем. В редких случаях процесс завершался поздней кристаллизацией исландского шпата, который, срезая ритмичную слоистость и зональность агата, замещал халцедон [9, 11]. В некоторых секрциях их внутренняя часть остаётся «полой» и представляет собой жеоду с друзами крупных кристаллов дымчатого кварца, мориона или аметиста. Халцедон в агатовых секрциях может кристаллизоваться, согласно экспериментальным данным, из горячих водных растворов с температурой ниже 320 °С и при давлении порядка 100—150 атм [9]. При указанных Р–Т условиях остывающий флюид становится трёхфазным. Конденсированная жидкая водная фаза становится мощным растворителем кремнезёма из вмещающих пород. При плавном понижении Р–Т параметров в системе начинается полимеризация растворённого кремнезёма и его кристаллизация в виде мельчайших сферокристаллов халцедона. Если скорость роста волокнистого халцедона, согласно модельным расчётам, составляет примерно 0.01 мм/час, то агатовая секрция объёмом в 1 л может образоваться за 420 дней [9].

В халцедоновой части секрций под микроскопом наблюдаются только сгустки точечных включений тёмного цвета, неизвестной, возможно органической, природы, детальное изучение которых пока не проведено. Флюидные включения в халцедоне нами обнаружены не были. Зато присутствие многочисленных первичных газожидких включений в кристаллах дымчатого квар-

ца и мориона, выполняющих внутреннюю (купольную) часть агатовой секрции, имевшей форму каравая, позволило установить температуру кристаллизации кварца, нарастающего на халцедон в центре секрций. Температура гомогенизации этих включений составила 200—340 °С. Причём установлено, что максимальная температура гомогенизации характерна для заключительного этапа кристаллизации кварца и равна 230—400 °С, а иногда и выше. Для сравнения укажем, что кристаллизация мориона в хрусталеносных гнёздах гидротермальных месторождений Приполярного Урала происходила при близких температурах в диапазоне 80—330 °С и диапазоне давлений — 250 атм [1]. На месторождении Желанном серый и молочно-белый жильный кварц кристаллизовались в интервале 170—190 °С, а кварц полупрозрачный — уже при 210—230 °С [14]. Во внутренней части изученной нами агатовой, с дымчатым кварцем и морионом в её ядре, секрции из базальтов Северного Тимана кальцит отсутствовал, поэтому об условиях его кристаллизации судить преждевременно. Но хорошо известно, что кристаллизация исландского шпата в его мировых месторождениях происходит из средне- и низкотемпературных гидротермальных растворов в диапазоне 80—220 °С [13]. А его кристаллизация в агатовых секрциях и трещинах траппов Сибирской платформы происходила при температурах от 40 до 150 °С и, что следует подчеркнуть, значительно позднее кристаллизации самого халцедона [5]. Одним словом, ориентируясь на результаты гомогенизации газожидких включений в дымчатом кварце, морионе и исландском шпате из агатовых секрций в Тиманских базальтах и Сибирских траппах, приходим к выводу, что халцедон в них образовался при температурах около 150—200 °С.

Обычно предполагается поствулканическая природа минералообразующих растворов, связанных с остывающей базальтовой магмой. Излияния базальтов на Тимане в раннем фране повторялись многократно, чередуясь с периодами накопления маломощных пачек терригенных отложений [7]. В результате чего базальтовые покровы наслаивались друг на друга и обеспечивали длительное и периодическое проникновение в миндалины, по трещинам столбчатой отдельности, горячих растворов из подстилающих базальты водоносных осадочных пород [7, 12]. Слоис-

тость агатовых секретий в момент её седиментогенного образования в пузырях и миндалинах из пересыщенного кремнезёмом раствора бывает строго горизонтальной. В деформированных складчатостью покровах тиманских базальтов наблюдается наклонное положение этой слоистости. Из этого следует, что формирование агатовых секретий, как и вмещающих их базальтов, завершилось ещё в позднем девоне задолго до позднепалеозойских тектонических деформаций, создавших клавишную (блоковую) структуру Тимана [7]. Но агатовая минерализация, как известно, может возникать в пустотах весьма разнообразных вмещающих пород и не только вулканических. Например, декоративные агаты месторождения Ягодного на восточном склоне Полярного Урала выполняют трещины, поры и пустоты выщелачивания в тектонических брекчиях рифейских метаморфических пород на восточном краю Харбейского блока доуралид [6, 10]. Агатовая минерализация наблюдается в форме линзовидных или прожилковидных секретсионных тел размером от 0.5 до 20 см с пережимами и раздувами, а также в виде крустификационных корок, выросших на стенках трещин и угловатых пустот. Агатовая минерализация месторождения Ягодного моложе позднепалеозойских хрусталеносных кварцевых жил альпийского типа, широко распространённых на Приполярном Урале. Высказываются предположения о мезозойском [6] или кайнозойском [8] возрасте этой минерализации, поскольку и сегодня Урал, по заключению В. Н. Пучкова, переживает активную стадию нео-орогенеза [8]. Для решения дилеммы необходимы прямые определения изотопного возраста калиевых гидрослюд, присутствующих в секретиях наряду с другими минералами. Секретии характеризуются чёткой минеральной зональностью, когда их доломит-анкеритовая внешняя зона сменяется опал-халцедон-кварциновой, затем крупнокристаллической кварцевой. В центральной части многих секретий наблюдается небольшая реликтовая полость, иногда заполненная кальцитом [6]. В этом кальците были обнаружены только однофазные жидкие включения, позволившие сделать вывод о низкой, не более 100 °С, конечной температуре его кристаллизации и явно низкотемпературном характере растворов [10]. К сожалению, важная и ключевая температура образования крупнокристаллического кварца в секретиях месторождения Ягодного до сих пор не определена. И нам это только предстоит выполнить методами гомогенизации включений для объективной оценки Р–Т параметров завершающего этапа формирования халцедона. Спектроскопические особенности выделений халцедона в секретиях во многом определяются низкотемпературными па-

раметрами кристаллизации обогащённых кремнием флюидов, обуславливающими преимущественно гидроксильный тип стабилизации структурного состояния примесных ионов в решётке кремнезёма [6]. Это вселяет надежду, что спектроскопические данные в принципе могут быть полезными для реконструкции условий образования собственно агатовой минерализации, связанной с выполнением полостей различной природы в разнообразных типах пород. В самом халцедоне месторождения Ягодного спектроскопическими методами установлено также присутствие широкого спектра углеводородов, входящих, вероятно, в состав газовой-жидкой включений [6].

Особый генетический интерес представляют секретии декоративных агатов в каменноугольных известняках Московской синеклизы. Здесь отсутствует какая-либо связь агатовых секретий с вулканическими породами типа базальтов или с кварцевыми жилами.

Зато наблюдается их очевидная приуроченность к послойным горизонтам образования кремней в известняках нижнего и среднего карбона [2, 3]. В этих горизонтах присутствуют обильные, малые и большие (до 1 м), кремнёвые конкреции с пустотами выщелачивания и трещинами как в них самих, так и рядом с ними во вмещающих породах. В полостях выщелачивания этих кремней — силицитов, образовавшихся по известняку, встречаются очень эффектные корки почковидного, иногда напоминающего сосульки и сталактиты медово-жёлтого халцедона, кварцевые щётки и неповторимые по красоте и расцветке агаты [3]. В южном Подмосковье в окрестностях г. Голутвина в каменноугольных известняках в горизонте кремней встречаются серые с молочно-белыми слоями, реже голубовато-серые, медово-жёлтые и красновато-коричневые халцедоны, а также превосходные по рисунку и расцветке коричневатые и синевато-серые концентрически зональные полосчатые агаты в форме жеод до 20 см в поперечнике. В окрестностях села Старая Ситня, Московская область, в силицитах, образовавшихся по известнякам верхнего карбона, было найдено множество агатовых жеод с псевдосталактитами халцедона длиной до 15–20 см. Чаще всего эти халцедоновые «сталактиты» свешиваются вертикально, поодиночке или пучками, со свода агатовых жеод. Их природа недостаточно ясна и остаётся предметом дискуссий [3, 4].

Как правило, натечные агрегаты халцедона в секретиях могут возникать из экзогенных или эндогенных гидротермальных растворов, когда их температура не очень высока, до 100–150 °С. Правда, лишь после определения температур гомогенизации первичных включений в кристаллах

кварца, друзы которого выполняют внутренние полости агатовых секреций, можно достаточно уверенно определять тот или иной генетический тип образующих агаты растворов. Генезис агатовых секреций в толщах палеозойских осадочных карбонатных пород Русской платформы остаётся наиболее загадочным из-за неясности природы гидротермальных растворов, геологического времени и термодинамических параметров образования агатов в полостях выщелачивания внутри диагенетических кремней, сложенных халцедоном. А. А. Годовиков, не располагая конкретными данными по термометрии, предполагает сравнительно широкий диапазон температур (50—250 °С) образования агатов в известняках, содержащих кремни, и объясняет это вероятным проникновением в них каких-то ещё неустановленных фреатических вод [3]. Другие исследователи считают [4], что агаты в известняках Подмосковья являются низкотемпературными в отличие от «горячих» агатов в риолитах Приморья, базальтах Тимана и Сибирских траппах. Прояснить ситуацию в будущем можно методом гомогенизации газово-жидких включений в кварце, шётки и друзы которого выстилают внутренние полости жеод или обрастают снаружи поверхность халцедоновых «сталактитов». При этом следует иметь в виду, что любые подземные воды в литосфере при их эндогенном, фреатомагматическом или даже экзогенном импактном разогреве до высоких температур, по сути, становятся гидротермами, мобилизующими рудные и нерудные компоненты из вмещающих пород. И нам ещё только предстоит в ближайшем будущем установить точный возраст агатовой минерализации в карбонатных толщах палеозоя Московской синеклизы, её временную связь с платформенными тектоно-магматическими событиями и, наконец, оценить Р–Т параметры самого процесса гидротермальной кристаллизации агатов в полостях выщелачивания внутри кремней диагенетического типа.

Сегодня уже достаточно очевиден широкий диапазон условий образования халцедона в секрециях из минералообразующих сред, обладающих температурами от поверхностных 50—70 °С до сверхкритических (400—420 °С) и давлением от нескольких сотен атмосфер до атмосферного [3]. Это подтверждают Р–Т условия образования дымчатого кварца и мориона в агатовых секрециях на заключительных стадиях их формирования в пустотах и трещинах различных магматических, метаморфических и осадочных пород. Образование халцедона происходит из гидротермальных растворов разного типа, причём при довольно

больших, но различных, в каждом конкретном случае, температурах. Это хорошо согласуется с данными других исследователей [3, 4, 6, 9, 10] и приближает нас к объективной оценке Р–Т параметров кристаллизации самого халцедона в агатовых секрециях различного происхождения.

Литература

1. Буканов В. В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 1974. 212 с.
2. Вишняков С. Г. Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего и среднего карбона северо-западного крыла Подмосковского бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 4. С. 80—90.
3. Годовиков А. А., Рипинен О. И., Моторин С. Г. Агаты. М.: Недра, 1987. 368 с.
4. Кантор Б. З. Видом как деревце // Минералогический альманах, 2006, т. 10. С. 92—100.
5. Киевленко Е. Я. Исландский шпат в траппах Сибирской платформы // Труды ВНИИП. М., 1959. Т. III, вып. 1. С. 143—157.
6. Лютеев В. П. Структура и спектроскопия халцедона. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 116 с.
7. Мальков Б. А. Петрология дайковой серии щелочных габброидов Северного Тимана. Л.: Наука, 1972. 128 с.
8. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 2010. 280 с.
9. Ракин В. И. Механизмы формирования полосчатых полиминеральных текстур в агатах. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 40 с.
10. Сокерина Н. В. Жидкие включения в карбонатах как источник информации о происхождении и онтогении агатовых секреций // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 5-й научной конференции ИГ КНЦ УрО РАН. Сыктывкар, 1996. С. 80—89.
11. Фишман А. М. Самоцветы севера Урала и Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 2006. 176 с.
12. Чернов Г. А. Отдельности и секреции в базальтах Северного Тимана // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960. № 9. С. 88—102.
13. Нефедова И. В. Гидротермальное выращивание, морфология и свойства монокристаллов оптического кальцита: Автореф. дис. ... геол.-мин. наук. М., 2002. 16 с.
14. Sokerina N. V., Shanina S. N. Fluid inclusions in vein quartz of Zhelannoye deposit, the Subpolar Ural // Quartz. Silica: Proceedings of International Seminar, Syktyvkar: Geoprint, 2004. pp. 110—111.

Сравнительный анализ углеродного вещества карбонатитов Косьюского массива (Средний Тиман, Россия) с алмазосодержащими карбонатитами Чагатайского комплекса (Узбекистан) и о. Фуэртевентура (Канарский архипелаг, Испания)

А. Н. Мингалев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Конец прошлого века ознаменовался открытием нескольких нетрадиционных коренных проявлений алмазов, одним из которых являются карбонатиты. Алмазы были обнаружены в карбонатитах Чагатайского комплекса (Узбекистан) и о. Фуэртевентура (Канарский архипелаг, Испания) [1, 10, 6, 7]. Интерес к карбонатитам с этого времени начал стремительно возрастать. Хотя на сегодняшний день среди нетрадиционных источников еще не выделены промышленно важные объекты, они все же имеют, по крайней мере, фундаментальное значение. Сам факт возможности формирования и нахождения природных алмазов в породах нетрадиционного типа существенно расширяет наши знания о природе алмазообразования. В связи с этим всестороннее исследование углеродной минерализации, а также выявление механизмов формирования и фазового состояния самородного углерода в карбонатитах является актуальным.

На территории Тиманского региона имеется Косьюский карбонатитовый массив, ниже по течению которого в россыпях не однократно были обнаружены алмазы. При первом же исследовании карбонатитов был найден графит, среди частиц которого обнаружены псевдоморфозы по алмазу [8]. Вследствие этого началось более пристальное изучение выделений самородного углерода в косьюских карбонатитах с целью выявления типоморфных признаков, которые могли бы указывать на потенциальную алмазоносность данных пород [5, 4, 2].

В ходе детальных исследований карбонатитов Косьюского массива, Чагатайского комплекса (Узбекистан) и о. Фуэртевентура (Испания) был применен широкий спектр современных методов исследования для проведения комплексного анализа форм выделения самородного углерода. Следует отметить, что данные породы имеют большое различие в их образовании, геохимической специализации и вещественном составе. Кроме того, углеродное вещество (УВ) в исследуемых породах распространено неравномерно, находится в небольшом количестве и имеет микроскопические размеры выделений, а в отдельных случаях — порядка первых микрометров и менее [7, 8].

УВ в косьюских карбонатитах по данным КР-спектроскопии представлено аморфным (ал-

мазоподобным) и шунгитоподобным углеродом, а также нанокристаллическим графитом. Согласно выделенным стадиям формирования карбонатитов [9] установлено, что УВ косьюских карбонатитов приурочено преимущественно к постмагматическим стадиям — шунгитоподобный углерод и нанокристаллический графит. Для магматической стадии был обнаружен алмазоподобный углерод, который был диагностирован в единичных обособленных включениях размером около 1 мкм в анатазе, в ассоциации с рутилом и халькопиритом. При этом для всех стадий, в том числе для магматической, характерна достаточно низкая степень упорядочения углерода. Выявлено, что самородный углерод в косьюских карбонатитах метасоматической и гидротермальной стадий представлен различными формами графита, включая достаточно высокоупорядоченный (1-я структурная разновидность) и нанокристаллический графит (2-я структурная разновидность). Морфология графита характеризуется большим разнообразием, включая псевдоморфозы по алмазу. Гранулометрически выделяются две принципиально разные группы обособлений графита — относительно крупные единичные частицы с размерами до 1 мм и тонкодисперсный графит порядка 1 мкм и существенно менее 1 мкм, которые представлены 1-й и 2-й структурными разновидностями соответственно.

В Чагатайских карбонатитах была установлена ассоциация углеродных фаз, включающая алмаз, прозрачный аморфный (алмазоподобный) углерод, графит, непрозрачный черный аморфный углерод и углеродные нановолокна в агрегатах с высококристаллическим графитом [11]. Сравнительный анализ данных рамановской спектроскопии с другими известными слабо упорядоченными углеродными веществами показал, что чагатайский углерод существенно отличается от шунгита и стеклоглерода. Помимо этого было установлено, что формирование свободного углерода в карбонатитах Чагатайского комплекса происходило по кумдыкольскому типу за счет формирования из углеродсодержащего флюида [3], что согласуется с геологическими и геохимическими данными. Кроме того, анализ типоморфных особенностей алмаза Чагатайского комплекса и

Кумдыкольского месторождения (Казахстан) показал их существенное сходство.

УВ в карбонатах о. Фуэртевентура представлено графитоподобным веществом с высокой степенью кристалличности. Выделенные частицы графита имеют, как правило, размеры порядка 50 мкм и менее, характеризуются обычным графитовым блеском, мягкие при раздавливании. Графитовые частицы имеют разнообразный габитус и могут быть представлены хорошо выраженными пластинами, параллельно ориентированными и разориентированными агрегатами кристаллитов разной размерности. В этих породах также были обнаружены алмазы. Всего было выделено 3 сростка плоскогранных кристаллов октаэдрического габитуса размером 30—70 мкм, бесцветных и оптически изотропных [6].

Сравнительный анализ углеродного вещества из трех карбонатитовых комплексов показывает, что специфика углеродной минерализации Косьюского массива, Чагатайского комплекса и карбонатитов о. Фуэртевентура имеет свои сходства и различия.

Наиболее схожие черты структурно-фазового состава УВ проявляются у карбонатитов Косьюского массива и Чагатайского комплекса. Связано оно тем, что в этих карбонатах присутствует аморфный алмазоподобный углерод. Помимо этого имеются и различия, которые, по всей видимости, связаны со спецификой процессов дальнейших преобразований пород, что также фиксируется и изотопными данными [9]. С этим видимо, связано и присутствие сажеподобного УВ в карбонатах Косьюского массива, который в карбонатах Чагатайского комплекса не обнаружен.

Углеродное вещество карбонатитов о. Фуэртевентура отличается от выше описанных высокой степенью кристалличности. Это, скорее всего, обусловлено тем, что данные карбонаты являются магматическими, в которых УВ образуется при высоких РТ условиях.

Образование основной массы свободного углерода в Косьюских и Чагатайских карбонатах может быть связано с метасоматическими процессами в условиях аномальных стрессовых нагрузок по кумдыкольскому типу [3]. Полученные данные имеют важное значение для оценки перспективности Тиманской провинции на выявление коренного источника алмазов, связанного с карбонатами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы УрО РАН, проекты № 12-С-5-1035, № 12-У-5-1026.

Литература

1. Диваев Ф. К. Чагатайский комплекс карбонатитов — новый тип магматических пород Узбекистана // Узб. геол. журнал. 1996. № 6. С. 32—41.
2. Исаенко С. И., Шумилова Т. Г., Мингалев А. Н. Особенности спектров КР углеродного вещества из карбонатитов массива Косью (Средний Тиман, Россия) // Материалы II Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского. Санкт-Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ». CD-ROM. С. 55—58.
3. Лапин А. В., Диваев Ф. К., Костицин Ю. А. Петрохимическая типизация карбонатитоподобных пород Чагатайского комплекса Тянь-Шаня в связи с проблемой алмазоносности // Петрология. 2005. Т. 13. №5. С. 548—560.
4. Мингалев А. Н. Структурные особенности нанокристаллического графита косьюских карбонатитов (Средний Тиман, Россия) // Материалы 20-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 116—117.
5. Мингалев А. Н., Исаенко С. И., Шумилова Т. Г. Фазовое состояние углеродного вещества Косьюских карбонатитов на разных стадиях их формирования (Средний Тиман, Россия) // Материалы 22-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 128—130.
6. Шумилова Т. Г. Находка алмазов и графитоподобного вещества в карбонатах о. Фуэртевентура, Испания // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, № 10, 2005. С. 17—18.
7. Шумилова Т. Г. Карбонатиты острова Фуэртевентура (Канарский архипелаг, Испания) как особый тип алмазоносных пород // Проблемы геологии и минералогии / Под ред. А. М. Пыстина. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 248—261.
8. Шумилова Т. Г., Филиппов В. Н., Каблис Г. Н. Графит и его псевдоморфозы по алмазу в карбонатах Косьюского массива (Тиман) // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 137—138.
9. Шумилова Т. Г., Ковальчук Н. С., Мингалев А. Н., Диваев Ф. К. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов карбонатитов косьюского массива (Средний Тиман) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2012. № 4. С. 9—13.
10. Djuraev A. D., Divaev F. K. Melanocratic carbonatites — new type of diamond-bearing rocks, Uzbekistan / Mineral Deposits: Processes to Processing. Stanley et al. (eds.), Balkema, Rotterdam, 1999. V. 1. Pp. 639—642.
11. Shumilova T. G., Isaenko S. I., Divaev F. K., Akai J. Natural carbon nanofibers in graphite // Mineralogy and Petrology. 2012. № 104. Pp. 155—162.

Генетическая ИК-спектроскопия среднетиманских алмазов

В. А. Петровский¹, Е. А. Васильев², В. И. Силаев¹, А. В. Козлов², Ю. В. Нефедов²

¹Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, Сыктывкар

²Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург

Алмаз-золото-редкометалльное месторождение Ичетью было открыто в 1983—1984 г. (В. А. Дудар, Н. М. Пармузин). В настоящее время большинством специалистов оно рассматривается как среднедевонская прибрежно-морская (Э. С. Щербаков, А. М. Плякин) или аллювиально-дельтовая (В. А. Дудар) россыпь. Однако имеется и другая версия, согласно которой алмазность Ичетьюского месторождения обусловлена наличием ксенотуффитов уральского типа (А. Я. Рыбальченко).

Первые спектроскопические данные, сохраняющие свое значение до сих пор, были получены для тиманских алмазов Ю. А. Ключевым [1] и М. И. Самойловичем [2]. С 1997 г. систематические исследования начались в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН — изучались минералого-геохимические свойства (А. Б. Макеев), кристалломорфология с использованием аналитической гониометрии (В. И. Ракин), ЭПР, оптическая и люминесцентная спектроскопия (В. П. Лютов, С. И. Исаенко, Ю. В. Глухов). Самым большим пробелом в этих исследованиях до последнего времени было отсутствие надежных ИК-спектроскопических данных, без которых современные суждения о генетических свойствах алмазов невозможны.

Нами были исследованы 56 кристаллов из наиболее представительной для месторождения Ичетью коллекции, частично ранее изучавшейся А. Б. Макеевым, В. П. Лютовым, и В. И. Ракиным с соавторами [3]. Исследование проводилось на спектрометре Vertex 70 с ИК-микроскопом Hyperion1000 с разрешением 2 см^{-1} при усреднении от 32 до 500 сканов в диапазоне от 600 до 4000 см^{-1} . Спектры оптической плотности нормировались по собственному двухфононному поглощению. Валовая концентрация азота вычислялась с использованием программы визуального подбора по эталонным спектрам поглощения А, В1 и С (программист О. Е. Ковальчук) с применением известных коэффициентов пропорциональности [4, 5]. Относительные погрешности оценок концентраций дефектов А и В1, обусловленные колебаниями формы и толщины пластинок, качества поверхности, наличием в алмазах включений, достигали 10 %. Кроме того, определялись положение максимума и значения коэффициента поглощения в полосе дефектов В2, а также коэффициент ИК-поглощения на водородных дефектах системы 3107 см^{-1} .

Полученные результаты можно резюмировать следующим образом.

В полученных ИК-спектрах проявились оптически активные азотные центры А, В1, В2 и центр 3107 см^{-1} , приписываемый связям С—Н (рис. 1). Безазотные кристаллы в исследованной

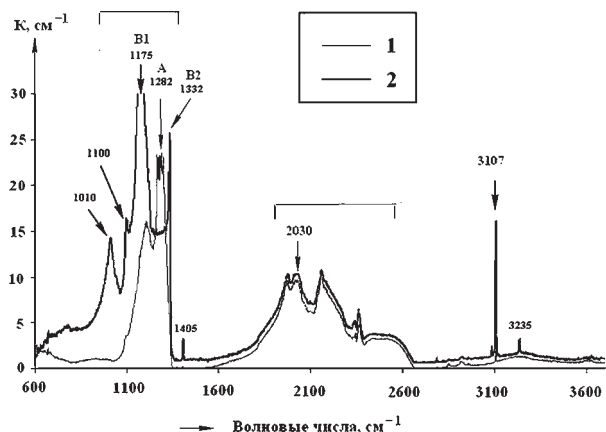


Рис. 1. Спектры ИК-поглощения в ичетьюских алмазах с минимальной (1) и максимальной (2) степенью агрегации азота. Стрелками показаны полосы, отвечающие разным системами оптически активных центров

коллекции не обнаружили. Зарегистрированная валовая концентрация структурного азота варьировала в диапазоне от 94 до 2500 ppm , характеризуясь статистическим максимумом $796 \pm 453\text{ ppm}$. Доля азота в форме дефектов В1 (степень агрегации) колебалась от 0 до 100 %, что обычно рассценивается как признак большого разброса алмазов как по температуре, так и по времени мантийного отжига. Установлено, что проявление центров системы В2 коррелируется со степенью агрегации азота. В ИК-спектрах, полученных от кристаллов с низкой долей центров В1, полоса поглощения на центрах В2 отличается резкой асимметричностью, а ее максимум смещается до $1370\text{—}1372\text{ см}^{-1}$. В ИК-спектрах, полученных от кристаллов с высокой степенью агрегации азота, полоса поглощения на планарных центрах усиливается, достигая 32 см^{-1} , но может быть и полностью деградирована. В целом для большинства исследованных тиманских кристаллов установлена близкая к максимальной степень сопряжения систем В1 и В2.

Подавляющее большинство изученных алмазов характеризуется низким коэффициентом поглощения в полосе центров 3107 см^{-1} , среднее значение которого составляет 0.8 см^{-1} . Однако в двух образцах, отличающихся очень высокой сте-

пенью агрегации азотных дефектов в 80—100 %, значения коэффициента поглощения на водородных центрах оказались аномально большими — 17 и 56 см⁻¹. Этот факт прямо свидетельствует о гетерогенности изученной коллекции как по условиям кристаллизации, так и по истории посткристаллизационного мантийного отжига.

На азотной диаграмме У. Р. Тейлора [6] точки исследованных алмазов образовали довольно широкое субгоризонтальное поле, перекрывающее области низко-, средне- и высокоазотных алмазов и накладывающиеся на изотермы отжига в диапазоне от 1050 до 1250 °С. Это подтверждает сделанное выше предположение о значительной гетерогенности тиманских алмазов. Однако в варианте статистического максимума исследованные алмазы могут быть довольно четко определены как алмазы средне-высокоазотные, умеренно высокотемпературные по мантийному отжигу. Сопоставление полученных данных с данными по уральским алмазам [7] и с некоторыми экспертными оценками [8] показывает, что тиманские алмазы по состоянию азотной структурной примеси вполне сопоставимы с алмазами из Усвинской речной россыпи, но существенно отличаются от алмазов из коренных алмазных месторождений, как кимберлитовых, так и Рассольнинского туффизитового. Последние вообще довольно аномальны, харак-

теризуясь статистически наиболее высокой валовой концентрацией азота и наиболее высокой температурой мантийного отжига. Обращает также на себя внимание, что алмазы из Ичетьюского месторождения и Усвинской россыпи отличаются более широким разбросом по степени агрегации азотных дефектов, что считается одним из специфичных признаков россыпных алмазов. Судя по этому признаку, Ичетьюское месторождение скорее может быть отнесено к россыпным, а не к коренным алмазоносным объектам.

Авторы выражают признательность руководителям ЗАО «Миреко» И. В. Деревянко и В. М. Макову за помощь в организации исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований РАН №12-У-5-1026 и №12-У-5-1023.

Литература

1. Клюев Ю. А., Дуденков Ю. А., Непша В. И. и др. Некоторые особенности алмазов Северного Тимана // Доклады АН СССР. 1974. Т.218. №6. С. 1424—1426.
2. Белименко Л. Д., Петровский В. А., Самойлович М. И. Типоморфизм алмазов Северного Тимана // Материалы Всероссийской конференции «Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов». Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 143.
3. Макеев А. Б., Дудар В. А., Лютое В. П. и др. Алмазы Среднего Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 1999. 80 с.
4. Boyd S.R., Kiflavi I., Woods G. S. The relationship between infrared absorption and the A defect concentration in diamond // Phil. Mag. B, 1994. Vol. 69. P. 1149—1153.
5. Boyd S. R., Kiflavi I., Woods G. S. Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond // Phil. Mag. B, 1995. Vol. 72. P. 351—361.
6. Taylor W. R. Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australian diamonds: time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds // Amer. Mineral, 1990. V. 75. P. 1290—1310.
7. Лютое В. П., Васильев Е. А., Силаев В. И., Лукьянова Л. И., Чайковский И. И. Сравнительное ИК-спектроскопическое исследование уральских туффизитовых и россыпных алмазов // Модели образования алмаза и его коренных источников. Перспективы алмазоносности Украинского щита и сопредельных территорий: Материалы Международной конференции. Киев: Издательство «ТОВ «ЦПКМПРИНТ», 2012. С. 123—125.
8. Kaminsky F. V., Khachatryan G. K. Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond as revealed by infrared absorption data // Can. Miner., 2001. V. 39. P. 1733—1745.

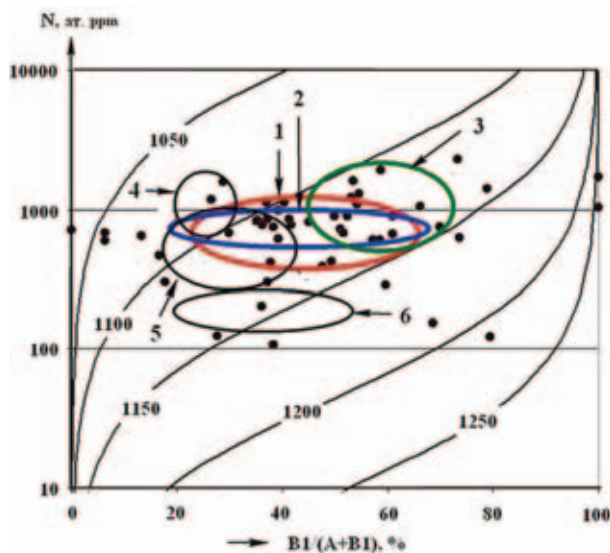


Рис. 2. Распределение на азотной диаграмме Тейлора данных изучения ИК-спектроскопических свойств алмазов из Ичетьюского месторождения (точки). Поля, оконтуренные линиями, — статистические максимумы значений (среднее $\pm$ среднее квадратическое отклонение) для алмазов из месторождения Ичетью (1), Усвинской речной россыпи (2) и Рассольнинского туффизитового месторождения (3). Кроме того, показаны экспертные поля значений для кимберлитовых алмазов Архангельской (4), Якутской (5) и Южно-Африканской (6) провинций по [8]. 1050—1250 — изотермы в °С, рассчитанные для случая мантийного отжига в течение 3 млрд лет

Определение индекса кристалличности кварцитов α -кварца антоновской группы месторождений методом рентгеновской дифракции

О. С. Разва¹, М. В. Коровкин¹, Л. Г. Ананьева¹, Т. С. Небера²

¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет

²Национальный исследовательский Томский государственный университет

okean-ya@sibmail.com, mvk@tpu.ru

В связи с перспективным использованием в промышленности недефицитных кварцевых пород — кварцитов и кварцевого песка, которые могут служить источником дешевого, но высокочистого кварцевого сырья, обращено внимание на кварциты Антоновской группы месторождений (Западная Сибирь, Россия) [1]. Кварциты относятся к осадочно-метаморфическим генезису и являются продуктом литификации в условиях раннего метатекстурного кварцево-гидрослюдисто-серпентиновой фации. В результате метаморфизма кремнистой биогенной толщи происходила кристаллизация аморфного кремнезёма и появление кристаллической фазы кварца [2]. При данных условиях формирования микрокварцитов происходило самоочищение кварцевых микрогранул (явление автолизии при кристаллизации), хорошо известное при синтезе минералов. Нами сделано предположение, что оценку степени преобразования кремнистой толщи и выявление наиболее чистых разновидностей кварцитов возможно провести путём определения индекса кристалличности K_i по рентгеновским дифрактограммам [3], который впервые был предложен в работе *Murata & Norman* [4].

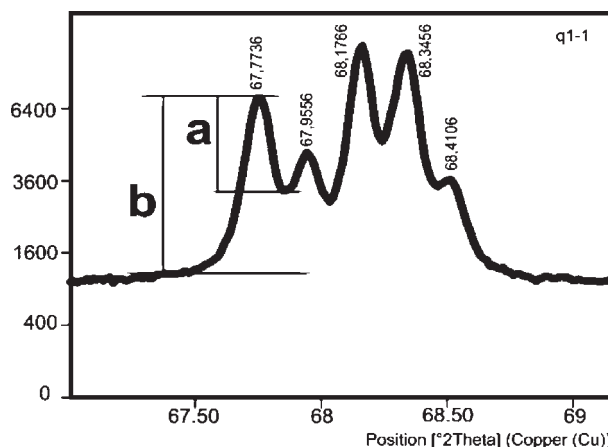
Из проб кварцитов, отобранных из различных рудных тел по карьеру месторождения «Сопка-248», приготовлены тонкорастёртые образцы, затем спрессованные в «таблетку». Измерения проводились на дифрактометре X^oPert PRO. Рентгенограммы снимались с шагом около 0.02 в интервале 5—70 град. 2 θ с вращением 30 об./мин и выдержкой 0.1 сек в точке.

Для расчёта «индекса кристалличности» использовали интенсивность пика при $2\theta = 67.77^\circ$ в квинтиплетном пике в области 67° — 69° . Кристаллическая фаза α -кварца определяется наличием двойного пика поглощения при $2\theta = 67.77^\circ$ в квинтиплетном пике в области 67° — 69° . С изменением степени кристалличности вид данного дуплета меняться. По мнению *Murata & Norman* именно этот пик можно использовать для получения оценки кристалличности кварца, отражающая степень его изменения.

Значения интенсивности пика при $2\theta = 67.77^\circ$ использовались в предложенной *Murata & Norman* формуле:

$$K_{ci} = 10Fa/b,$$

где F — коэффициент масштабирования, принятый нами за 1; a/b — отношение величины слабого пика к его коротковолновому плечу (см. рисунок).



Квинтиплетный пик в области 67° ... 69° на рентгеновской дифрактограмме, используемый для расчёта индекса кристалличности кварцитов по методу *Murata & Norman*

На рентгеновских дифрактограммах, изучаемых нами кварцитов, при значении интенсивности пика при $2\theta = 67.77^\circ$ наблюдается интенсивный двойной пик (дублет). Интенсивность пиков весьма чувствительна к ориентации зерен в кварцитах. Например, у кварцитов полностью состоящих из микрозерен с плотной упаковкой, изначально химически чистые под влиянием гипергенных процессов ухудшают свои качественные характеристики, квинтиплетный пик в области 67° — 69° наиболее выражен, чем в образцах белых кварцитов, которые в меньшей степени затронуты гипергенными процессами.

Мелкокристаллические кварциты месторождения «Сопка-248», характеризуются расчётными значениями индекса кристалличности 2.88. С глубиной, а также от центральных участков рудного тела к периферии кварциты изменяют свой химический состав и цвет; степень кристалличности их повышается до значений 5.38—6.67. Расчётные значения индекса кристалличности в пределах 4.65—6.7 соответствуют кварцитам месторождения «Белокаменка», которые характеризуются достаточно высокой чистотой. Возможно, что повышение степени кристалличности кварцитов Антоновской группы месторождений связано с на-

**Расчётные значения индекса кристалличности кварцитов Антоновской группы месторождений
(«Сопка-248», «Белокаменка»)**

Номер п/п	Описание	Инд. кр.
1	Кварцит белый («Сопка-248»)	2.88
2	Кварцит серый с примазками окислов железа («Сопка-248»)	5.38
3	Кварцит серый с примазками окислов железа («Сопка-248»)	5.98
4	Кварцит белый («Сопка-248»)	6.56
5	Кварцит белый («Сопка-248»)	6.67
6	Кварцит серого цвета с примазками Mn («Сопка-248»)	6.781
7	Кварцит серый по периферии («Белокаменка»)	4.65
8	Кварцит серый («Белокаменка»)	4.92
9	Кварцит серый с примазками окислов железа («Белокаменка»)	5.32
10	Кварцит черный («Белокаменка»)	5.59
11	Кварцит белый («Белокаменка»)	6.71

ложенными процессами метаморфизма, в результате которого происходит образование кристаллической фазы α -кварца. В локальных участках, особенно в зонах повышенного дробления, изначально химически чистые кварциты под влиянием гипергенных процессов ухудшают свои качественные характеристики и степень их кристалличности повышается в отдельных местах до 6.7.

Рентгеноструктурный анализ показал, что кварциты Антоновской группы месторождений имеют достаточно высокую степень чистоты и потенциально пригодны для промышленного использования в высоких технологиях (см. таблицу). А выявленные особенности дают возможность спроецировать полученные результаты на другие участки (районы) с целью прогноза и поисков химически чистого кварцевого сырья, обоснованно определить поисковые критерии.

Следует отметить, что рассчитанные по предлагаемой методике значения индекса кристалличности кварцитов являются весьма относительными и могут использоваться для сравнительного анализа в пределах одного месторождения.

Установить связь между размерами кварцевых микрозёрен и индексом кристалличности в данной работе пока не удалось.

Литература

1. Захаров В. Б. Геологическое строение Антоновской группы месторождений кварцитов // Горный журнал. 2000. № 7. С. 7—9.
2. Ананьева Л. Г., Коровкин М. В. Минерало-геохимическое изучение кварцитов Антоновской группы месторождений // Известия Томского политехнического университета. 2003. Т. 306. № 3. С. 50—55.
3. Krovkin M. V., Ananjeva L. G., Nebera T. S., Razva O. S. Crystallinity Index Identification of Quartzites by X-ray Diffraction Method // Crystallogenes and Mineralogy : Abstracts of the III International Conference, Novosibirsk, 27 September—1 October 2013. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2013. P. 176—177.
4. Murata K. J., Norman II M. B. An index of crystallinity for quartz // American Journal of Science. 1976. V. 276. P. 1120—1130.

Сравнительный анализ морфологии алмазов коренных и россыпных месторождений

В. И. Ракин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

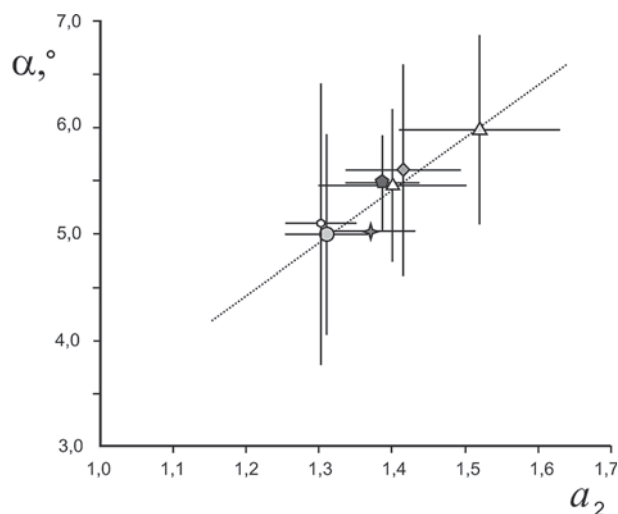
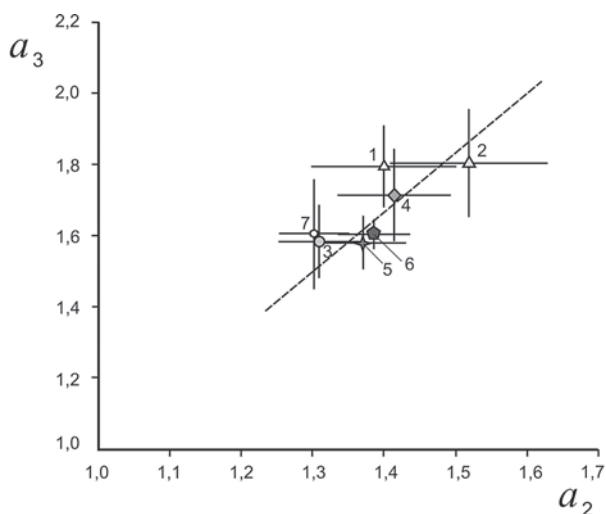
Изучение морфологии алмазов различных месторождений мира проведено нами [1] на основе инструментальных измерений кристаллографического полярного комплекса нормалей к поверхности кристалла с помощью параболического гониометра и визуально-морфологического описания (таблица). Анализ морфологии выполнен в макроскопическом масштабе — размер наблюдаемых объектов на поверхности алмаза составляет более 30 мкм по наименьшей стороне.

1. Форма растворения. Доля алмазов, сохранивших первичную поверхность растворения (эллипсоид) невелика (за исключением коллекции Урал-1). У алмазов из коренных кимберлитовых трубок Интернациональная и Удачная не обнаружены поверхности растворения. По алмазам семи коллекций, сохранивших первичную поверхность растворения, проведены расчеты параметров усредненного эллипсоида (рисунок).

Чем дальше относительные параметры эллипсоида a_2 и a_3 отклоняются от значения 1, тем большее влияние структура алмаза оказывает на его форму. Одновременно при увеличении степени воздействия диффузионного поля растет угол поворота α , приближаясь к максимальному значению около 7° , что согласуется с известными наблюдениями угла при гранном шве на алмазе [2,3]. Важно отметить, что степень влияния структуры кристалла на кинетику топохимических реакций растет одновременно с ростом влияния диффузионного поля — они находятся в тесной связи из-

за соблюдения баланса потоков вещества. Корреляция между параметрами a_2 и a_3 отмечается для всех коллекций алмазов. Степень неравновесности процесса растворения алмаза связана с отклонением параметров обобщенного эллипсоида от нижних предельных значений. Полученные нами стандартные отклонения достаточно велики и поля форм практически перекрываются, что говорит о близости термодинамических условий растворения алмазов в низах литосферы во всех изученных провинциях. Определяющим фактором является небольшая степень отклонения от равновесия глубинной высокобарической системы, находящейся в режиме формирования очага подвижной среды выносящей алмазы на дневную поверхность. Химический и минеральный состав пород и РТ-параметры среды в данных обстоятельствах для квазиравновесных условий растворения не играют существенного значения. Темпы созревания подвижной фазы (магмы), вероятно, определяются схожими для литосферы Земли физико-химическими, тектоническими и геологическими закономерностями. Тем не менее, бразильские и тиманские россыпные алмазы демонстрируют наиболее медленный процесс растворения.

Додекаэдронидный облик многих алмазов из кимберлитовых трубок Интернациональная и Удачная (Якутия) косвенно указывает на прошедшее растворение алмазов, но отсутствие истинных форм растворения обусловлено вторичными про-



Диаграммы форм растворения алмазов: 1 — из коллекций Урал-1, 2 — Урал-2; 3 — из бассейна р. Макаубас; 4—7 — россыпей: 4 — р. Холмолоох, 5 — р. Эбелях, 6 — р. Булкур, 7 — р. Ичетью. Пунктирными линиями показаны тренды параметров формы

Полярные и физиографические показатели алмазов, (%)

Коллекции	Урал-1	Урал-2	р. Макаубас	руч. Холмоловох	р. Эбелях	р. Булкур	рос. Ичетью	тр. Интернациональная	тр. Удачная-1	тр. Удачная-2
Количество кристаллов	23	280	189	83	16	58	50	26	29	39
Эллипсоид растворения	43	10	7	12	19	7	12	0	0	0
Ударный износ (УИ)	74(13)	76(6)	70(8)	55(1)	69(13)	69(7)	83(4)	77(4)	72(21)	64(13)
Пластическое течение (ПТ)	57(4)	69(8)	53(9)	59(12)	63(19)	76(10)	83(17)	50(0)	34(0)	26(0)
УИ+ПТ	87(39)	88(58)	80(58)	81(42)	81(50)	93(52)	96(70)	77(50)	76(31)	64(26)
Кинетическое травление (КТ)	48(17)	55(15)	42(6)	25(2)	25(6)	22(0)	51(21)	46(4)	69(17)	64(13)
Диффузионное травление (ДТ)	43(0)	38(5)	73(11)	69(12)	75(19)	74(5)	89(23)	100(50)	90(48)	72(15)
КТ+ДТ	65(26)	72(21)	84(31)	76(18)	75(25)	83(14)	96(45)	100(46)	97(62)	87(49)
Двойники	22	4	8	1	0	9	10	0	3	26
Шагреновый рельеф	35	60	49	47	75	74	62	85	24	44
Штриховка	57	72	47	24	56	52	68	96	100	64
Регенерация	22	8	17	6	31	2	8	15	14	38
Сколы	70	60	25	—	—	—	36	—	—	—
Индукционные грани	22	20	2	—	—	—	0	—	—	—

Прочерк — отсутствие данных. Выражения в скобках, означают долю (в процентах) появления максимальной степени признака измеряемого по троичной системе оценки.

цессами механического износа и травления. Кроме того, возможно алмазы, сохранившие формы эллипсоида растворения, не попали в изученные коллекции трубчатых алмазов. По нашим расчетам доля кристаллов, сохранивших форму растворения, среди всех алмазов додекаэдридного облика в кимберлитовых трубках Интернациональная и Удачная может составить не более 1 %.

2. Формы механической деградации алмаза.

К формам механической деградации алмаза отнесены нами пластические течения структуры и хаотический механический износ. Причем, пластические течения алмаза происходят одновременно с первичным процессом растворения при формировании облика алмаза уральского типа или сразу после него в ходе движения пород литосферы.

Хаотический ударный износ алмаза начинается в условиях, когда газовая компонента при разложении карбонатитовой магмы в ходе выноса вещества преобладает над жидкой. Измерения показали, что основной износ изученных нами алмазов связан с процессом выноса их на дневную поверхность в транспортёре. Процесс формирования речных и делювиальных россыпей практически не оставляет следов на поверхности алмазов изученной гранулометрической размерности (0.01—0.50 карат).

В целом кристаллы всех коллекций характеризуются высокими индексами механической

деградации поверхности. При этом россыпные кристаллы превышают показатель 80 %, а коренные — меньше. Главное отличие касается пластического течения структуры алмаза. Наименьшие показатели у коренных алмазов, а среди них — у алмазов трубки Удачная. Максимальная степень пластического течения структуры на алмазах якутских кимберлитовых трубок не отмечалась ни разу.

Замечена асимметрия: алмазы из коллекций Урала, Тимана и Бразилии более изношены, а якутские россыпные алмазы чаще испытали максимальные пластические течения структуры на стадии растворения.

3. Формы травления. Формы травления подразделяются также на два крайних вида: травление в диффузионном и кинетическом режимах. По признаку травления коренные алмазы выделяются высокой частотой встречаемости, причем диффузионный режим травления встречается в подавляющем большинстве случаев, а кинетический заметно реже. Максимальная степень диффузионного травления также чаще встречается на трубчатых кристаллах.

Показатель кинетического травления реже обнаруживается на россыпных алмазах Якутии. Россыпи Урала, Тимана и Бразилии приближаются по признаку кинетического травления к коренным алмазам Якутии. Диффузионный режим травления на россыпных алмазах Якутии и Бра-

зилии встречается одинаково часто, а алмазы Урала заметно реже несут признаки диффузионного травления.

Учитывая, что травление алмазов, вероятнее всего, происходит в толще земной коры в поле стабильности структуры графита и каждый раз в своей особой геологической обстановке, то разброс баланса между диффузионным и кинетическим травлением по коллекциям из кимберлитовых трубок вполне закономерен. По относительным показателям травления уральские россыпи отличаются наиболее значительно.

4. Физиографические признаки морфологии кристаллов. Комплекс физиографических признаков, выделенных нами, насчитывает шесть показателей, из которых наличие двойников, сколов и индукционных поверхностей устанавливается достаточно надежно. Три других признака — шагреньевый рельеф, штриховка и регенерация — несут высокую степень субъективности. Некоторые физиографические признаки тесно коррелируют с полярными. Например, штриховка на алмазах осо-

бенно вблизи выхода осей третьего порядка часто связана с пластическими течениями структуры алмаза уральского типа. Шагреньевый рельеф часто связан с процессами травления механически изношенной поверхности алмаза. Явления регенерации, диагностированные по мелким пирамидам характерного облика, на криволинейных поверхностях алмаза могут в результате травления трансформироваться в шагреньевый рельеф.

Работа выполнена при финансовой поддержке программ фундаментальных исследований РАН № 12-У-5-1026, научной школы НШ-4795.2014.5.

Литература

1. Ракин В. И. Морфология алмазов уральского типа. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 396 с.
2. Кухаренко А. А. Алмазы Урала. М.: Госгеолиздат. 1955. 510 с.
3. Шафрановский И. И. Кристаллография округлых алмазов. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1948. 132 с.

Диссимметризация формы октаэдрических алмазов

В. И. Ракин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Форма поверхности реального плоскогранного кристалла определяется не только симметрией кристаллической структуры. На нем всегда присутствуют признаки различия скоростей нормального роста структурно-эквивалентных граней, поскольку в кристаллообразующей системе действует множество диссимметризирующих факторов.

Реальной кристаллографической простой формой можно считать кристалл-полиэдр, ограниченный гранями идеальной кристаллографической простой формы, находящимися от кристаллического зародыша на расстояниях определенными процессом роста. В работе [1] перечислены все 33 теоретические комбинаторно-геометрические разновидности полиэдров замкнутой простой формы $\{111\}$ (октаэдра) в группе симметрии $m\bar{3}m$. Однако, принимая во внимание независимость скорости роста граней на реальных кристаллах, разнообразие реальных разновидностей октаэдра на кристаллах минералов в природе исчерпывается только простыми полиэдрами с вершинами третьего порядка и составляет 14 типов [2]. Для каждого типа с учетом формы граней и их взаимного расположения можно записать группу симметрии, являющуюся подгруппой $m\bar{3}m$ [1, 2].

Установление частот встречаемости различных типов октаэдров является задачей, скрывающей две проблемы: первая связана со статистическим законом, которому подчиняется распределение центральных расстояний, а вторая — с взаимовлиянием граней в пределах замкнутой формы кристалла. Центральные расстояния до граней одной реальной простой формы кристалла определяются механизмом роста кристалла, но зависят от воздействия факторов роста, поэтому подчиняются определенному закону распределения. Послойное нарастание кристаллического вещества формирует пирамиду роста грани, высота которой является искомым центральным расстоянием и представляет интегральную функцию от скорости роста грани — сумму элементарных приращений вещества. Согласно центральной предельной теореме теории вероятностей Ляпунова [3] распределение суммы независимых случайных величин, дисперсии которых и математические ожидания конечны, а распределения произвольны, стремится к нормальному закону с ростом числа слагаемых. Поэтому при длительном росте кристалла закон распределения центральных расстояний до граней одной простой формы можно считать нормальным, независимо от того, какому статистическому закону подчиняются элементарные приращения.

Вторая проблема взаимовлияния граней на форму кристалла при вычислении вероятностей для 14 типов октаэдров алмаза разрешается достаточно просто путем моделирования формы кристалла со случайными значениями центральных расстояний в рамках априорно принятой гипотезы о законе распределения. Метод моделирования (Монте-Карло) в данном случае представляет собой численный аналог процесса роста кристаллов. Коэффициент вариации центральных расстояний (k_h), при котором реализуется полученное распределение кристаллов по возможным кристаллографическим формам, связан с мерой отклонения кристаллообразующей системы от равновесия — чем он меньше, тем ближе система к равновесию.

В результате анализа формы более 400 «выращенных» кристаллов в каждой серии опытов установлено, что при малых коэффициентах вариации центральных расстояний, когда теорема Ляпунова может быть применима [3] встречается только пять восьмигранных типов октаэдров (см. таблицу). Эмпирическая вероятность обнаружения любого из остальных 9 типов октаэдров при этом не превышает 0.2 %. Условия проведенного нами моделирования эквивалентны росту кристаллов в изотропной среде, характеризуемой предельной группой симметрии ∞m . Все 14 возможных типов встречаются при высоких дисперсиях центральных расстояний и при больших отклонениях от термодинамического равновесия. Но для установления частот их встречаемости необходимо сделать дополнительное предположение о законе распределения скоростей роста [2].

Эмпирическая вероятность возможных разновидностей октаэдра при разной степени неравновесности (в скобках стандартное отклонение)

Формула полиэдра	Группа симметрии	k_h		
		0.025	0.050	0.100
1331	m	0.248 (0.022)	0.266 (0.020)	0.253 (0.022)
2222	$mm2$	0.260 (0.022)	0.238 (0.019)	0.208 (0.020)
206	$3m$	0.108 (0.015)	0.106 (0.014)	0.148 (0.018)
4004	$\bar{4}3m$	0.270 (0.022)	0.262 (0.020)	0.295 (0.023)
0602	$\bar{3}m$	0.115 (0.016)	0.128 (0.015)	0.098 (0.015)

Для проверки теории были выполнены расчеты относительных частот встречаемости разных типов октаэдров на искусственных алмазах (марки АС32 630/500 ГОСТ 9206-80) полученных при высокопараметрическом синтезе. По 500 монокристаллам алмаза было установлено, что реальная простая форма октаэдра так же представлена только пятью восьмигранными разновидностями с частотами встречаемости: № 1331 — 0.254 (0.019),

№ 2222 — 0.234 (0.019), № 206 — 0.136 (0.015), № 4004 — 0.202 (0.018), № 0602 — 0.174 (0.017).

С помощью дополнительных измерений геометрии искусственных кристаллов установлено, что вариации формы октаэдра на них наиболее близко соответствует вариациям форм модельных кристаллов при $k_h = 0.050$. Анализ экспериментальных данных показал, что отклонение частот встречаемости пяти типов октаэдра на искусственных алмазах от значений, предсказанных для условий, описываемых предельной группой ∞m , обусловлено влиянием диссимметризирующего фактора согласно принципу Кюри. Наблюдается перекрывание диффузионных полей питания определенной части кристаллов при высокой концентрации алмазов в ячейке синтеза и симметрию поля диффузии для них можно представить группой Кюри ∞mm .

Статистические данные косвенно подтверждают существование локального диссимметризирующего фактора. Доля сростков кристаллов среди искусственных алмазов весьма велика — в нашем случае она составляет более 20 %, а если учесть, что множество осколков в пробе составляющих более 90 % зерен, часто является результатом механического дробления сростков, то доля сростков возрастает по нашим оценкам не менее чем в 1.5—2 раза. Высокое содержание двойников среди искусственных алмазов (более 10 %) также указывает на условия локальной диссимметризации пространства в высокопараметрической камере синтеза.

С учетом полученных результатов можно сделать предположение, что для природных плоскогранных алмазов коренных месторождений разнообразие разновидностей октаэдров должно быть также ограничено только пятью восьмигранными разновидностями и частоты встречаемости вероятно близки к приведенным в таблице ($k_h = 0.025$). Отклонение эмпирических частот от предсказанных значений по модели изотропного пространства может служить свидетельством в пользу того или иного диссимметризирующего фактора, который может эффективно влиять на форму кристалла только при относительно быстропротекающем процессе в существенно неравновесных условиях.

Хорошо известно, что в отличие от искусственных алмазов, природные октаэдрические алмазы коренных месторождений гораздо реже демонстрируют сростки. Также нами было установлено, что доля двойников среди россыпных и коренных алмазов различных месторождений Якутии, Бразилии и Урала обычно меньше 10 % [4]. Эти два факта позволяют сделать вывод, что локальный диффузионный диссимметризирующий фактор, проявляющийся в промышленной камере синтеза алмазов, для природных условий мож-

но исключить. Однако на природные кристаллы могут влиять другие, неизвестные факторы с предельной симметрией разного вида предсказанной П. Кюри [5]. Важно отметить, что отсутствие явления диссимметризации для представительной выборки природных кристаллов является необходимым, но не достаточным условием доказательства длительности и квазиравновесности их роста. Можно сделать предположение, что, если во всех классах гранулометрической размерности на октаэдрических алмазах из данной кимберлитовой трубки не проявляется диссимметризация форм, тогда существует вероятность нахождения здесь уникальных крупных алмазов, и, наоборот, яркая диссимметризации форм октаэдрических алмазов во всех классах крупности может служить признаком их быстрого роста в течение краткого в геологических масштабах отрезка времени вероятность нахождения крупных алмазов не велика.

Работа выполнена при финансовой поддержке программ фундаментальных исследований РАН № 12-U-5-1026, научной школы НШ-4795.2014.5.

Литература

1. *Войтеховский Ю. Л., Степенищikov Д. Г.* Реальные кристаллографические простые формы / Записки ВМО, 2004. № 2. С. 112—120.
2. *Ракин В. И.* Реальные октаэдры алмаза / Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2013. № 6. С. 6—9.
3. *Абезгауз Г. Г., Тронь А. П., Копенкин Ю. Н.* и др. Справочник по вероятностным расчетам. М.: Воен. издат., 1970. 536 с.
4. *Ракин В. И.* Морфология алмазов уральского типа. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013, 396 с.
5. *Кюри П.* Избранные труды. М.-Л.: Наука, 1966. С. 95—113.

Гипергенная геохимия урана и типы его гидрогенных месторождений

Н. А. Росляков, С. М. Жмодик

Институт геологии и минералогии СОРАН, Новосибирск

rosl@igm.nsc.ru

Общие сведения по геохимии урана. Уран известен в природе в четырех и шестивалентных формах. В гипергенных условиях U^{+4} малоподвижный и в остаточном обломочном субстрате склонен к изоморфизму с торием, цирконием и редкими землями благодаря близости их ионных радиусов. В экзогенных условиях U^{+4} присутствует в минералах, образующихся при недостатке кислорода, и при наличии энергичных восстановителей. Важной геохимической особенностью является способность U^{4+} легко окисляться из четырех- в шестивалентное состояние. Шестивалентный уран, обычно представленный ионом уранила UO_2^{2+} , с кислотами образует разнообразные соли, а с водой — соединение желтого цвета $[U(OH)_4]^{2+}$. Легкая растворимость сульфатных и карбонатных соединений урана U^{6+} играет исключительную роль в миграции и концентрации урана в гипергенных процессах [2]. Наиболее распространенная форма миграции урана — уранил-карбонатные и уранил-гуматные комплексы, меньше распространены гидроксил-уранильный и еще меньше — уранил-сульфатный комплексы.

Природный уран состоит из трех изотопов ^{234}U , ^{235}U , ^{238}U с резко отличающимися периодами полураспада от $2.475 \cdot 10^5$ до $4.51 \cdot 10^9$ [6, 9]. Уран является типичным литофильным элементом, что выражается в его отчетливом родстве к кислоро-

ду, в отсутствии в природе сернистых и мышьяковистых соединений и металлического урана. Среднее содержание урана (кларк) в земной коре составляет $2.5 \cdot 10^{-4} \%$. В магматических породах содержание урана уменьшается с повышением основности: минимальное в ультраосновных породах ($3 \cdot 10^{-7} \%$), максимальное ($3.5 \cdot 10^{-4} \%$) — в кислых [1]. Повышенные содержания урана характерны для углеродистых глинистых сланцев, битуминозных пород, фосфоритов и других осадочных образований, содержащих значительное количество органических веществ. Эффузивные породы в 1.5—2 раза более ураноносные, чем их интрузивные аналоги. В метаморфических образованиях наблюдается снижение кларка урана с интенсивностью проявления метаморфизма [7]. В экзогенных процессах уран способен мигрировать в кислородсодержащих водах и переходить в твердую фазу при смене окислительно-восстановительной обстановки (геохимический барьер).

Поведение урана в процессах выветривания.

Поведение урана в процессах выветривания, как и всех других рудообразующих элементов, эволюционирует во времени и пространстве по схеме: переход из первичных низковалентных форм в окисленные при формировании остаточного элювия — переход из выветривающих пород в воды зоны гипергенеза при формировании неозю-

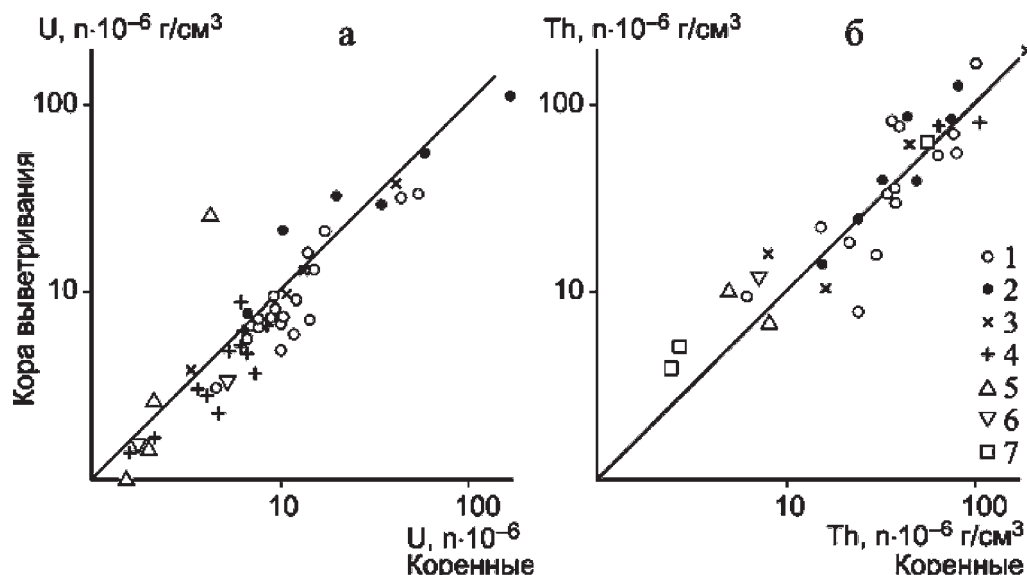


График зависимости между содержанием урана (а) и тория (б) в коренных породах и корах выветривания [3]. Продукты выветривания пород: 1 — кислых, 2 — щелочных и 3 — карбонатных, 4 — сланцев, 5 — диабазов, долеритов, 6 — туфов, 7 — амфиболитов, пироксенитов

вия — водная миграция в растворенном и сорбированном на глинистом материале состоянии — гипергенное рассеяние и концентрирование на геохимических барьерах. Количество таких циклов определяется тектоническими и климатическими условиями. Одним из главных факторов, определяющих уровень концентраций гидрогенного урана в корах выветривания, является содержание радиоактивного элемента в материнских породах. Наблюдается линейная зависимость между содержанием урана и его постоянного спутника тория в корах выветривания и в субстрате. Как следует из рисунка, большая часть точек для урана расположена ниже линии прямой пропорциональной зависимости, что указывает на уменьшение концентраций элемента в процессе выветривания исходных пород. Из этих данных видно, что вероятность образования высоких концентраций урана и тория в корах выветривания по породам с низким содержанием этих элементов мала. Случаи повышенного содержания урана в корах выветривания связаны либо с остаточными ореолами рассеяния месторождений, либо с вторичными процессами (инфильтрация, инсоляция).

При формировании коры выветривания имеет место перераспределение радиоактивных элементов, приводящее как к их выносу, так и к накоплению (см. таблицу). В общем случае отмечается заметный дефицит урана в продуктах выветривания относительно материнских пород, который в целом составляет около 50—60 % от исходного содержания, что обусловлено высокой миграционной способностью U^{+6} в окислительной обстановке. Факты показывают, что вынос урана из пород значительно опережает их глубокое химическое изменение. Характерно, что то-

рий при этом остается на месте и, таким образом, о выносе урана в известной мере можно судить по торий-урановому отношению.

Поведение U, как и других элементов с переменной валентностью (Mn, Mo, V, Be), характеризуется выносом из зоны окисления и относительным временным накоплением на восстановительном барьере в промежуточных зонах. При этом U во всех зонах ведет себя как подвижный элемент, склонный к рассеянию. По величине коэффициента геохимической подвижности он близок к Mn, Ni, Co, Cr, V, Mo и Ba [8]. Доля вынесенного урана из разных зон профиля составляет 25—42 %, будучи в абсолютном выражении максимальной в каолиновой зоне (см. таблицу).

Согласно обобщению [7], при выветривании разнотипных по составу и радиоактивности пород отмечается некоторое (в целом незначительное) уменьшение (по отношению к материнским породам) содержания урана и тория в нижнем горизонте коры выветривания (зоне дезинтеграции). Это связано, вероятно, с изменением формы нахождения радиоактивных элементов, увеличением пористости дезинтегрированных пород и некоторым выносом подвижного урана в процессе механического и частично химического преобразования пород. Наиболее характерной особенностью этого горизонта является значительное изменение формы нахождения урана, проявляющееся в резком увеличении содержания его легкорастворимой (подвижной) разновидности. Обогащение этого горизонта ураном, а также многими другими элементами (Mo, Cu, Pb, Zn, V) обусловлено их сорбцией гидрослюдистым, гидрохлоритовым и монтмориллонитовым материалом.

Распределение урана в профиле выветривания гранитов Колыванского массива

Глубина, м	Зона профиля выветривания	Содержание урана, г/т
1.4	Глинистая каолинистая	45
20	Каменного структурного элювия, каолинит-гидрослюдистая	50
37		85
45		75
46		110
60.5	Каменного структурного элювия, гидрослюдистая	110
95	Исходных гранитоидов	84

В верхнем (каолинитовом) горизонте кор выветривания, как правило, фиксируется значительное уменьшение содержания урана, в то время как количество тория несколько увеличивается. В латеритной коре, резко обогащенной гидроокислами железа (филлиты Енисейского кряжа [4]), часто отмечается повышенное содержание тория, до $(12\div14)\cdot10^{-4}\%$, что обусловлено накоплением в горизонтах выноса устойчивых к разрушению акцессорных минералов и сорбцией тория глинистыми частицами.

Типы гипергенных месторождений урана. На территории России, ближнего и дальнего зарубежья к настоящему времени выделены и изучены следующие генетические типы гипергенных месторождений урана:

– связанные с остаточными корами химического выветривания и их переотложенными продуктами (Малиновское, Енисейский кряж; Пригородное, Лапинский Лог, Салаир);

– экзодиагенетические, грунтово-инфильтрационные стадии диагенеза: торфяники (Пензинское, Мокрушинское, Салаир; Камышановское, Киргизия), бурые угли (Бельское, Мосбасс), рудоносные зоны в орогенных впадинах (Усть-Уюк, Алтае-Саянская область);

– эпигенетические, грунтово-инфильтрационные постседиментационных стадий: бурые угли (Нижне-Илийское, Казахстан), базальные палеодолины (Долматовское, Зауралье; Тоно, Япония), внутриформационные палеодолины (Черепановское, Пермское Предуралье; Плато Колорадо, США), калькреды, гипкреды, силькреды (Йилири, Австралия; Кулон-Кетнес, Казахстан);

– эпигенетические, пластово-инфильтрационные: границы выклинивания локальных зон пластового окисления с очагами и без очагов восстановления (Чалгыс-Хыр, Минусинская впадина; Учкудук, Кызыл-Кумы), границы выклинивания зон пластового окисления регионального распространения (Михайловское, Кулундинская впадина; Инкай, Казахстан);

– эпигенетические, трещинно-инфильтрационные: на цеолитовом барьере (Горное, Забайкалье), на сульфидных барьерах (Михайловское, Украина; Кииктал, Узбекистан);

– эпигенетические, карстово-инфильтрационные и инфлюационно-карстовые: на восста-

новительном барьере с очагами и без очагов вторичного восстановления (Гелен, Средняя Азия; Пижон, Плато Колорадо);

– пластово-трещинные: гидротермально-инфильтрационные (Орловское, Имское, Россия), в вулcano-тектонических структурах (Стрельцовское, Забайкалье; Дорнот, Монголия), в зонах структурно-стратиграфических несогласий (Ансах, Восточный Саян; Атабаска, Канада);

– урано-битумный, контролируемый восстановительной зональностью (Репьевское, Приволжье; Адамовское, Донбасс).

Гидрогенные руды, приуроченные к границе выклинивания зон пластового окисления регионального распространения играют лидирующую роль [5].

Литература

1. *Виноградов А. П.* Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 238 с.
2. *Евсеева Л. С., Перельман А. И.* Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Атомиздат, 1962. 240 с.
3. *Жмодик С. М.* Геохимия радиоактивных элементов в процессе выветривания карбонатов, кислых и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1984. 145 с.
4. *Кренделев Ф. П.* Кларки радиоактивных элементов в породах Енисейского кряжа. М.: Наука, 1971. 376 с.
5. *Петров Н. Н., Языков В. Г., Лукабиров Х. Б., Плеханов В. Н., Вершков А. Ф., Лухтин В. Ф.* Урановые месторождения Казахстана (экзогенные). Алматы: Гылым, 1995. 264 с.
6. *Рихванов Л. П.* Радиоактивные элементы в окружающей среде и проблемы радиоэкологии. Томск: Изд-во СТТ, 2009. 430 с.
7. *Смыслов А. А.* Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 459 с.
8. *Фомин Ю. А., Демихов Ю. Н., Сушук Е. Г.* Поведение урана в процессах эволюции альбититовых месторождений Кировоградского мегаблока // Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine. 2010. № 1. С. 131–136.
9. *Черепнин В. К.* Геохимия и типы урановых месторождений. Томск: Изд-во Томского университета, 1967. 313 с.

Глинистые минералы скв. 374 Чим–Лоптюгского месторождения горючих сланцев

Ю. С. Симакова, В. А. Салдин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Разрез верхнеюрских отложений Чим–Лоптюгского месторождения (Яренгский сланценовый район, Мезенская синеклиза) сложен горючими и глинистыми горючими сланцами, известковыми глинами темно-серого и зеленовато-серого цветов, мергелями с редкими слоями песчаников. Условия их образования интерпретируются как мелководноморские [1]. Наиболее широко в толще распространены глинистые породы. Глинистые минералы являются порообразующими компонентами во всех типах пород. Они являются одними из надежных индикаторов литогенеза, отражающих в своих кристаллохимических особенностях условия геологической среды и ее изменения. Ранее были выявлены некоторые тенденции распределения глинистых минералов в разрезах скважин Чим–Лоптюгского месторождения [2]. В настоящей работе рассмотрены особенности состава глинистых минералов и их распространение в скв. 374.

Этой скважиной вскрыты отложения киммериджского и волжского (титонского) ярусов верхнего отдела юрской системы (см. рисунок).

Фазовый состав глинистой фракции (>0.001 мм) был определен при помощи рентгенодифрактометрического анализа ориентированных образцов (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение – $\text{CuK}\alpha$), подвергнутых стандартным диагностическим обработкам. Изучались дифрактограммы: а) воздушно-сухого образца, б) обработанного этиленгликолем, в) обработанного 1N HCl на водяной бане и г) прокаленного при $t = 550^\circ\text{C}$.

Помимо изучения компонентного состава пелитовой фракции оценивалось содержание в ней каждого из глинистых минералов. Полуколичественный рентгенодифракционный анализ глинистой фракции был выполнен с помощью программы Sybilla[®], как для воздушно-сухих, так и обработанных этиленгликолем ориентированных образцов глинистой фракции. Sybilla позволяет моделировать дифракционные профили для смесей глинистых минералов, изменяя химический состав отдельных глинистых минералов, степень ориентированности частиц, их размер, межплоскостные расстояния глинистых минералов, соотношение минералов в смешанослойных фазах и т. д.

Традиционно при массовых определениях использовался метод расчета на 4 минерала-ком-

понента (иллит, хлорит, смектит, каолинит), при этом никак не учитывались смешанослойные фазы.

Для верхнеюрских отложений Чим–Лоптюгского месторождения характерен поликомпонентный состав глинистых минералов с доминированием иллита и смешанослойных образований. Следует отметить значительную степень измененности слоистых силикатов, что выражается в присутствии смешанослойных фаз различной степени упорядоченности, содержащих разбухающие слои.

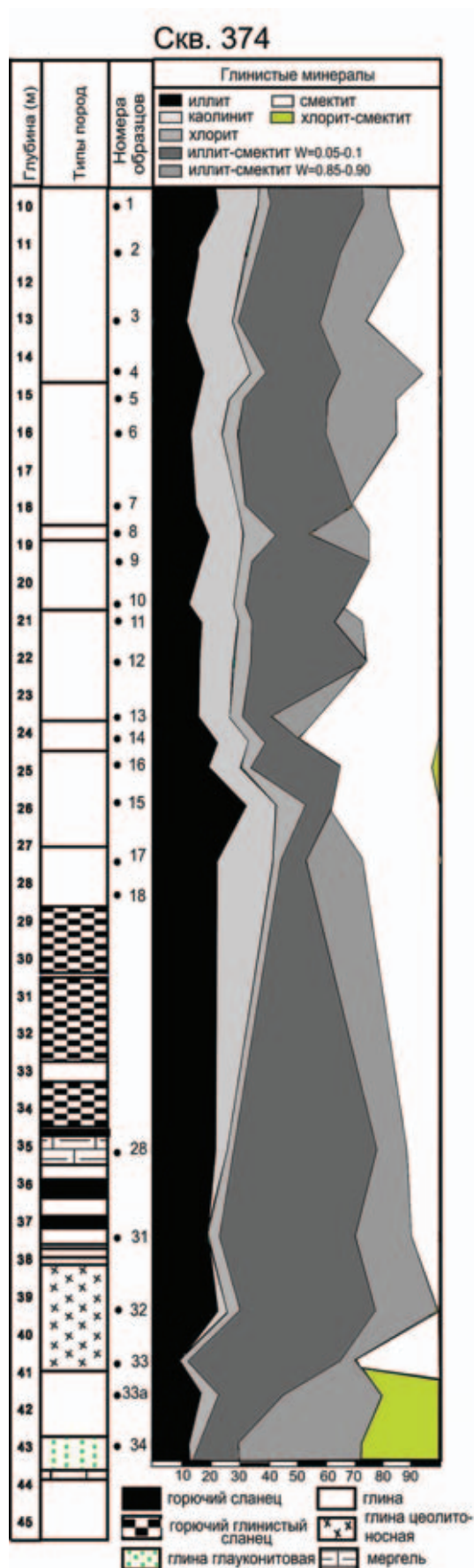
Анализ полученных данных позволил отметить некоторые закономерности в распределении глинистых минералов в скв. 374 (см. рисунок).

Высокое содержание органического вещества и соединений железа может привести к трансформационным преобразованиям глинистых минералов толщи. Показателем изменения исходных фаз служит появление в породах аутигенного клиноптилолита, максимальное количество которого отмечается в нижней части разреза скважины.

К сожалению, присутствие в образцах кварца делает затруднительным однозначное определение триоктаэдрических слоистых силикатов

Содержание хлорита невелико и остается практически постоянным по всему разрезу (3–10 %). Хлорит представлен железисто-магнезальной разновидностью с относительно небольшим размером кристаллитов. Распределение иллита по разрезу скв. 374 относительно равномерно, его количество также варьирует в небольших пределах и составляет 10–25 % от общего количества глинистых минералов. В других разрезах отмечается тенденция увеличения его в сланценовой толще (сероцветная и темноцветная пачки). Октаэдрическое железо в иллитах может присутствовать в количестве не более 0.25 ф. е. Иллит характеризуется более крупными размерами кристаллитов, чем хлорит и также имеет, вероятно, обломочное происхождение.

Глинистые минералы в киммериджско-оксфордской части разреза (зеленоцветная пачка) в значительной степени отличаются от слоистых силикатов волжского яруса. Если в вышележащих отложениях смешанослойные минералы представлены преимущественно иллит-смектитом различного состава, то в нижнем ярусе кроме иллит-смектита уверенно диагностируется хлорит-



Стратиграфическая колонка и количественное распределение минералов в глинистой фракции пород скв. 374. W — вероятность нахождения первого компонента в смешанослойной фазе

смектит, а собственно смектит отсутствует. При этом, несмотря на присутствие в породах глауконита, иллит, входящий в смешанослойную фазу практически не содержит железа.

Каолинит определен во всех образцах волжского яруса скважины 374 в количестве от 2 до 25 %. Размеры каолиновых кристаллитов гораздо больше, нежели у хлорита, соответственно, они меньше подверглись седиментационным и постседиментационным преобразованиям. Наличие сохранившегося каолинита в морских отложениях, иногда в значительных количествах (до 25 %) свидетельствует о расположении области сноса в гумидной зоне. Наименьшее его количество отмечается в образцах сланценосной толщи (2—6 %), а наибольшее — надсланценосной. Количество каолинита в кимериджско-оксфордской части разреза в скв. 374 достигает первых процентов так же, как и в сланценосных пачках. Для других разрезов скважин Чим-Лоптюгского месторождения содержание каолинита в этом стратиграфическом интервале заметно выше и варьирует от 10 до 30 %.

Преобладание среди глинистых минералов в верхнеюрских породах Чим-Лоптюгского месторождения смешанослойных образований преимущественно иллит/смектитового, реже хлорит/смектитового типа можно объяснить, во-первых, их широким распространением в области сноса. Во-вторых, нам представляется, что значительная их часть могла образоваться при трансформационных преобразованиях исходных слоистых силикатов под воздействием органического вещества в стадию диагенеза. С этой стадией связано образование цеолита, глауконита и сульфидов железа, широко распространенных по всему разрезу, а на некоторых стратиграфических интервалах — сульфидов цинка, кобальта и никеля, свидетельствующее об интенсивном аутигенном минералообразовании в верхнеюрских породах.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 12-M-56-2037.

Литература

1. Горючие сланцы Европейского Севера СССР / Л. Ф. Васильева, В. А. Дедеев, Л. А. Дурягина и др. Сыктывкар: Коми научный центр УрО РАН, 1989. 152 с.
2. Салдин В. А., Симакова Ю. С., Бурцев И. Н. Глинистые минералы верхнеюрских пород Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев (Вычегодский сланценосный район) // Минеральные индикаторы литогенеза: Материалы Российского совещания с междунар. участием. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 196—198.

Минералогия и геохимия золото–кварцевой минерализации верховьев р. Кожимью (Северный Урал)

Н. В. Сокерина¹, С. Н. Шанина¹, С. И. Исаенко¹, М. Ю. Сокерин², В. А. Жарков²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²ООО «Кратон», Сыктывкар

sokerina@geo.komisc.ru

Участок расположен на водоразделе и склонах р. Кожимью и руч. Верх. Кожимвож. В структурно-тектоническом плане участок приурочен к западной части Маньхамбовского антиклинория Центрально-Уральского поднятия [1]. В геологическом строении участка участвуют позднерифейско-ранневендские стратифицированные вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования нижней и верхней подсистемы саблегорской свиты и венд-кембрийской лаптопайской свиты, на которых с размывом залегают терригенные породы тельпосской свиты. Интрузивные породы представлены метадолеритами, входящими в состав саблегорских субвулканических образований, а также их молодыми аналогами, относимыми к позднедевонскому ильчскому комплексу. В восточной части участка закартированы метагаббро и метадiorиты парнукского комплекса, в северо- и юго-восточных частях обнажены выходы гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса (массивы Ильяиз и Маньхамбо). На участке выявлены условно четыре пространственно разобщенных минеральных типа руд — пиритовый, пирит-халькопиритовый, галенит-халькопиритовый и золотосодержащий халькопирит-борнит-халькозиновый. Все руды приурочены к хлорит-кальцит-кварцевым жилам и зонам окolloжилых изменений, выраженных в окварцевании, серицитизации и хлоритизации.

Нами проведено изучение флюидных включений в кварце и кальците (рис. 1), которые, как уже упоминалось, широко представлены в жилах данного проявления. Результаты приведены в таблице.

По данным газовой хроматографии для крупнозернистого (допродуктивного) кварца характерно повышенное содержание азота, который, как известно, очень часто встречается в составе золоторудных кварцевых жил и в самородном золоте. В нашем случае в крупнозернистом кварце его содержание изменяется от 0.49 до 3.45 мкг/г, в среднем составляя 1.27 мкг/г. Стоит отметить, что часто встречаются одно-двухфазовые включения, в которых, по данным рамановской спектроскопии, в качестве газовой компоненты наблюдается исключительно азот. Особенно такой газовый состав характерен для первичных и первично-вторичных флюидных включений. На основании этого можно сказать, что формирование крупнозернистого кварца происходило при активном участии флюидов обогащенных азотом. В меньших количествах присутствует углекислый газ. Его содержание изменяется от 0.83 мкг/г до 1.64 мкг/г и в среднем составляет 1.00 мкг/г. При изучении индивидуальных включений методом рамановской спектроскопии установлено, что углекислый газ характерен в большей степени вторичным включениям, но иногда встречается в первичных и первично-вторичных. Остальные газы содержатся в резко подчиненных количествах. Среднее содержание метана — 0.02 мкг/г, окиси углерода — 0.05 мкг/г.

Для мелкозернистого (рудного) кварца характерно повышенное содержание углекислого газа, составляющее в среднем 1.4 мкг/г. Азот является вторым по значимости газом в составе включений со средним содержанием

Результаты изучения флюидных включений методами гомогенизации и криометрии

	Объем ГФ, об. %	T _{гом.} °C	T _{эвт.} °C	Предполагаемые водно-солевые системы
М/з кварц	Разный	253—315	-	-
	30—70	307—440	-	-
	5—20	233—413	-24 -25 -33 -35	NaCl-KCl-H ₂ O MgCl ₂ -NaCl-2H ₂ O
	5—10	200—329	-24 -33 -35	NaCl-KCl-H ₂ O MgCl ₂ -NaCl-2H ₂ O
	15—20	300—360	-23 -24	NaCl-KCl-H ₂ O
Кальцит	5—10	200—310	-23 -24	NaCl-KCl-H ₂ O
	5—10	243	-	-

* Исследование не проводилось.

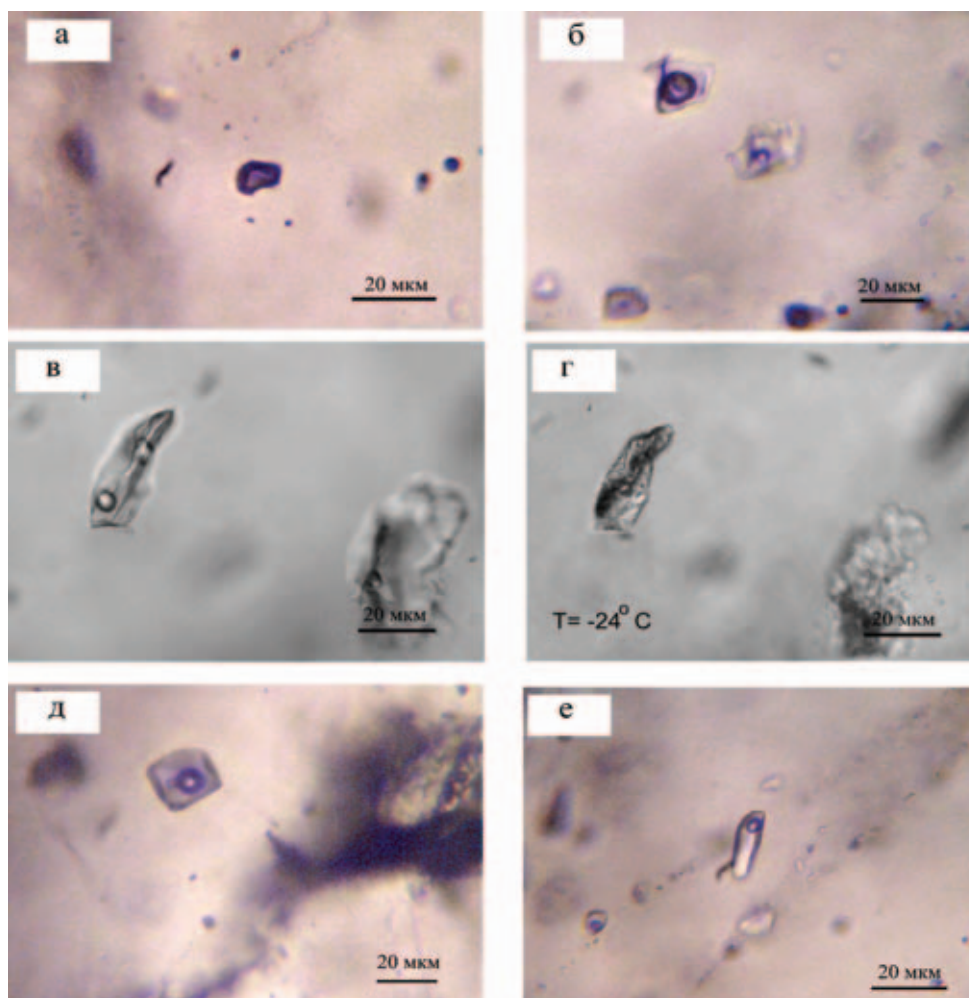


Рис. 1. Основные типы ГЖВ: а — однофазовые первичные включения, содержащие 100 об. % газовой фазы; б — двухфазовые первичные включения с объемом газовой фазы 70 об. %; в, г — двух-трехфазовые вторичные включения с объемом газовой фазы 5—10 об. %; д — трехфазовое первичное включение в форме отрицательного кристалла с объемом газовой фазы 20 об. %; е — двухфазовые первичные включения с объемом газовой фазы 5—10 об. %

1.0 мкг/г. Остальные газы содержатся в резко подчиненных количествах. Среднее содержание метана 0.13 мкг/г, окиси углерода — 0.25 мкг/г. При изучении газового состава отдельных включений методом рамановской спектроскопии установлено, что все включения содержат в своем составе преимущественно углекислый газ и в меньших количествах азот. Чисто углекислотные включения нами не наблюдались. Такие газы как окись углерода и метан в составе индивидуальных включениях нами не обнаружены.

Таким образом, на начальном этапе минералообразования процесс носил пневматолитовый характер, о чем свидетельствует большое количество первичных газовых включений. При снижении температуры характер процесса изменился на гидротермальный. В кварце присутствуют включения, образовавшиеся в результате вскипания растворов, что свидетельствует о нестабильной обстановке минералообразования. Такие включения характерны для золоторудных кварце-

вых жил. Во время минералообразования менялся и солевой состав флюида. В начале и в конце процесса в составе солей преобладали хлориды натрия и калия. В промежуточные этапы активное участие принимали растворы, состоящие преимущественно из хлоридов магния и натрия. Наиболее активно образование крупнозернистого кварца происходило при 250—340° С (рис. 2, а). Образование мелкозернистого кварца и связанной с ним рудной минерализации происходило в основном при 280—310° С (рис. 2, б). На начальном этапе, при образовании крупнозернистого кварца, геохимическая среда минералообразования характеризовалась повышенным содержанием азота, что вообще характерно для золоторудного кварца. Но обычно он присутствует в меньших количествах, чем углекислый газ.

В изученных образцах содержание азота существенно больше всех остальных газов, включая углекислый. Это является показателем резко восстановительных условий минералообразования, при которых происходила кристаллизация

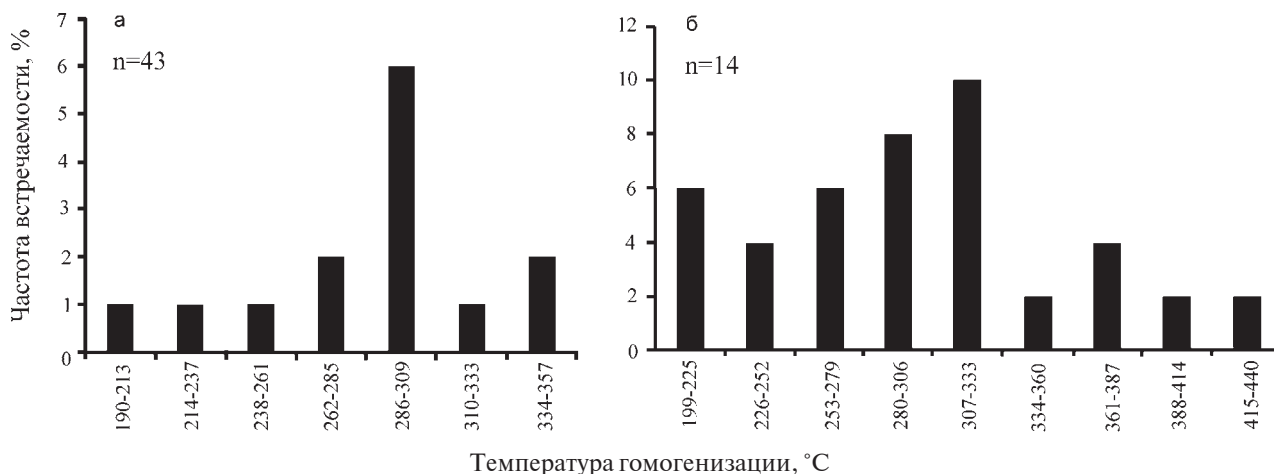


Рис. 2. Гистограммы температуры гомогенизации кварца: а — крупнозернистого, б — мелкозернистого

кварца ранней генерации, а также, вероятно, миграция золотосодержащих комплексов и первичное отложение золота. Постепенно обстановка минералообразования менялась на более окислительную, о чем свидетельствует большое количество углекислого газа в составе первичных включений в позднем мелкозернистом кварце. В этих условиях могло происходить переотложение золота [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке НИИ 4795.20142.5, Программ: УрО и ДВО РАН № 12-С-5-1006, Президиума РАН № 12-П-5-1027; Проек-

та фундаментальных исследований УрО РАН 12-5-6-016-АРКТИКА и ОФИ УрО РАН 12-5-031-УПП.

Литература

1. Жарков В. А. и др. Отчёт по объекту «ГМК-200 западного склона Приполярного Урала, листы Р-40-IV, V, X, XI». Сыктывкар, 2008. ГУ «ТФИ РК».
2. Попивняк И.В. Основные термобарогеохимические критерии прогнозирования и оценки золотого оруденения // Термобарогеохимия золота. Львов: Свит, 1995. С. 215—227.

Минералы коры плавления метеорита Челябинск

В. А. Цельмович

Геофизическая обсерватория «Борок», филиал ИФЗ РАН

tselm@mail.ru

Челябинское событие 15 февраля 2013 года вызвало большой интерес у исследователей метеоритов. Однако в опубликованных работах практически нет данных о тех минералах, которые образуются в результате переработки коры плавления метеорита и падают на Землю, о природе шариков магнетита (Mt). В нашем распоряжении был образец метеорита Челябинск, любезно предоставленный В. И. Гроховским (рис. 1, а). Микрозондовый анализ (МЗА) и оптические исследования выполнены в ГО «Борок» ИФЗ РАН (микрозонд «Tescan Vega II» и микроскоп «Olympus BX51M»).

По данным оптической микроскопии и МЗА, основная масса метеорита Челябинск образована силикатами, преимущественно оливином и пироксеном, на фоне которых заметно выделяются часто крупные частицы железосодержащих

минералов: Fe-Ni сплавы с относительно высоким содержанием Ni (тэнитом) и с низким содержанием Ni (камаситом), а также троилит, реже пирротин и пентландит, еще реже хромит, единичные зерна ильменита и апатита. Это однообразие характерно для обыкновенного хондрита [1].

Главными носителями магнетизма метеорита Челябинск, являются Fe-Ni сплавы. Среди магнитных минералов метеорита Челябинск — Fe-сульфиды. Среди них явно преобладает троилит FeS, встречается пирротин. Распространенный в метеорите Челябинск минерал — хромит. Для него характерен однообразный состав, обычно небольшие примеси Mg, Al, Ti. Края метеорита Челябинск оплавлены при вхождении его в атмосферу Земли (рис. 1, б). На рис. 1, б видны участки метеорита с корой плавления, в которых вид-

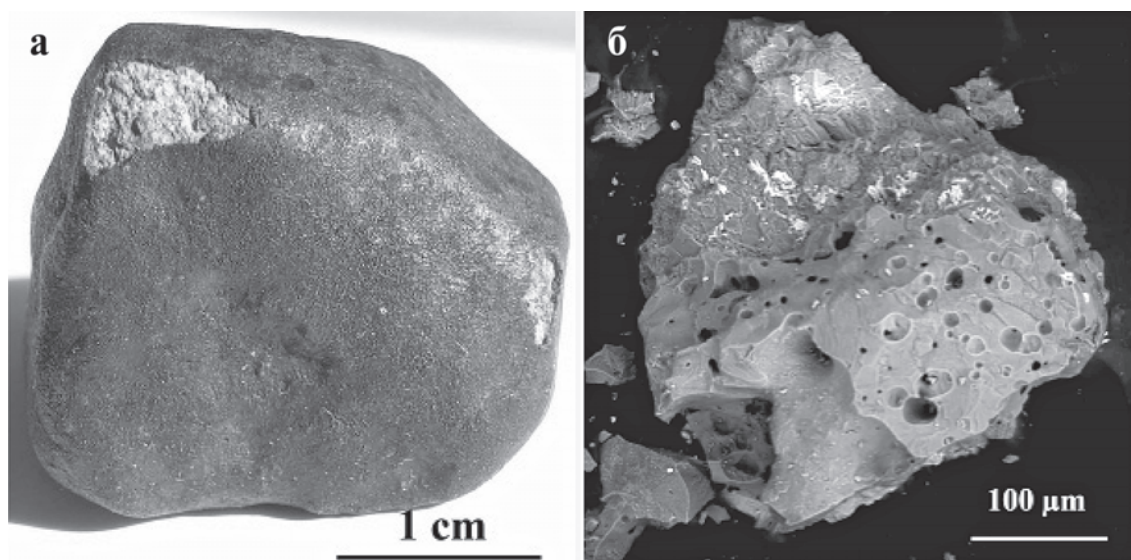


Рис. 1. Фотография фрагмента Челябинского метеорита (а) с корой плавления и осколок метеорита (б) с пузырьками кипения в коре плавления

ны пузырьки от кипения расплава, а также светлые включения сплавов FeNi и троилита. Термохимическая намагниченность формируется в коре плавления.

Рассмотрим возможный механизм образования Mt шариков. Примеры Mt шариков, вплавленных в оливин и пироксен, приведены на рис. 3, а, б. Очевидно, эти шарики были образованы из троилита в процессе плавления и последующего окисления до Mt [2]. В пользу такой интерпретации свидетельствует, во-первых, множество нано- и микроразмерных троилитовых шариков в силикатах в расплавной зоне на поверхности метеорита (рис. 2, а, б), которые после окисления вполне могут стать Mt шариками, во-вторых, шарики, которые были обнаружены вблизи троилитовой частицы (рис. 2, а), не содержат Ni даже на уровне микропримесей, но содержат до 2 % серы.

Вероятно, это та сера, которая осталась при окислении троилитового шарика. Троилит при этом не смешивается со стеклом, пребывая в расплаве в виде множественных шариков микронного и субмикронного размера (рис. 2, б). При попадании в кислородную среду шарики быстро окисляются до Mt, образуя, в зависимости от температуры, полые или цельные Mt шарики с характерной микроструктурой. На рис. 1, б показан осколок метеорита, полученный дроблением исходного куска, в нижней части которого видны поры. Такие поры могли возникнуть при нагреве троилита и происшедшей при этом реакции, связанной с окислением троилита по схеме $\text{FeS} \rightarrow \text{FeO}$ (или Fe_3O_4) + SO_2 . В отличие от троилита тэнит и камасит легко растворяются в стекле, что обогащает его состав Ni и Fe. На рис. 2, в показана дендритная структура камасита, обнаруженная в при-

поверхностном слое коры плавления. Как мы полагаем, зерно камасита начало растворяться в стекле, и в этот момент фрагмент метеорита попал в снег и подвергся закалке, в результате чего и возникли тонкие камаситовые дендриты. Если бы заковки не произошло, то Ni и Fe из этого зерна растворились бы в стекле и оказались в силикатной микросфере, возникшей из расплава стекла при абляции. Таким образом, показан механизм преобразования основного вещества хондрита в силикатные микросферы хондритового состава и Mt микросферы, возникающие при преобразовании троилита. Этот механизм отличается от механизма абляционного преобразования вещества железных метеоритов, в ходе которого образуются железо-никелевые шарики [3]. Ni из сплавов Fe-Ni в процессе нагрева переходит в стекло, капли которого при абляции уносятся с каплями силикатов Al и Mg. При этом происходит значительное рассеяние Ni (в стекле его около 0.4 %), из-за чего затруднено его обнаружение в осадочных породах, где его можно найти только в том случае, если он попал в осадок из мелких частиц, не успевших нагреться. Сделанные выводы важны для стратиграфических и микростратиграфических построений. Изучая в осадочных породах следы импактных событий, теперь можно сказать, с каким типом метеорита произошло столкновение.

На рис. 2, г показано расплавленное зерно камасита и нерасплавленное зерно хромита. В дальнейшем камасит растворится в стекле, а хромит с его высокой температурой плавления (2180 °C), скорее всего, не расплавится и попадет в атмосферу в виде пылинки, по которой можно будет идентифицировать этот хромит как космический. Аналогичные высокотемпературные ча-

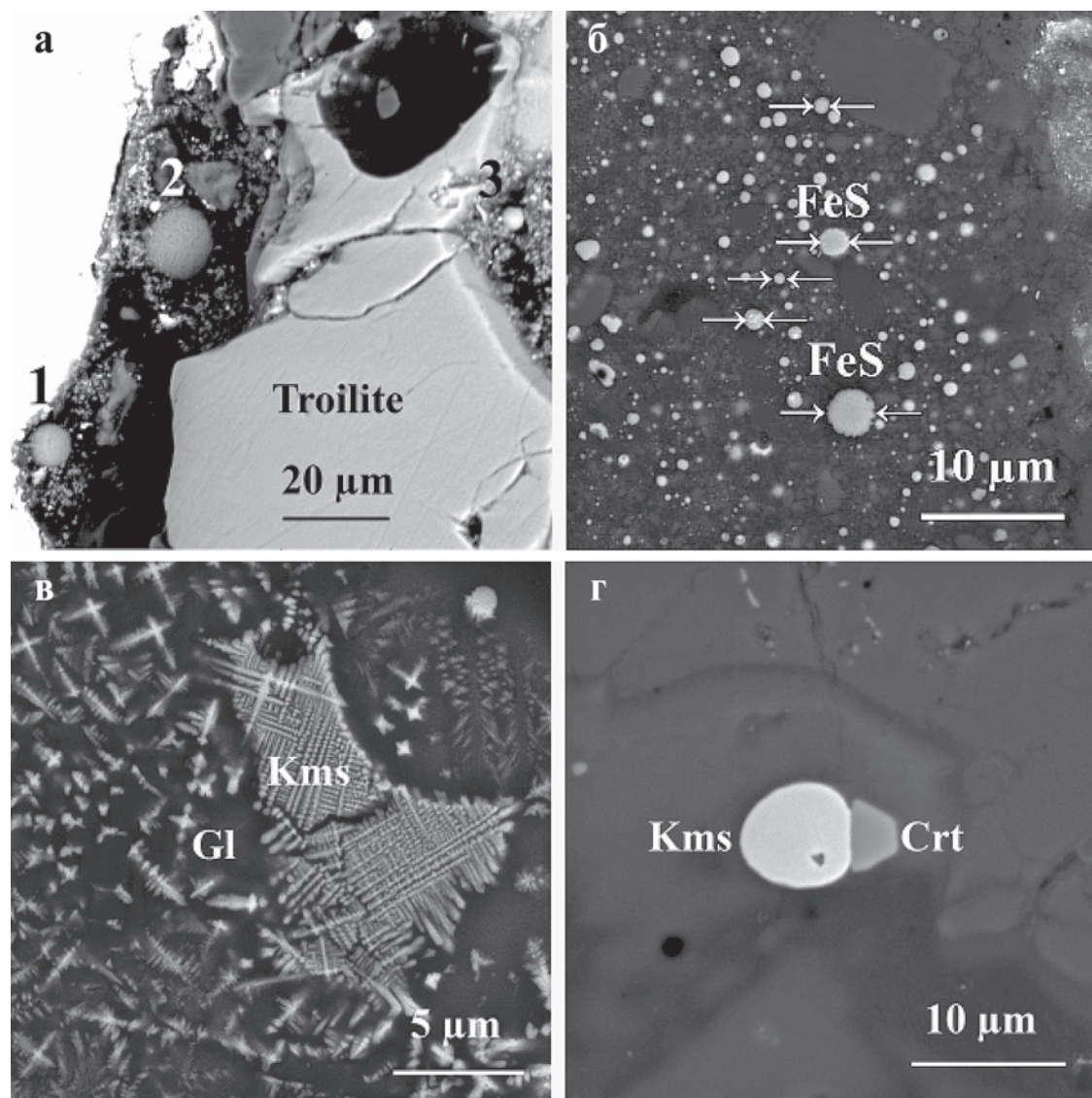


Рис. 2. Магнетитовые шарики, вплавленные в поверхностный слой пироксенового расплава (а), нано- и микро-размерные шарики троилита в коре плавления оливина и пироксена (б), дендриты камасита в коре плавления (в), расплавленный камасит и нерасплавленный хромит в стекле в коре плавления (г)

стицы никелистой шпинели считаются лучшими индикаторами импакта и были подробно описаны [4], хотя механизм образования таких частиц тогда не был предложен, и авторы надеялись на то, что новые исследования прольют свет на происхождение никелистой шпинели. Вероятно, это и произошло благодаря изучению Челябинского метеорита, так как возникло понимание того, как ведут себя в коре плавления зерна высокотемпературной хромистой шпинели. Никелистая шпинель имеет температуру плавления еще более высокую (2190 °С) и имеет шанс попасть в осадочную породу в том первозданном виде, в котором она находилась в теле метеорита. Хотя хромистая и никелистая шпинель являются парамагнетиками, они хорошо выделяются из осадков при помощи неодимового магнита. Мт шарики образованы в околоземном пространстве и отражают околоземные условия их формирования.

Вывод

На примере Челябинского метеорита показано, что в результате абляции хондрита образуются и падают на Землю магнетитовые микросферы (образованные из троилита), силикатные микросферы и нерасплавленная хромистая шпинель. Самородные металлы Челябинского метеорита растворились в стекле и отсутствуют в пылевом следе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 13-05-00348а, а также бюджета ГО «Борок» ИФЗ РАН.

Литература

1. Печерский Д. М., Марков Г. П., Цельмович В. А., Шаронова З. В. Внеземные магнитные минералы // Физика Земли, 2012. № 7—8. С. 103—120.
2. Цельмович В. А. Космические шарики на поверхности челябинского метеорита // Матери-

алы и доклады Международной научно-практической конференции «Астероиды и кометы. Челябинское событие и изучение падения метеорита в озеро Чебаркуль» (Чебаркуль, 21–22 июня 2013 г.). С. 140–147.

3. Бадюков Д. Д., Райтала Й. Абляционные сферулы Сихотэ-Алинского метеорита и условия

их формирования // Петрология, 2012. Т. 20, № 6. С. 574–582

4. Grachev, A. F., V. A. Tselmovich, O. A. Korcha-gin, and H. A. Kollmann (2007), Two spinel populations from the Cretaceous-Paleogene (K/T) boundary clay layer in the Gams stratigraphic sequence, Eastern Alps, Russ. J. Earth. Sci., 9, ES2002, doi:10.2205/2007ES000297.

Халькогениды, интерметаллиды и благородные металлы хромовых руд проявления «Егарт» (Полярный Урал)

Р. И. Шайбеков¹, М. М. Гайкович²

¹ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²ЗАО «МИРЕКО», Сыктывкар

Хромитопроявление «Егарт» расположено в северо-восточной части Лагортинско-Кершорской площади, на правом берегу р. Лагортаегарт в пределах восточного склона Войкаро-Сыньинского массива Полярного Урала и было выявлено в ходе поисково-разведочных работ Лагортинской ГПП (ЗАО «МИРЕКО») в 2010 году.

В геологическом строении хромитопроявления принимают участие образования дунит-гарцбургитового структурно-вещественного комплекса (СВК), представленные крупным силлообразным телом сложенным парагенерациями дунитов, гарцбургитов и пироксенитов и формирующие ореол в кровле материнского тела. Вмещающие образования гарцбургитового СВК локализованы в западной части рудопроявления. Гарцбургиты восточной части являются принадлежностью основания крупной тектонической пластины и представлены сильно тектонизированными, антигоритизированными разностями (от войкаритов до войкаритовых сланцев). Дуниты, залегающие в лежащем крыле, сложены нацело регенерированными разностями (крупнокристаллическими и пегматоидными дунитами).

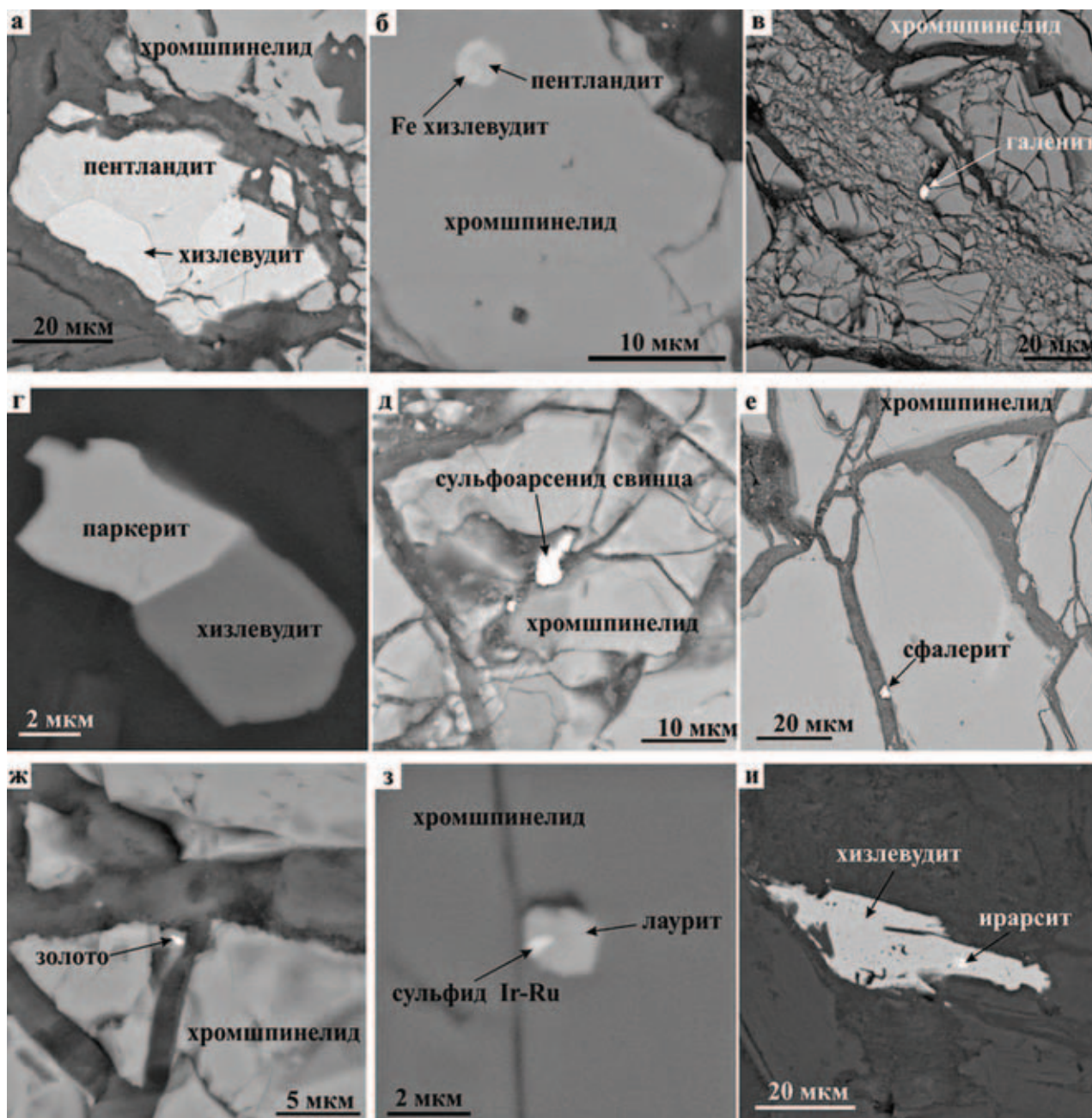
Контакты дунитов с перекрывающими их гарцбургитами относительно ровные, но осложнены слабовыраженными валлообразными поднятиями. Последние, ориентированы согласно с общей структурой дунитовой серии и вытянуты в северном направлении. Подошва дунитового тела фрагментарно вскрывается в левом борту р. Бол. Лагорты. В кровле тела наблюдается ореол разноориентированных дунитовых обособлений жильного облика и жил вебстеритов, локализованных среди гарцбургитов. Его мощность варьирует от 30 до 50 м. Воздействие дунитов на гарцбургиты достаточно сильное, с отчетливым перераспределением ортопироксена в их экзоконтактах. В результате ассимиля-

ции материала мелких ксенолитов гарцбургитов в эндоконтакте материнского тела отмечается зона, содержащая гнездовидные и линзовидные скопления крупнокристаллического ортопироксена. Крупные угловатые ксенолитоподобные блоки гарцбургитов в апикальной части дунитов сохраняют свои структурно-текстурные признаки и состав.

В апикальной части дунитов силлообразного тела были выявлены скопления высокохромистых руд средне и густовкрапленных с содержанием Cr_2O_3 от 18 до 43.6 %, хромшпинелид руд высокохромистый, представленный хромитом и феррохромитом.

К настоящему времени хромитопроявление «Егарт» является малоизученным, как в отношении хромовой руды, так и сопутствующей ей сульфидной и благороднометалльной минерализации. В основу данной работы положены результаты электронно-микроскопических исследований 30 аншлифов (более ста определений) хромовых руд из канав и, в большинстве, кернового материала с различных глубин буровых скважин.

Следует отметить, что по нашим данным, распределение, в целом по Лагортинско-Кершорской площади, происходит между двумя формами сульфидной минерализации — железо-никелевой и медистой (Шайбеков, 2013). Как правило, такая спецификация связана преимущественно с разломом/разломами, которые территориально делят участки района на две группы: первая с сульфидами меди — с ними в наибольшей степени ассоциирует благороднометалльная минерализация и вторая с сульфидами железа и никеля (к которым относится хромитопроявление «Егарт») — с меньшей долей присутствия минералов платиновой группы. Кроме того, можно отдельно выделить третью форму минерализации, часто присутствующую и представленную сульфидами свин-



Сульфидная и благороднометалльная минерализация в хромовых рудах участка «Егарт»

ца, которые повсеместно встречаются как в первом, так и втором случае.

Железо-никелевая минерализация. Наиболее распространенным железо-никелевым сульфидом хромовых руд проявления «Егарт» является хизлевудит (рис. а, г, и). Чаще всего он отмечается в сростках с хромшпинелидом, нередко концентрируется в периферийных его частях и трещинах, а также в массе породообразующих минералов. В последнем случае они, как правило, находятся на небольшом расстоянии от зерен хромшпинелида. Форма хизлевудита довольно разнообразная от пламевидных, удлиненно-вытянутых до округлых зерен размером от первых до 200 мкм. Минерал имеет довольно устойчивый состав с незначительными его колебаниями (31 определе-

ние, %) Ni — от 62.40 до 75.24 (ср. 71.40), S — от 24.05 до 29.31 (ср. 27.54), Fe — от следов до 2.69 (ср. 1.02). То есть, зерна характеризуются часто пониженными содержаниями никеля и повышенными серы. Средняя кристаллохимическая формула имеет вид $(\text{Ni}_{2.83}\text{Fe}_{0.05})_{2.88}\text{S}_2$.

В нескольких аншлифах нами был отмечен хизлевудит в виде включений и сростков с миллеритом и пентландитом в хромшпинелиде с повышенными содержаниями железа (*железистый хизлевудит*, рис. б) с размерами зерен в первые микроны. Содержание элементов варьирует в следующих пределах (3 определения, %): Ni от 52.29 до 68.85 (ср. 61.18) S от 24.37 до 27.32 (ср. 26.19), в качестве примесей в нем присутствует Fe от 4.28 до 16.30 (ср. 9.77), в единичном случае кобальт

(7.05). Средняя кристаллохимическая формула соответствует виду $(\text{Ni}_{2.54}\text{Fe}_{0.44})_{2.98}\text{S}_2$.

Вторым по распространенности железоникелевым минералом является *пентландит* (рис. а, б), преимущественно его кобальтистая разновидность. В хромовых рудах встречается в составе хромшпинелидов, в сростках с хизлевудитом и его разновидностями, и имеет размеры от первых до 50 мкм. Состав его варьирует в следующих пределах (%): Ni — от 30.29 до 32.32 (ср. 31.16), Fe — от 26.17 до 30.06 (ср. 28.31), S — от 32.94 до 33.91 (ср. 33.56), средняя кристаллохимическая формула $(\text{Fe}_{3.88}\text{Ni}_{4.06}\text{Co}_{0.92})_{8.86}\text{S}_8$. Безкобальтовый пентландит был встречен в единичном случае со следующими содержаниями (%): Ni — 32.80, Fe — 33.34, S — 34.27, и имеет кристаллохимическую формулу вида $(\text{Fe}_{4.41}\text{Ni}_{4.18})_{8.59}\text{S}_8$.

Всего в двух случаях нами был отмечен *миллерит*, в первом случае он содержит незначительную примесь железа (Ni — 63.03, Fe — 1.17, S — 35.80 %), во втором характеризуется повышенными содержаниями железа и кобальта (Ni — 46.94, Fe — 16.41, S — 31.19, Co — 5.46 %). Встречается в трещинах и в массе хромшпинелида, а также в сростках с железистым хизлевудитом, имеет размер от 5 до 20 мкм. Средняя кристаллохимическая формула имеет вид $(\text{Ni}_{0.88}\text{Fe}_{0.15})_{1.03}\text{S}$.

Кроме вышеописанных минералов в эту же группу также можно отнести интерметаллид железа и никеля (Ni — 81.92, Fe — 18.08 %), который представляет собой изометричные включения в массе породообразующих минералов с размерами зерен в первые микроны. Также нами были отмечены две арсенидные фазы железа и никеля. В первом и втором случаях это включение в хизлевудите, размером в первые микроны. Состав первого варьирует в следующих пределах (%): Ni — 64.99, Fe — 1.12, S — 11.21, As — 22.68. Кристаллохимическая формула имеет вид $(\text{Ni}_{3.50}\text{Fe}_{0.06})_{3.56}(\text{As}_{0.96}\text{S}_{1.11})_{2.07}$. Во втором случае (%): Ni — 69.81, As — 30.19, кристаллохимическая формула — $\text{Ni}_{2.95}\text{As}$.

Свинцовистая минерализация является на данном участке второй по распространенности и представлена преимущественно *галенитом* (рис. в), в форме угловатых, реже изометричных зерен, расположенных в катаклазированных областях, кавернах и трещинах хромшпинелида, размером до 10 мкм. Нередко образует небольшие скопления в несколько зерен сконцентрированные в областях трещиноватости. Состав галенита довольно устойчив с присутствием небольшого количества примеси железа (16 определений, %): Pb от 83.26 до 87.10 (ср. 85.54), Fe от 1.04 до 5.50 (ср. 2.43), S от 10.20 до 13.24 (ср. 12.19). Средняя кристаллохимическая формула имеет вид $(\text{Pb}_{1.09}\text{Fe}_{0.1})_{1.19}\text{S}$. Галенит с высокой примесью железа был нами отмечен в двух слу-

чаях и отнесен к железистой форме (*железистый галенит*). Содержания элементов в нем следующие: Pb от 75.52 до 78.41 (ср. 76.96), Fe от 9.72 до 14.72 (ср. 12.22), S от 9.76 до 11.87 (ср. 10.81). Средняя кристаллохимическая формула железистого галенита $(\text{Pb}_{1.11}\text{Fe}_{0.67})_{1.19}\text{S}$.

Еще одной редкой минеральной формой свинца в хромшпинелидах представлена *паркеритом* (рис. г), которая была отмечена в массе породообразующих минералов в сростке с хизлевудитом. Зерно имеет неправильную угловатую форму с размерами 5×6 мкм. Состав его следующий: Pb — 63.89, Ni — 25.32, Fe — 1.17, S — 9.63 %, кристаллохимическая формула имеет вид $(\text{Ni}_{2.87}\text{Fe}_{0.14})_{3.01}\text{Pb}_{2.05}\text{S}_2$. Также в виде включения в хромшпинелиде было встречено зерно свинца сложного состава (Pb — 90.38, As — 1.12, S — 8.5 %, рис. 1д), кристаллохимическую формулу которого можно представить в следующем виде $\text{Pb}_{3.11}(\text{As}_{0.11}\text{S}_{1.89})_{2.00}$.

Также отмечен *сфалерит* (рис. 1е), находящийся на периферии или в трещинах зерен хромшпинелида с размерами до 5—6 мкм. Характеризуется устойчивым составом (%): Zn от 58.25 до 59.75 (ср. 59.00), Fe от 7.96 до 9.06 (ср. 8.50), S от 31.22 до 33.79 (ср. 32.50) и имеет следующую кристаллохимическую формулу $(\text{Zn}_{0.89}\text{Fe}_{0.15})_{1.04}\text{S}$.

Наиболее редкими в хромовых рудах участка «Егарт» являются минералы меди. В нашем случае в 30 аншлифах были встречены лишь два медьсодержащих включения. Состав первого представлен четырьмя металлами и представляет собой интерметаллид со следующими содержаниями (%): Cu — 60.68, Zn — 24.48, Ni — 12.30, Fe — 2.55 и может быть представлен в виде формулы $\text{Cu}_{0.95}\text{Zn}_{0.37}\text{Ni}_{0.21}\text{Fe}_{0.05}$, второй — самородной медью.

Благородные металлы на изучаемом участке преимущественно представлены *золотом* (рис. ж), иногда с примесью серебра (самородное серебро встречено лишь в ед. зерне) в трещинах, кавернах, а также в сростках с хромшпинелидом, в виде изометричных зерен, размером в первые микроны. Содержания его варьируют в следующих пределах (4 определения, %): Au от 98.36 до 100, Ag до 1.64.

Лаурит (рис. з) представлен в виде изометричного включения в хромшпинелиде, размером 2 мкм, имеющий следующий состав (%): Ru — 36.17, Os — 19.51, Ir — 11.47, S — 32.85. Кристаллохимическая формула имеет вид $(\text{Ru}_{0.70}\text{Os}_{0.20}\text{Ir}_{0.12})_{1.02}\text{S}_2$. Лаурит находится в сростке Ir-Ru сульфидом (%): Ir — 71.70, Ru — 9.87, Cu — 5.77, Os — 2.08, S — 10.58, которая может быть представлена в следующей виде $(\text{Ir}_{3.39}\text{Ru}_{0.89}\text{Cu}_{0.83}\text{Os}_{0.1})_{5.21}\text{S}_3$ (рис. з). *Ирарсит* отмечен в виде изометричного включения размером 3 мкм в хизлевудите (рис. и). В его

составе отмечаются следующие содержания элементов (%): Ir — 47.98, Rh — 6.01, Ni — 5.89, Pt — 2.88, Fe — 0.56, As, 23.39, S — 13.29, кристаллохимическая формула может быть представлена в следующем виде $(\text{Ir}_{0.60}\text{Ni}_{0.24}\text{Rh}_{0.14}\text{Pt}_{0.04}\text{Fe}_{0.02})_{1.04}\text{As}_{0.75}\text{S}$.

Из всего вышеописанного, можно сделать следующие выводы, которые к настоящему времени являются лишь предварительными. Основными сульфидными минералами участка «Егарт» являются *железо-никелевые* — хизлеудит (в т. ч. железистый), пентландит (в т. ч. кобальтовый), а также интерметаллид и арсениды меди и железа и *свинцовистые* — галенит (в т. ч. железистый), паркерит и сульфоарсенид свинца. Остальные сульфиды представлены редкими включениями сфалерита и минералов меди. Присутствие повышенных концентраций железа связано, прежде всего, с выносом его из хромшпинелида, в котором в результате метаморфических процессов происходит его аккумуляция в периферийных частях и массе породообразующих минералов.

Полученные результаты являются новыми, так как в отношении сульфидной и благороднометалльной минерализации участок «Егарт» не был изучен ранее. Некоторые из описанных форм отмечены впервые для Лагортинско-Кершорской площади, в частности паркерит ранее был уста-

новлен лишь в виде включения в халькопирит-борнитовом зерне на Войкаро-Сыныинском массиве в пределах Дзелятышорского клинопироксенит-верлитового массива (Пыстин и др., 2011), хотя в целом по Уралу его присутствие не редкость (Макеев, 1992). Также для участка, по предварительным данным, в отношении благородных металлов отмечается спецификация в сторону золото-серебряной минерализации, нежели к минералам платиновой группы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ и Правительства Республики Коми р_север_а № 13-05-98819, программы Президиума РАН № 27(12-П-5-1027), научной школы НШ-4795.2014.5.

Литература

1. Макеев А. Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
2. Пыстин А. М., Потапов И. Л., Пыстина Ю. И. и др. Малосульфидное платинометалльное оруденение на Полярном Урале. Екатеринбург, УрО РАН, 2011. 152 с.
3. Шайбеков Р. И., Гайкович М. М., Шевчук С. С. Сульфидная минерализация в хромовых рудах Лагортинско-Кершорской площади (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН, 2012. № 8 (212). С. 13—17.

Новый вид гагата

И. Х. Шумилов

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

При полевых исследованиях девонских терригенных отложений цилемской и устьчиркинской свит тиманского горизонта в обнажениях среднего течения р. Цильмы на Среднем Тимане нами были обнаружены весьма необычные углефицированные фрагменты крупных растений (части стволов и больших ветвей). Необычность заключается в том, что растительная ткань преимущественно сложена угольными шарами диаметром до 25 мм (рис. 1). Кроме того, при проведении экспериментов по выделению спор из упомянутых пород нами была выявлена особенность угольного детрита, выражающаяся в его большей химической устойчивости, чем спорополленина сопутствующих спор, что также неординарно [13].

Исследуемая девонская толща представлена континентальными зеленоцветными осадками аллювиальной равнины, изредка заболачиваемой, периодически затапливаемой мелководным оп-

ресненным водоемом (лагуной), и красноцветными отложениями пролювиальных конусов выноса, имеющих локальное развитие.

Залегание пород субгоризонтальное, осложнено малоамплитудной брахискладчатостью. Тектонические нарушения представлены сериями сбросов или взбросов с суммарным смещением слоев до 30 м. По мнению многих исследователей Среднего Тимана, к сожалению, изложенному в основном в отчетах производственных геологических организаций и лишь в ограниченном количестве публикаций [8], интересующие нас девонские отложения не погружались на глубины более 150—200 м, не подвергались воздействию ни регионального, ни динамического метаморфизма.

Нами были выполнены исследования по методу определения стадии литогенеза (катагенеза) по изменению цвета и прозрачности спор высших растений [14]. Каждый уровень литогенеза

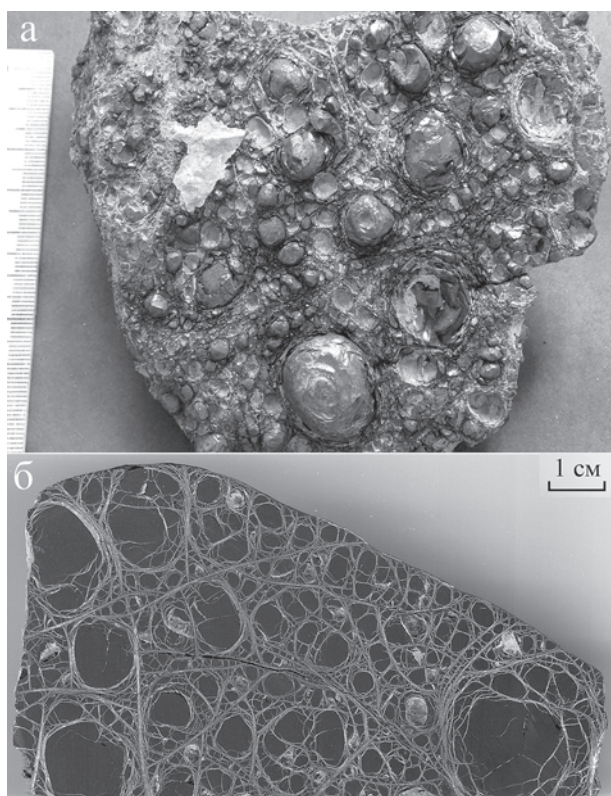


Рис. 1. Уголь с шаровой отдельностью: а — фрагмент ствола с выветрелой поверхностью; б — то же в полированном срезе, трещины заполнены кальцитом

характеризуется определенными изменениями сохранности оболочек микрофитофоссилий. По 7-бальной шкале Л. В. Ровниной [9, 10] изменения цвета спор соответствуют индексам 2 и 3, что отвечает стадии литогенеза 02, 03 или протокатагенеза ПК₂₋₃. В силу перечисленных обстоятельств, следует ожидать, что углефикация растительных остатков не должна превышать бурогольной стадии Б₂–Б₃.

При проведении полевых исследований было выяснено, что фрагменты крупных расте-

ний, сложенные угольными шарами, *часто* встречаются в отложениях цилемской и устьчиркинской свит *на всей площади* их развития. Особо следует подчеркнуть то обстоятельство, что они приурочены исключительно к пластам песчаников — наиболее литифицированным и прочным породам разреза. Во всех иных разностях пород углефицированная растительная органика имеет облик обычного (стекловидного) угля с призматической отдельностью и раковистым изломом.

На рис. 2 представлены поперечные сечения углефицированных фрагментов древесных стволов в пластах песчаников. Осевая часть фоссилий часто выполнена породой, аналогичной вмещающей. Данные растения являлись папоротниковидными рода археоптерисовых [6], центральные части их стволов были выполнены паренхимной тканью, которая очень быстро разрушалась после отмирания растения, в результате чего обломки стволов и крупных ветвей становились пустотелыми (трубовидными). Эти пустоты при транспортировке фрагментов растений до места захоронения забивались сопутствующим обломочным материалом. Поперечные сечения имеют форму двояковыпуклой линзы, реже эллипса с соотношением диаметров 1:3—1:4. Фрагменты углефицированных растений характеризуются поверхностью со всеми оригинальными скульптурными особенностями вплоть до самых тонких. По мере выветривания начинает проявляться их внутренняя шаровая структура: сначала появляются линейные трещины, затем кольцевые, далее начинается разрушение поверхности — обнажаются плотные и прочные угольные шары

Образцы угля с шаровой отдельности были подвергнуты комплексному исследованию его химических и физических свойств методами: оптической микроскопии в проходящем и отражен-

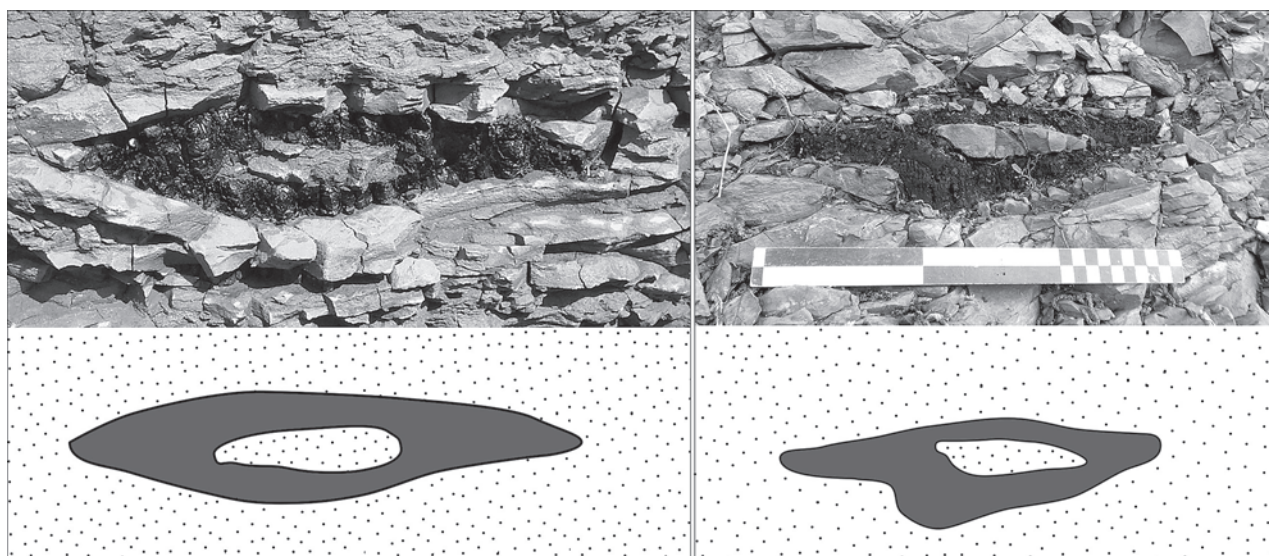


Рис. 2. Поперечные сечения углефицированных фрагментов древесных стволов в естественном обнажении горных пород устьчиркинской свиты

ном свете, электронной микроскопии, атомно-силовой микроскопии, ИК-спектроскопии, термического и рентгеноструктурного анализа, экстракции хлороформрастворимых битумоидов и их газовой-жидкой хроматографии, газовой хроматографии для определения элементного состава. Были изучены плотность, пористость, растворимость в щелочах. Кроме того, исследованы технологические свойства: зольность, влажность, удельная теплота сгорания, выход летучих веществ, полукоксование.

Результаты исследований показали, что углефицированное органическое вещество обладает свойствами, характеризующимися некоторым внутренним антагонизмом.

Цвет угля глубокий бархатно-черный, без каких-либо оттенков, черта на фарфоровой пластине (бисквите) также черная. Скол раковистый с ярким стекляннным блеском, без каких-либо признаков неоднородности сложения или видимой пористости, иногда отмечаются редкие микроступеньки. В единичных случаях шары колются с образованием ровной плоской и матовой поверхности с шелковистым блеском. Уголь шаров плотный и весьма прочный, нет никаких признаков сажистости, не царапается алюминиевой, медной и латунной иглами.

Микроскопические исследования показали, что вещество в проходящем свете непрозрачно, в отраженном — различается органогенная структура с сильно разбухшими исходными растительными клетками до почти полного сужения внутренних полостей, т. е. структура диагностируется как ксиловитреновая. Различий между веществом, слагающим стенки клеток и заполняющих реликты полостей не обнаружено, за исключением небольшой разницы в рельефе полировки. На сколах с шелковистым блеском под электронным микроскопом хорошо различается волокнистое строение материала. На наноуровне все вещество сложено глобулами диаметром 30—40 нм, отмечается общая рыхлость структуры, однако плотность угля составила 1.31 г/см³, при 4.1 % объема, приходящегося на поры.

Элементный состав угольного вещества представлен (%): С — 73.0—75.01; N — 1.13—1.35; H — 4.1—4.4; O+(S) — 18.07—21.26. По отношению к растворам щелочей материал ведет себя инертно, что указывает на отсутствие гуминовых кислот или крайне низкое их содержание. Об этом же свидетельствуют данные термического анализа и ИК-спектроскопии. Также вещество содержит в следовых количествах первичные смолы, малое количество хлороформрастворимых битумоидов. Однако, не взирая на это, отмечается высокий выход летучих веществ, составляющий около 40 %, и весьма высокая [12] теплотворная способность —

32 МДж/кг. Зола угольных шаров относится к внутренней и на ее долю приходится 0.7—0.8 %, аналитическая влажность также невысока и составляет 3.9—4.1 %. При полукоксовании вещество не спекается, выход твердого остатка — около 80 %.

Таким образом, по общему набору характеристик исследованное углефицированное растительное вещество нельзя отнести ни к одному угольному мацералу. С одной стороны, некоторые его свойства отвечают фюзену: черная черта, непрозрачность в проходящем свете, относительно низкое содержание водорода и азота, неспекаемость, малая влажность [1, 2, 7]. С другой стороны, условия захоронения, часть свойств отвечают гагату: спорадическое нахождение в осадочной толще в виде отдельных фрагментов древесных стволов и крупных ветвей (в генезисе отсутствует важнейших этап — стадия торфонакопления), макропризнаки (наружная древесная скульптура, блеск, твердость, раковистый излом), органогенная структура, прослеживающаяся по всему объему фоссилий, высокий выход летучих веществ, малая зольность [3, 4, 11, 5].

Классический гагат, как правило, имеет юрский возраст, произошел при углефикации фрагментов араукариевых хвойных смолистых деревьев. Как справедливо отметил Ю. А. Жемчужников [3], гагат, являясь, безусловно, гумолитом, по набору своих свойств занимает промежуточное положение между гумитами и сапропелитами в силу особенностей своего генезиса. В рассматриваемом нами случае углефицированное органическое вещество по своим характеристикам занимает промежуточное положение между гагатом и фюзеном. Однако, в отличие от классического гагата, углефикации подвергались фрагменты совершенно иных растений — археоптерисовых, которые, например, будучи паротниковидными, не могли изначально содержать значительные количества смол. Пожалуй, это главная первопричина отличия многих свойств. Другой причиной служит полная фюзенизация вещества.

В результате мы пришли к выводу, что исследуемый уголь является древнейшей (девонской) на сегодняшний день разновидностью гагата, произошедшего из археоптерисовых растений, нацело фюзенизированного и обладающего комплексом необычных характеристик. Мы предлагаем присвоить этой новой разновидности собственное имя по месту находки — цильманит.

Работа выполнена по программе УрО РАН 12-У-5-1043.

Литература

1. Бабенко В. П. Вещественный состав углей СССР. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1989. 192 с.

2. *Глуценко И. М.* Теоретические основы технологии горючих ископаемых. М.: Металлургия, 1990. 296 с.

3. *Жемчужников Ю. А.* Материалы к познанию природы гагата // Химия твердого топлива, 1934. № 5. С. 404—413.

4. *Муллер Э.* Гагат: разновидность угля, используемая в художественном промысле. М.: Мир, 1991. 168 с.

5. *Орлов Н. А., Горская А. И.* Химическая природа гагата // Химия твердого топлива, 1934. № 5. С. 414—417.

6. *Орлова О. А., Юрина А. Л., Горденко Н. В.* О первой находке древесины археоптерисовых в верхнедевонских отложениях Среднего Тимана // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 2011. № 5. С. 42—47.

7. Петрология органических веществ в геологии горючих ископаемых // И. И. Аммосов, В. И. Горшков, Н. П. Гречишников и др. М.: Наука, 1987. 333 с.

8. *Разницын В. А.* Тектоника Среднего Тимана. Л.: Наука, 1968. 220 с.

9. *Ровнина Л. В.* Классификация органического вещества осадочных пород на основе палинологического метода // Проблемы современной

палинологии: Статьи советских палинологов к VI Международной палинологической конференции (Калгари, Канада, 1984). Новосибирск: Изд-во «Наука», 1984. С. 31—34.

10. *Ровнина Л. В.* Методика определения исходного типа и уровня катагенеза органического вещества палинологическим методом // Современные аспекты применения палинологии в СССР. Тюмень: Зап-СибНИГНИ. 1983. С. 34—38 (Тр. Зап-СибНИГНИ; Вып. 178).

11. *Русанова О. Д.* Составные элементы гумусовых углей // Химия твердого топлива, 1937. Т. 8. № 3. С. 207—216.

12. Физическая энциклопедия / Под ред. А. М. Прохорова. Т. 5. М.: Большая Российская энциклопедия, 1998. 760 с.

13. *Шумилов И. Х., Тельнова О. П.* Методика обработки углисто-глинистых девонских пород для палинологического анализа. Ч. 1. // Вестник ИГ КНЦ УрО РАН, 2013. №5. С. 12—15. Часть 2. // Вестник ИГ КНЦ УрО РАН, 2013. № 6. С. 11—14.

14. *Шумилов И. Х., Тельнова О. П.* Стадия литогенеза девонских отложений Среднего Тимана (бассейн р. Цильмы) // Вестник ИГ КНЦ УрО РАН, 2014 (в печати).

Алмаз в природе и промышленном синтезе. Современные достижения и перспективы

Т. Г. Шумилова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Алмаз является одним из важнейших материалов современных технологий, в которых используются его уникальные свойства, прежде всего его механические и электрические характеристики, широко применяющиеся соответственно в области производства режущих инструментов и абразивных материалов, в электронике в качестве теплоотводящих подложек и полупроводниковых технологий. Уникальные оптические свойства являются основой использования алмаза в области ювелирного дела и создании высококачественных оптических окон и зеркал для военных и других новейших технологий.

В связи с настойчивым развитием выше указанных областей применения, привлекающих внедрение новейших технологий, потребность соответствующих отраслей в высококачественном алмазном сырье и его объемах в мире неуклонно растет. Прежде всего, требуется увеличение производства высококачественной продукции для технических нужд, при этом объемы продаж на

рынке ювелирных алмазов растут не столь интенсивно особенно на фоне развивающегося экономического кризиса с 2008 года.

Объемы потребления технических алмазов в промышленности очень велики, они составляют порядка 5 млрд. карат в год (около 500 т), из которых около 90 % алмазов составляет искусственное сырье.

Крупный алмаз в промышленном синтезе. С появлением технологий синтеза крупных алмазов, которые начали синтезировать активно в США с конца XX века по высокобарной технологии БАРС, привезенной в США бывшими советскими специалистами, возникла виртуальная угроза заполнения рынка ювелирных алмазов синтетическими камнями. Производители «грозились» отнять четверть рынка у производителей природного сырья. В связи с чем, пришлось разрабатывать комплекс технологий, позволяющих экспрессно и надежно отличать синтетические алмазы от натуральных камней. Однако, уже спустя 10

лет стало ясно, что синтетические алмазы, произведенные по высокобарной технологии, вытеснить природные не смогут ввиду их очень высокой цены, которая в 50 раз превышает стоимость природных алмазов. Себестоимость природных алмазов составляет 40—60 долларов за 1 карат, в то время для синтетических высокобарных — 2500 долларов.

Однако, производители природных алмазов рано успокоились, поскольку механизм получения алмазов из газовой фазы (CVD), который был открыт еще в 80-е годы XX века группой советских ученых [9] и долгое время считался применимым только для создания микроскопических алмазов и поликристаллических алмазных пленок, вдруг неожиданно в начале XXI века получил второе рождение и CVD-технология получения крупных кристаллов начала интенсивно развиваться. Данное обстоятельство стало возможным благодаря работам американских физиков Института Карнеги Геофизической лаборатории Вашингтонского университета во главе с профессором Р. Хемсли, которые впервые синтезировали высококачественные крупные монокристаллические алмазы из газовой фазы в 2004 году [13].

Данное технологическое открытие было быстро подхвачено многочисленными экспериментальными группами в мире. Вопрос получения крупных монокристаллов алмаза стал отдельной темой для обсуждения на международных конференциях. Американская компания Apollo Diamond Inc. получила несколько патентов по синтезу крупных CVD алмазов, в 2011 году право на производство CVD алмазов ювелирного качества получила компания Scio Diamond Technology и уже в 2012 году началось производство алмазов ювелирного качества — как бесцветных, так и кристаллов фантазийных цветов крупностью от 0.25 до 2 карат. Поскольку синтез CVD-алмазов происходит очень быстро, кристаллы ювелирной крупности вырастают в течение суток, это делает себестоимость очень низкой, несравнимой с высокобарными алмазами. Осенью 2013 года компания Scio Diamond Technology объявила о подписании соглашения по производству синтетических ювелирных алмазов с вынесением завода в Китай, где выпуск продукции должен начаться летом 2014 года. На данный момент планируется запуск 100 промышленных установок с последующим увеличением до 400 машин. Учредители уверены в успехе дела, так как они за прошедший период уже проверили спрос на рынке.

Таким образом, новая технология CVD может всколыхнуть мировой алмазный рынок уже в ближайшее время, она является серьезным конкурентом высокобарному синтезу и производителям природных ювелирных алмазов. И, надо

сказать, что технологические решения в этом направлении еще далеко не исчерпаны, возможно создание алмазных материалов с уникальными свойствами. Следует отметить, что несмотря на то, что впервые алмазы из газовой фазы были синтезированы в СССР, сегодня Россия очень сильно отстает не только в плане производства, но и в плане даже научных экспериментальных исследований, связанных с направлением CVD-синтеза.

Современные аспекты проблемы коренных месторождений природных алмазов. Во второй половине XX века было выявлено несколько новых типов коренных источников алмазов, из которых лишь лампроиты стали новым промышленным типом месторождений коренных алмазов. Другие типы коренных проявлений алмазов, связанные с регионально метаморфизованными породами, астроблемами, ультраосновными породами остались на уровне нерентабельных месторождений и находок, которые не имеют практического значения, несмотря на то, что некоторые из них обладают колоссальными запасами, а алмазы имеют уникальные свойства [4, 7].

За последние два десятилетия принципиально новых ярких значимых типов коренных проявлений алмазов не было найдено, а проблемные россыпи богатые высококачественными алмазами уральско-бразильского типа, так и остались проблемными. Вероятно, по этой причине в последнее время все больше стали уделять внимание нетрадиционным типам пород и нетрадиционным тектоническим обстановкам, в том числе окраинам платформ и областям складчатых поясов [2]. В результате чего были обнаружены коренные проявления алмазов субэкономического значения, например в связи с шошонит-абсарокит-пикритами Карашохо (Узбекистан), ультраосновными лампрофитами района Паркер (Канада) и другие [2].

Среди некимберлитовых алмазоносных пород сегодня различают вулканические разновидности — лампроиты, лампрофиты, пикриты, меймечиты, щелочные базальтоиды; plutonические породы представлены перидотитами и пироксенитами [2]. Учитывая известные находки алмазов в карбонатитах [5, 10, 12] и их возможную пространственную и генетическую связь с кимберлитами, данный тип пород также может рассматриваться в качестве одного из возможных источников коренных алмазов.

В Республике Коми проблема коренных источников алмазов стоит давно. Вопрос алмазоносности Тимана изучается с начала 50-х годов, когда были начаты целевые поисковые исследования экспедиционными работами ЦНИГРИ, в последствии работы периодически возобновлялись и затухали. Несмотря на длительную исто-

рию изучения вопроса в целом, находки кимберлитов, спутников алмазов и незначительных находок алмазов в россыпях, коренные источники так и не были обнаружены. За более чем полувековой период изучения проблемы тиманской алмазности наибольшим успехом было обнаружение кимберлитовых трубок и погребенной золото-редкоземельно-алмазносной россыпи Ичетью.

При анализе возможной коренной алмазности Тимана были предложены кардинально различные вероятные источники алмазов — кимберлитовые трубки (в том числе Умбинская, Водораздельная и Средненская, которые оказались пустыми), и «туффизиты», которые по имеющимся геолого-минералогическим характеристикам специалистами-алмазниками отнесены к типичному россыпному объекту [1].

Если пытаться анализировать вероятные некимберлитовые источники алмазов, то можно предположить возможную связь тиманской алмазности с лампрофитами [6] и карбонатитами Четласского комплекса [10, 11], причем в последних нами обнаружены псевдоморфозы графита по алмазу и алмазоподобный углерод «in situ» [8].

До недавнего времени считалось, что карбонатиты Косьюского массива имеют глубинный источник углерода, но происхождение самих пород связывалось с метасоматическим процессом [3]. Однако, в ходе детальных исследований, включая анализ геологических, минералого-петрографических и геохимических особенностей, нами установлено, что данные карбонатиты имеют классический магматический генезис с мантийным источником карбонатного расплава [10]. Установление магматической природы и находка алмазоподобного углерода в косьюских карбонатитах «in situ», позволяет более оптимистично рассматривать их перспективы на алмазность.

Будущие перспективы. Развитие технологий экспериментального и промышленного синтеза сегодня однозначно показывает стремительный прогресс и откровенно видно преимущество этого направления в отношении не только объемов производства, но и качества алмазов, а также снижения себестоимости. Технологии производства искусственных алмазов дают сегодня не только достаточно дешевое алмазное сырье для абразивного инструмента, но и высококачественные алмазы с заданными техническими свойствами, а также ювелирные кристаллы. Будущее развитие технологий получения искусственных алмазов видится в расширении спектра заданных электронных свойств алмазов и получении сверхтвердых алмазных материалов с техническими характеристиками, существенно превышающими свой-

ства обычного алмаза. Планирующийся выход синтетических ювелирных алмазов на продажу может существенно изменить расклад сил на алмазном рынке и соответствующих производствах, что может еще сильнее осложнить проблемы глубокого кризиса отрасли природных алмазов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы УрО РАН, проект № 12-У-5-1026.

Литература

1. Ваганов В. И., Голубев Ю. К., Щербакова Т. Е., Кононова В. А., Первов В. А., Езерский В. А., Молчанова Е. В., Богатых И. Я. Природа «туффизитов» Среднего Тимана в связи с проблемой коренных источников алмазов. М.: ЦНИГРИ, 2001. 50 с.
2. Каминский Ф. В. Некимберлитовые источники алмазов: современное состояние проблемы // Модели образования алмаза и его коренных источников. Перспективы алмазности Украинского щита и сопредельных территорий: Сборник тезисов Международной научной конференции. Киев: Издательство «ТОВ «ЦПКОМ-ПРИНТ», 2012. С. 86—87.
3. Костюхин М. Н., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. С. 151—205.
4. Лаврова Л. Д., Печников В. А., Плешаков А. М., Надеждина Е. Д., Шуколюков Ю. А. Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир, 1999. 228 с.
5. Лапин А. В., Диваев Ф. К., Костицын Ю. А. Петрохимическая типизация карбонатитоподобных пород Чагатайского комплекса Тянь-Шаня в связи с проблемой алмазности // Петрология, 2005. Т. 13. № 5. С. 548—560.
6. Макеев А. Б., Лебедев В. А., Брянчанинова Н. И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 348 с.
7. Масайтис В. Л., Мащак М. С., Райхлин А. И., Селивановская Т. В., Шафрановский Г. И. Алмазносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 179 с.
8. Мингалев А. Н., Исаенко С. И., Шумилова Т. Г. Углеродное вещество в карбонатитах Косьюского массива (Средний Тиман, Россия) // Мат. мин. семинара с международным участием «Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества: проблемы структурирования, упорядочения и эволюции структуры». Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 292—293.
9. Федосеев Д. В., Дерягин Б. В. Гомогенное образование метастабильных фаз углерода при высоких пересыщениях // Журнал экспериментальной и теоретической физики, 1981. Т. 80. В. 1. С. 413—419.
10. Шумилова Т. Г., Ковальчук Н. С., Мингалев А. Н., Диваев Ф. К. Изотопный состав углерода и

кислорода карбонатов карбонатитов Косьюского массива (Средний Тиман) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2012. № 4. С. 4—9.

11. Шумилова Т. Г., Филиппов В. Н., Каблис Г. Н. Графит и его псевдоморфозы по алмазу в карбонатитах Косьюского массива (Тиман) // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 137—138.

12. Djuraev A. D., Divaev F. K. Melanocratic carbonatites — new type of diamond-bearing rocks, Uzbekistan / Mineral Deposits: Processes to Processing. Stanley et al. (eds.), Balkema, Rotterdam, 1999. V. 1. Pp. 639—642.

13. Yan C. S., Vohra Y. K., Mao H. K., Hemley R. J. Very high growth rate chemical vapor deposition of single-crystal diamond // PNAS, 2002. Vol. 99. # 20. P. 12523—12525.

Углеродное вещество и металлоносность уральских пород черносланцевого типа

Т. Г. Шумилова, С. С. Шевчук, С. И. Исаенко
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Рудоносные породы черносланцевого типа относятся пока к нетрадиционным, но весьма перспективным объектам для промышленного использования [1—3, 5, 8, 10, 11 и т. д.]. Углеродистое вещество оказывает существенное влияние на формирование, перенос и накопление рудных компонентов в черных сланцах [13, 14]. В связи с этим выявление новых рудоносных объектов данного типа, изучение фазового состояния и механизмов влияния углеродных веществ на формирование металлоносной минерализации в конкретных объектах является весьма актуальным. На территории Урала геологические и минерагенические исследования территории развития черных сланцев и пород черносланцевого типа проводились давно. На Полярном и Приполярном Урале серьезные работы проводились с 30-х годов прошлого века, начиная с Г. Л. Падалки, К. Г. Войновского-Кригера и многих других исследователей, которые периодически прерывались и возобновлялись с разной интенсивностью [12]. В настоящее время на данной территории проводятся геологические исследования в частности В. А. Салдиным и А. М. Пыстиным, геохимические изыскания — Я. Э. Юдовичем, а также фрагментарные производственные работы, однако системных специализированных работ по рудоносности и выявлению потенциально промышленных объектов черносланцевого типа на Полярном и Приполярном Урале не ведется. Среди наиболее современных работ обобщающего плана по уральскому региону в целом можно отметить работы сотрудников ВСЕГЕИ и ИГГ УрО РАН [6, 9, 10]. При этом прогноз степени продуктивности в отношении рудоносности пород черносланцевого типа на Урале выглядит неоднозначно, а роль углероди-

стых пород в формировании многих металлоносных аномалий, исходя из имеющихся данных, явно недоучитывается при описании объектов, и среди потенциально перспективных объектов оруденение в породах черносланцевого типа на Полярном и Приполярном Урале отдельно не выделяется [6], в то же время на Северном и Среднем Урале подобные объекты относятся к нетрадиционному типу оруденения [10]. При этом, было замечено, что комплексное оруденение в углеродсодержащих породах терригенно-вулканогенных, известково-биогенных толщ покровно-сладчатых и подвижных областей находится в едином рудно-формационном ряду, завершающимся крупнейшими месторождениями редкометалльно-золото-платиноидно-полиметаллической рудной формации [10].

В связи с этим представляется, что на данном этапе исследований на территории Урала отсутствует системный подход к проблеме анализа промышленно значимой рудоносности углеродистых пород черносланцевого типа. Данное обстоятельство вероятно может быть вызвано технологическими трудностями при выявлении рудоносности пород в связи с тонкодисперсным характером выделений полезной минерализации и сложностями его диагностики и извлечения и, как следствие, отсутствием общепринятой методики изучения продуктивности подобных объектов.

В то же время, направление по изучению, выявлению новых объектов черносланцевого типа и вовлечению их в эксплуатацию активно развивается в мире и в других российских регионах [3, 8, 11 и многие другие]. На данный момент уже накоплен достаточно богатый опыт по изучению объектов черносланцевого типа, который будет полезен и для Урала, что может повысить рудо-

носный потенциал уральского региона, к такому же выводу пришли авторы работы [9].

В пределах Уральской складчатой системы было выделено 12 углеродистых и углеродсодержащих формаций рифейского и раннепалеозойского возраста, специализирующихся в основном на уран и золото [4]. Геохимический фон по содержанию золота в породах черносланцевого типа составляет 3—20 мг/т, для аномалий свойственны содержания — 20—35 мг/т, резкие аномалии характеризуются содержаниями золота более 50 мг/т [13]. Чаще всего приводятся сведения о незначительном превышении кларковых содержаний золота для черносланцевых пород поэтому уральские породы считаются умеренно металлоносными [9], хотя в интенсивно рассланцованных породах содержание золота может достигать 1—5 г/т [4]. При этом Южные районы Урала, являются более изученными и по установленным данным более богатыми — содержащими слабо аномальные содержания золота, как правило, от сотых до десятых долей г/т, хотя в ряде случаев имеются и аномально высокие концентрации золота, в том числе промышленные, включая Воронцовское месторождение [1, 9].

Выявление металлоносности пород черносланцевого типа является не простой задачей, которая часто определяется типом использованных методик анализа содержаний металлов. Нами проведены предварительные исследования с применением новых современных аналитических возможностей методом атомно-абсорбционной спектроскопии с кислотной обработкой и электротермической атомизацией на примере углеродсодержащих пород Хараматалоуского блока и сопряженного участка Лемвинской зоны (Полярный Урал), Неркаюского комплекса (Приполярный Урал), Шумихинского комплекса (Средний Урал), Максютковского комплекса (Южный Урал). Проведенные нами исследования показали резкие (рудные) аномалии по золоту (0.1—3.98 г/т) и высокие до аномальных содержания по серебру (0.6—5.0 г/т) для всех исследованных объектов с углеродистой минерализацией.

В результате микрозондовых исследований в углеродсодержащих сланцах Неркаюского, Шумихинского и Максютковского комплексов нами обнаружены в самостоятельных минеральных обособлениях самородное серебро, аргентит, олово, сплав меди с цинком и никелем (нейзильбер), кадмийсодержащий висмут, многочисленные редкоземельные и другие минеральные фазы, часто имеющие глобулярную форму выделений.

Комплексные исследования углеродистого вещества объектов показали, что оно представлено обширным комплексом веществ преимущественно биогенной природы. По данным фото-

электронной рентгеновской спектроскопии и ожэ-спектроскопии углеродное вещество исследованных комплексов в разной мере представлено углеродом всех дискретных типов гибридизации углерода (sp^3 , sp^2 , sp^1). Анализ фазового состава углеродистого вещества показал присутствие различных типов веществ — от битумов до нанокристаллического графита и алмазоподобного углерода, которые могут находиться в тесной пространственной связи. Здесь же, встречаются углеродные нановолокна и углеродные наноглобулы, редкие углеродные пиподы. Кроме того, предварительные данные указывают также на возможное присутствие в углеродистых сланцах захороненных бактериальных колоний, аналогичных бактериальным матам, которые в данном случае имеют приразломную природу.

Комплексный анализ геолого-структурных и минерало-геохимических особенностей протерозойских и палеозойских толщ Урала с проявлениями полихронности преобразований как самих пород, так и углеродистого вещества, позволяет рассматривать данный тип объектов как весьма перспективный для дальнейших более детальных исследований на выявление практически значимых коренных золотоносных объектов, в том числе в северных районах. Не смотря на высказанные предположения о весьма скромном металлоносном потенциале уральских пород черносланцевого типа [9], применение новых современных технологических подходов, использующихся при изучении дальневосточных объектов, и более детальное исследование территории с комплексным анализом геолого-минералогических, тектонических особенностей и глубинного строения могут изменить ситуацию по оценке перспективности уральских объектов. Не исключено, что уральская геологическая структура в целом несет в себе «рудonoсный углеродистый пояс» богатый как благородными, так и редкими металлами и другими ценными компонентами. Используемая новая методика исследований металлоносности может стать основой для анализа продуктивности пород черносланцевого типа на благороднометалльную минерализацию при изучении и уральских объектов.

Исследования проведены при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 12-С-5-1035. Авторы выражают благодарность А. И. Ханчуку и Л. П. Плюсниной за содействие в проведении исследований, Е. В. Пушкинскому, Л. Н. Любоженко и Л. И. Гурской за предоставленные для исследований образцы, В. А. Салдину, О. П. Тельновой, Т. И. Марченко, В. Ю. Лукину за научные консультации, сотрудникам ЦЭМ Ахенского университета (Германия), ЦКП Геонаука ИГ Коми НЦ УрО РАН, Института физики металлов УрО

РАН и ПЦЛЭиИА ДВГИ и ИХ ДВО РАН за помощь в проведении аналитических работ.

Литература

1. Азовскова О. Б. Углеродистые метасоматиты северной части Восточно-Тагильского массива: геологическая позиция и основные характеристики // Ежегодник-2011, Тр. ИГГ УрО РАН. 2012, вып. 159. С. 149—153.
2. Данилова Ю. В., Шумилова Т. Г., Данилов Б. С. Минералого-геохимические особенности графитизированных пород Чернорудско-Баракчинской тектонической зоны // Записки ВМО. 2007. Ч. 136, В. 3. С. 66—76.
3. Жмодик С. М., Миронов А. Г., Жмодик А. С. Золото-концентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Гео, 2008. 304 с.
4. Карпузов А. Ф., Карпунин А. М., Соболев Н. Н., Мозолева И. Н., Карпузов А. А. Минерально-сырьевой потенциал черносланцевых формаций складчатых поясов России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2008, № 5. С. 2—15.
5. Летников Ф. А., Савельева В. Б., Аникина Ю. В., Смагунова М. М. Высокоуглеродистые тектониты — новый тип концентрирования золота и платины // Доклады Академии наук. 1996. Т. 347, № 6. С. 795—798.
6. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / Ред.
- А. Ф. Морозов, О. В. Петров, А. Н. Мельгунов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.
7. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
8. Рафаилович М. С., Мизерная М. А., Дьячков Б. А. Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. Алматы, 2011. 272 с.
9. Сазонов В. Н., Кортеев В. А., Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Великанов А. Я. Золотом в «черных сланцах» Урала // Литосфера, 2011. № 4. С. 70—92.
10. Тектоническое районирование и минерализация Урала / Очерки по региональной геологии России. Серия аналитических обзоров. Вып. 3. Ред. А. Ф. Морозов, Н. В. Межеловский, К. К. Золотов. М.: Геокарт, ГЕОС, 2006. 180 с.
11. Ханчук А. И., Плюснина Л. П., Молчанов В. П., Медведев Е. И. Графитизированные комплексы северной части Ханкайского террейна — новый тип комплексных благороднометалльных месторождений // Вестник ОНЗ РАН. 2010. Т. 2, NZ11003 (13 с).
12. Шумилова Т. Г., Любоженко Л. Н., Букалов С. Углеродистое вещество пород Хараматаловского выступа и сопредельного участка Лемвинской зоны. Сыктывкар: Геопринт, 2000. 56 с.
13. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 304 с.
14. Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П. Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998. 366 с.

Новый вклад в геохимию марганца

Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В 2010 г. нами была начата систематическая разработка геохимии марганца, первые результаты которой публиковались в «Вестнике Института геологии Коми НЦ УрО РАН», а также в новом петербургском журнале «Биосфера» [4—7]. К настоящему времени эта работа завершена и подготовлена рукопись объемной монографии «Геохимия марганца». В числе результатов, изложенных в этой монографии, и **новые оценки кларков марганца**.

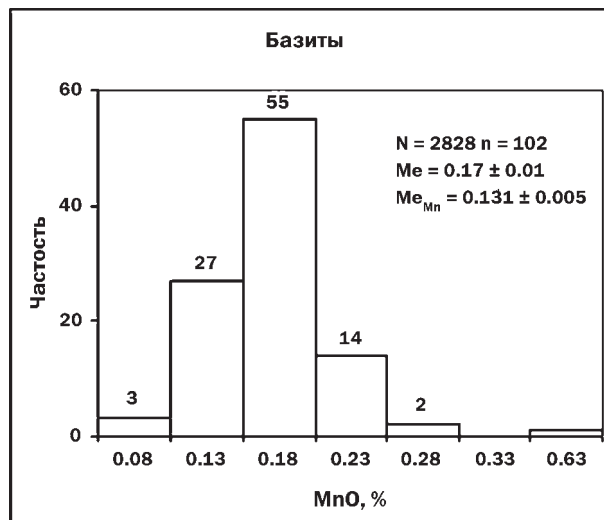
После пионерных работ Й. Фогта еще в 19-м в., введшем в геохимическую литературу такую важную константу как марганцевый модуль Mn/Fe , кларки марганца в магматических породах оценивались всеми крупнейшими геохимиками 20-го в: самим Ф. Кларком, В. И. Вернадс-

ким, А. Е. Ферсманом и А. П. Виноградовым. Однако накопление аналитических данных требовало уточнения полученных ранее цифр: в первую очередь, по осадочным породам, которым в прежних работах уделяли недостаточное внимание (и количество анализов осадочных пород длительное время было несопоставимо малым по сравнению с магматическими). В 1976 г. К. Ведеполь в докладе на Сиднейском международном симпозиуме оценил кларки марганца по всем имевшимся тогда данным [16]. Важной особенностью подсчетов Ведеполя явился учет разных генотипов горных пород. Так, вместо прежних оценок для «сланцев» Ведеполь дал две цифры: для нормальных глинистых сланцев с $C_{орг} < 1\%$ и для «битуминозных», т. е. для

пород, которые принято называть «черными сланцами». Содержания в них Mn и значения марганцевого модуля (ММ) оказались совершенно различными: соответственно 600 и 150 г/т, 0.013 и 0.008. Аналогично, из песчаников были вычленены граувакки, гораздо более богатые марганцем (690 г/т), нежели прочие (310—488 г/т). Накопленные данные позволили К. Веддеполю дать оценки и для океанских пелагических осадков, которые оказались резко обогащенными марганцем (6250 г/т Mn в Тихом и 3680 г/т в Индийском и Атлантическом океанах). Следующим крупным шагом в кларковой геохимии марганца явилась работа коллектива А. Б. Ронова [3], в которой впервые появились оценки кларков для таких пород, как кремнистые и эвапоритовые. Наиболее поздними оценками кларков марганца являются цифры в получившем широкую известность «Компендиуме» американского геохимика Ж. Ли [15].

Бурный прирост аналитической информации в конце прошлого и начале нынешнего Миллениума позволяет предложить новые оценки кларков марганца с большим вниманием к составу пород стратисферы. В отличие от наших предшественников, при обработке статистических совокупностей мы оценивали кларк не как среднее арифметическое, а как среднее медианное, поскольку (особенно при небольших выборках) на оценку среднего арифметического сильно влияют единичные экстремальные содержания (геохимические аномалии), от чего свободна оценка медианы. Так, в 1976 г., собрав более 19400 анализов, Р. Лемэтр [14] оценил средний химический состав 38 групп магматических горных пород. Наша статистическая обработка этих данных [6] показала роковой изъян простого арифметического (а не медианного) усреднения: при такой процедуре экстремальные цифры резко искажают средние значения. Например, без двух аномальных цифр (дуниты, MnO 0.71 % и перидотиты, 0.41 %) значение ММ в гипербазитах получится вдвое пониженным против кларка земной коры. Другой показательный пример — оценка кларка марганца в кремнистых породах. А. Б. Роновым и сотр. в работе 1990 г. [3] для кремнистых пород континентов дана цифра 0.292 % MnO (= 0.22 % Mn), а для кремнистых осадков 1-го сейсмического слоя океана — 0.298 % MnO (= 0.23 % Mn). Наша оценка кларка марганца в силицитах получилась гораздо более низкой — 0.077 ± 0.017 %. При столь значительной дисперсии содержаний Mn, наличие в совокупности сильных аномалий завышает оценку кларка в форме среднего арифметического, поэтому наша оценка кларка Mn в форме медианы представляется более достоверной. В расчетах мы применяли ту же методику,

которая была использована нами в оценках кларков черных сланцев и углей [8; 12; 13]. Среднее квадратичное отклонение медианы σ_{Me} вычисляется по формуле $\sigma_{Me} = (Q_3 - Q_1)/2\sqrt{n}$, где Q_3 и Q_1 — третья и первая квартили частотного распределения, а n — число анализов. В наших расчетах n означало число выборочных средних, нанесенных на частотную гистограмму. Пример такой диаграммы показан на рисунке.



Пример частотного графика. Распределение марганца в базитах

Всего нами собрано и статистически обработано около 1400 выборочных средних, что соответствует примерно 92 тыс. анализам горных пород (см. таблицу). Выполненная работа позволяет сделать несколько выводов, в том числе и таких, которые требуют определенной ревизии прежних оценок. Рассмотрим полученные результаты по крупным группам эндогенных и экзогенных горных пород.

Гипербазиты. Модальные содержания MnO попадают в интервал 0.10—0.20 %, а общее медианное содержание ($\pm 1 s_{Me}$) составляет 0.17 ± 0.01 %, что соответствует среднему содержанию Mn = 0.13 ± 0.01 %. Эта цифра совпадает с оценкой кларка Ж. Ли для «океанической коры» (1300 г/т), но выше кларка К. Веддеполя для гипербазитов (1050 г/т). При медианном содержании Fe = 8.45 ± 0.77 %, кларковое значение марганцевого модуля составляет 0.016 ± 0.001 . И это значение в точности совпадает с цифрами Ж. Ли для океанической коры и верхней мантии, а также К. Веддеполя — для гипербазитов.

Базиты. Модальные содержания MnO попадают в интервал 0.15—0.21 %, а общее медианное содержание ($\pm 1 s_{Me}$) составляет 0.17 ± 0.01 , что соответствует среднему содержанию Mn = 0.13 ± 0.01 . Таким образом, неожиданно кларк марганца в базитах оказывается таким же, как в гипербазитах. Однако, в отличие от последних, эта

Медианные содержания марганца в главных типах горных пород

Материал	Число выборок	Число анализов	MnO, %	Mn, %	Fe ₂ O ₃ + FeO, %	ММ = Mn/Fe
Гипербазиты	26	3599	0.170 ± 0.013	0.131 ± 0.010	11.74 ± 0.98	0.0150 ± 0.0011
Базиты	102	2828	0.170 ± 0.007	0.131 ± 0.005	10.27 ± 0.28	0.0170 ± 0.0003
Магматиты среднего состава	89	1370	0.110 ± 0.007	0.085 ± 0.006	5.79 ± 0.25	0.0190 ± 0.0006
Магматиты кислого состава	158	3502	0.050 ± 0.004	0.039 ± 0.003	2.70 ± 0.15	0.0190 ± 0.0008
Магматиты щелочного состава	28	417	0.120 ± 0.025	0.092 ± 0.019	3.34 ± 1.40	0.0235 ± 0.0020
Гидротермалиты	84	1496	0.285 ± 0.008	0.219 ± 0.006	9.03 ± 1.75	0.0245 ± 0.0022
Метаморфиты	75	1454	0.120 ± 0.013	0.092 ± 0.010	7.03 ± 0.52	0.0170 ± 0.0011
Метасоматиты	96	1077	0.100 ± 0.014	0.077 ± 0.010	5.12 ± 0.85	0.0180 ± 0.0013
Алевропесчаные породы	92	8862	0.070 ± 0.006	0.054 ± 0.005	3.93 ± 0.19	0.0210 ± 0.0016
Алевроглинистые породы	81	5969	0.080 ± 0.009	0.062 ± 0.007	5.97 ± 0.27	0.0155 ± 0.0021
Кремнистые породы	120	1972	0.100 ± 0.022	0.077 ± 0.017	8.05 ± 1.67	0.0180 ± 0.0023
Карбонатные породы	82	5529	0.110 ± 0.018	0.085 ± 0.014	1.60 ± 0.16	0.0917 ± 0.0164
Конкреции	67	672	0.460 ± 0.080	0.354 ± 0.062	11.98 ± 2.88	0.0290 ± 0.0093
Черные сланцы	87	1779	0.100 ± 0.012	0.077 ± 0.009	4.96 ± 0.49	0.0180 ± 0.0054
Каменные угли	130	28978	0.0091 ± 0.0008	0.0070 ± 0.0006		
Бурые угли	82	23060	0.0130 ± 0.0006	0.0100 ± 0.0005		

оценка ниже оценки кларка Ж. Ли для «базальтов» (1550 г/т), Р. Лемэтра [14] — для основных пород (0.15 %) и ближе к оценке К. Ведеполя для «габбро» (1390 г/т). При медианном содержании Fe = 7.71±0.21 %, кларковое значение марганцевого модуля составляет 0.017±0.0003. Это значение ниже кларка Ж. Ли для «базальтов», но в точности совпадает с оценкой значения ММ для «верхней континентальной коры», с цифрой К. Ведеполя для «габбро» и близко к цифре, получаемой при обработке данных Р. Лемэтра (0.016).

Породы среднего состава. Необходимо отметить характерную особенность пород среднего состава — их несамостоятельный, промежуточный характер между породами кислыми и основными. Это особенно ярко проявлено в грандиозном Охотско-Чукотском вулканогенном поясе [2], где «чистых» андезитов сравнительно немного, а преобладают либо андезибазальты, либо андезидациты (те и другие — либо нормальные, либо в разной степени подщелоченные), а среди интрузивных — не столько диориты или сиениты, сколько гранодиориты или граносиениты. Это обстоятельство затрудняет статистический анализ (не всегда понятно — куда отнести тот и ли иной

анализ). Модальные содержания MnO попадают в узкий интервал 0.10—0.12 %, а общее медианное содержание ($\pm 1 s_{Me}$) составляет 0.11±0.01, что соответствует среднему содержанию Mn = 0.085±0.01. Хотя это заметно ниже оценки кларка Ж. Ли и К. Ведеполя для «андезитов» (1100 и 1160 г/т), и ниже цифры Р. Лемэтра для пород среднего состава (0.12 %) но при медианном содержании Fe = 4.47±0.19 %, кларковое значение марганцевого модуля составляет 0.019±0.001, что совпадает с цифрой Ж. Ли для «андезитов» и оценкой Р. Лемэтра (0.020), но гораздо ниже соответствующей цифры К. Ведеполя (0.025). Все это позволяет думать, что оценка Ведеполем величины ММ для пород среднего состава — завышена.

Породы кислого состава. Модальные содержания MnO попадают в широкий интервал 0.02—0.06 %, а общее медианное содержание ($\pm 1 s_{Me}$) составляет 0.050±0.004 %, что соответствует среднему содержанию Mn = 0.039±0.003 %. Это в точности соответствует оценке кларка Ж. Ли для «гранитов» (390 г/т) и такой же (!) оценке К. Ведеполя для «гранодиоритов», но не имеет ничего общего с цифрой, получаемой по данным Р. Лемэтра (0.08 %). При медианном содержании Fe =

$= 2.05 \pm 0.11$ %, кларковое значение марганцевого модуля составляет 0.019 ± 0.001 . И это значение почти совпадает с цифрой Ж. Ли для гранитов (0.018) и с цифрой Р. Лемэтра (0.020) но гораздо выше соответствующей цифры К. Ведеполя (0.015). Вновь приходится усомниться в достоверности оценки К. Ведеполя.

Щелочные породы. К сожалению, собранные нами материалы по петрохимии щелочных пород оказались весьма скудными. Дисперсия содержания MnO оказалась настолько значительной, что потребовала применения логарифмического масштаба на частотной гистограмме; модальные содержания MnO попадают в широкий интервал 0.05—0.20 %, а общее медианное содержание ($\pm 1 s_{Me}$) составляет 0.12 ± 0.03 , что соответствует среднему содержанию Mn = 0.092 ± 0.02 . Ввиду малой статистики, эту цифру мы не можем считать полноценной оценкой кларка щелочных пород. Во всяком случае, она гораздо ниже цифр К. Ведеполя для трахитов (1240 г/т), фонолитов и нефелиновых сиенитов (1470 г/т). При медианном содержании Fe = 3.93 ± 1.03 %, кларковое значение марганцевого модуля составляет 0.024 ± 0.002 , что хотя и выше наших цифр для всех остальных магматических пород, но существенно ниже цифр К. Ведеполя для названных выше щелочных эффузивов (0.034) и интрузивов (0.047—0.045). Данные Р. Лемэтра позволяют дать раздельную оценку для двух групп щелочных и субщелочных пород основного и среднего состава. При равенстве средних содержаний Mn (0.19 и 0.20 %), но при значительно большей железистости первых, соответствующие оценки величины ММ получаются совершенно различными: 0.017 и 0.036. В целом же несомненно, что при формировании натровых щелочных пород происходит сильное отделение марганца от железа.

Гидротермалиты. Ранее попыток оценок кларка марганца в гидротермальных образованиях не предпринималось. В собранных нами данных дисперсия содержаний MnO настолько велика, что потребовала применения логарифмического масштаба частотного графика. При этом совокупность значений MnO явно гетерогенна: она распадается на фоновую (до 1.0 %) с ясно выраженной модой в интервале 0.10—0.32 % и хаотическую «рудную» (больше 1.0 %). В результате общее медианное содержание MnO ($\pm 1 s_{Me}$) определяется как 0.285 ± 0.008 %, что соответствует среднему содержанию Mn = 0.22 ± 0.01 %. Ввиду крайней гетерогенности совокупности, считать эту цифру кларком гидротермалитов, конечно, нельзя, но все же она показывает, что эти образования несомненно обогащены марганцем. При медианном содержании Fe = 8.94 ± 1.29 %, кларковое значение марганцевого модуля составляет

0.025 ± 0.025 , что выше, чем в большинстве магматических пород.

Метаморфиты. В совокупности собранных нами данных распределение MnO правоасимметричное, напоминающее логарифмически-нормальное. Модальные содержания MnO попадают в широкий интервал 0.05—0.15 %, а общее медианное содержание ($\pm 1 s_{Me}$) составляет 0.12 ± 0.01 , что соответствует среднему медианному содержанию Mn = 0.09 ± 0.01 . Это содержание можно считать оценкой кларка марганца в метаморфитах, хотя ввиду гетерогенности протолита, особого смысла в этом нет. К. Ведеполь [16] вычислял средний состав метаморфитов верхней континентальной коры (в числе которых гнейсы и слюдяные сланцы, гранулиты, зеленокаменные породы и спилиты, амфиболиты и эклогиты): Mn = 750 г/т. При медианном содержании Fe = 5.41 ± 0.39 % кларковое значение марганцевого модуля получается 0.017 ± 0.001 , что совпадает с кларком ММ для «верхней континентальной коры», по Ж. Ли и с взвешенным (по массам пород) кларком Н. А. Григорьева [1] — 0.017. Такое совпадение просто подтверждает изохимичность метаморфитов в изученной совокупности.

Метасоматиты. Приведенные выше цифры (Mn = 0.09 ± 0.01 %, ММ = 0.09 ± 0.01) касались изохимического регионального метаморфизма, в котором не происходит существенного изменения химического состава протолита, за исключением, конечно, потери летучих компонентов. Однако в действительности об изохимичности регионального метаморфизма можно говорить только на «мелкомасштабном» уровне, т. е. при рассмотрении регионального метаморфизма целых осадочных толщ многосотметровой мощности или крупных тел магматических пород. На «крупномасштабном» уровне, т. е. на уровне отдельных слоев осадочных толщ (или небольших тел, даек или пластовых интрузий) всегда происходят локальные процессы привноса—выноса компонентов, чаще всего щелочей. Крупнейшей ареной развития аллохимического метаморфизма являются процессы ультраметаморфизма, в которых происходит селективное плавление протолита с образованием мигматитов. Установлено, что ультраметаморфизм всегда предваряется процессами щелочного или кремнещелочного метасоматоза — «гранитизацией». Аллохимическими по своей природе являются и процессы метаморфизма в горячих контактах интрузий (в особенности, даек гипербазитов или базитов), где образуются контактовые роговики. Наконец, широчайшим образом проявлены процессы аллохимического метаморфизма (метасоматизма) в большинстве рудных месторождений. Во всех перечисленных случаях отмечаются более или менее интенсивные про-

цессы миграции марганца. По обработанным нами данным дисперсия содержаний MnO оказалась столь велика, что потребовала применения логарифмического масштаба частотного графика. Модальные содержания MnO попадают в широкий интервал 0.05—0.22 %, а общее медианное содержание ($\pm 1 s_{Me}$) составляет 0.10 ± 0.01 %, что соответствует среднему содержанию Mn = 0.077 ± 0.01 %. При медианном содержании Fe = 4.28 ± 0.85 %, среднее значение марганцевого модуля составляет 0.018 ± 0.001 , что случайно совпадает с оценкой кларка MM для гранитов в «Компендиуме» Ж. Ли [15].

Терригенные осадочные породы. В *песчано-алевритовых породах* дисперсия содержаний MnO настолько велика, что потребовала применения логарифмического масштаба частотной гистограммы. Резко выраженное модальное содержание MnO попадает в интервал 0.032—0.10 %, а общее медианное содержание ($\pm 1 s_{Me}$) составляет 0.070 ± 0.006 , что соответствует среднему содержанию Mn = 0.054 ± 0.005 %. Эта цифра не имеет ничего общего с кларком Ж. Ли для «песчаников» (850 г/т), ниже цифры К. Ведеполья для «граувакк», но выше его цифры для «песчаников». Этого и следовало ожидать, поскольку в нашем подсчете эти разновидности не дифференцированы. При медианном содержании Fe = 2.57 ± 0.14 %, кларковое значение марганцевого модуля составляет MM = 0.021 ± 0.002 ; это значение не сильно отличается от оценок кларка MM Ж. Ли и роновским коллективом, а также от оценки К. Ведеполья для граувакк: соответственно 0.024, 0.019 и 0.020. В *валевроглинистых породах* высокая дисперсия содержаний MnO также потребовала применения логарифмического масштаба частотного графика. Модальное содержание MnO попадает в тот же интервал (0.032—0.10 %), что и для песчано-алевритовых пород, а общее медианное содержание ($\pm 1 s_{Me}$) несколько выше и составляет 0.080 ± 0.009 , что соответствует и более высокому среднему содержанию Mn = 0.062 ± 0.007 %. Последнее ниже, чем оценка кларка Ж. Ли для «сланцев» (730 г/т), но совпадает с цифрой К. Ведеполья для неуглеродистых глинистых сланцев (600 г/т). При медианном содержании Fe = 4.00 ± 0.20 %, кларковое значение марганцевого модуля составляет 0.016 ± 0.002 ; это значение в пределах погрешности оценки ($\pm 1-2 s_{Me}$) практически совпадает с цифрами Ж. Ли (0.015) и К. Ведеполья (0.013).

Кремнистые породы. Модальные содержания MnO попадают в широкий интервал 0.032—0.32 %, а общее медианное содержание ($\pm 1 s_{Me}$) составляет 0.100 ± 0.002 %, что соответствует среднему содержанию Mn = 0.077 ± 0.017 %. Как отмечено выше, это намного ниже цифр роновского

коллектива. При медианном содержании Fe = 4.28 ± 1.24 %, среднее значение марганцевого модуля получилось у нас равным 0.018 ± 0.002 , что также намного ниже их цифр для континентальных и океанских силицитов (соответственно, 0.071 и 0.083).

Карбонатные породы. Значительная дисперсия содержаний MnO потребовала использования логарифмического масштаба частотного графика. Модальные содержания MnO попадают в широкий интервал 0.032—0.32 %, а общее медианное содержание ($\pm 1 s_{Me}$) составляет 0.110 ± 0.002 %, что соответствует среднему содержанию Mn = 0.085 ± 0.017 %. Эта оценка не имеет ничего общего с цифрой Ж. Ли для «известняков» (420 г/т), существенно выше цифры К. Ведеполья (550 г/т) и довольно близка к цифре А. Б. Ронова и др. [3] для осадочных пород континентального блока (0.092 % MnO = 0.071 % Mn). При медианном содержании Fe = 0.89 ± 0.12 %, кларковое значение марганцевого модуля составляет 0.092 ± 0.002 , что тоже намного выше цифры Ж. Ли для «известняков» (0.044) и роновского коллектива (0.071), коллекция которого была существенно богаче железом (Fe = 3.21 %).

Конкреции. Значительная дисперсия содержаний MnO потребовала использования логарифмического масштаба частотного графика. Модальные содержания MnO попадают в интервал 0.32—1.00 %, а общее медианное содержание ($\pm 1 s_{Me}$) составляет 0.46 ± 0.08 %, что соответствует среднему содержанию Mn = 0.354 ± 0.062 %. Вследствие преобладания в изученной совокупности карбонатных конкреций (а в других конкрециях — именно карбонатного марганца), эту цифру можно считать предварительной оценкой кларка марганца в карбонатных конкрециях. Сравнить ее не с чем, так как ранее такая оценка никем не вычислялась. При медианном содержании Fe = 11.98 ± 2.88 %, кларковое значение марганцевого модуля составляет 0.029 ± 0.009 , что отвечает некоторому промежуточному значению MM в речной и морской воде. Такое сходство просто отражает диагенетическую гидрогенную природу марганца в конкрециях (поступавшего в твердую фазу из поровых и наддонных вод). Отметим характерную разницу существенно сидеритовых и существенно кальцитовых конкреций: в первых величина MM близка к средней для магматических пород, тогда как во вторых она намного выше, отражая весьма сильное отделение марганца от железа.

Фосфатные породы. Ввиду небольшого количества собранных данных кларк Mn в фосфоритах нами не оценивался, но можно отметить, что в морских фосфоритах (почти всегда конкреционных) содержания Mn низкие, а марганцевый мо-

дуль повышен и отвечает значениям, промежуточным между терригенными и карбонатными породами. В ракушечных (оболовых) фосфоритах ордовика значения марганцевого модуля по-видимому, отражают величину Mn/Fe в водах раннеордовикских морей. В большинстве морских фосфоритов наблюдается связь марганца с карбонатностью, причем можно думать, что эта карбонатность «внутренняя» — входящая в состав фосфатного вещества. Для апорифовых фосфоритов Предуральского краевого прогиба характерно накопление марганца. Отмечена также повышенная гидролизатность нефосфатного вещества таких фосфоритов, заставляющая допускать, что фосфатизация рифовых известняков была сопряжена с выветриванием силикатного материала субстрата.

Соляные породы. Эвапоритовые карбонатные толщи часто обогащены марганцем, что объясняется накоплением марганца в рассолах. Однако сам феномен обогащения марганцем рассолом едва ли имеет чисто физико-химическое истолкование. Более вероятно объяснение в фациальных терминах: эвапоритовые рассолы подвергались стратификации с формированием аноксической обстановки и соответствующим накоплением марганца.

Угли. Наиболее современный и подробный очерк геохимии марганца в углях дан в книге «Токсичные элементы-примеси в углях» [8, с. 531—550]. Согласно этому очерку, средние содержания Mn в бурых и каменных углях составляют: 100 ± 5 и 70 ± 6 г/т, а в золах соответственно 520 ± 30 и 490 ± 30 г/т. Невысокие зольные кларки Mn указывают на его низкую среднюю углефилльность (показатель углефилльности определяется как частное от деления кларка марганца в золах углей на кларк марганца в осадочных породах [8, 10]). Тем не менее, кларковое распределение Mn отличается большой контрастностью: имеются угли, как сильно обедненные (в 5—10 раз против кларка), так и сильно обогащенные марганцем. Во многих углях содержания Mn непосредственно коррелируются с содержаниями его во вмещающих породах. Поэтому обычно обеднены марганцем угли платформенных угленосных толщ, сложенных кварцевыми песками и каолиновыми глинами, и обогащены угли молассовых толщ в предгорных прогибах и межгорных впадинах.

Черные сланцы. Основные исследования по геохимии черных сланцев (в том числе по геохимии марганца) были обобщены в двух наших книгах: 1988 г. [11] и 1994 г. [12]. В 1997 г. в рамках Международного проекта IGCP 254 нами было опубликовано краткое англоязычное обобщение этих книг под названием «Geochemistry of Black Shales» [17] в сопровождении специально составленной библиографии, насчитывающей 4931 на-

звание, с ключами-дескрипторами, позволяющими читателю найти нужную литературу по 11 подразделениям черносланцевой тематики. К сожалению, в наших работах прошлого Миллениума не было оценок марганцевого модуля. Этот пробел отчасти восполняется оценками, показанными на новых частотных графиках. Кларковые содержания Mn в черных сланцах мира, оцененные в 1994 г. двумя способами, составляют 440—800 г/т. Аномальными можно считать содержания >800 г/т. Больше всего Mn в карбонатных, несколько меньше — в терригенных и вулканогенных и значительно меньше — в кремнистых черных сланцах. Такое распределение отражает, с одной стороны, карбонатофильность Mn, а с другой — роль относительно обогащенной марганцем базитовой кластики. Как правило, марганец ведет себя как сидерофильный элемент, показывая значимую корреляцию с железом, а также с петрохимическими модулями [9], включающими железо в числителе своих формул — железным (ЖМ) и фемическим (ФМ). С показателями щелочности марганец обычно показывает отрицательную корреляцию, что обычно можно интерпретировать как антагонизм содержания марганца и полевых шпатов. Как правило, проявлена и отрицательная корреляция Mn с $C_{орг}$, порождаемая выносом марганца в диагенезе углеродистых осадков. Этим же фактором (преимущественный вынос Mn по сравнению с Fe) объясняется и часто наблюдаемый феномен: пониженное в 2—3 раза против кларка земной коры значение марганцевого модуля Mn/Fe.

Литература

1. Григорьев Н. А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия, 2003, № 7. С. 785—792.
2. Котляр И. Н., Белый В. Ф., Милов А. П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 224 с.
3. Ронов А. Б., Ярошевский А. А., Мигдисов А. А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
4. Юдович Я. Э. Парадоксы геохимии марганца // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2012, май, № 5(209). С. 19—24.
5. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Гидротермальная геохимия марганца. 1. // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2013, № 1 (217). С. 10—13. 2. Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2013, № 2 (218). С. 10—16.
6. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Магматическая геохимия марганца // Вестник Института

геологии Коми НЦ УрО РАН, 2012, № 12 (216). С. 9—13.

7. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия марганца в процессах гипергенеза // Биосфера, 2013. Т. 5, № 1. С. 21—36.

8. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Токсичные элементы-примеси в ископаемых углях. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 655 с.

9. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с.

10. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Неорганическое вещество углей. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 422 с.

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

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

13. Ketris M. P., Yudovich Ya. E. Estimations of Clarkes for carbonaceous biolithes: world averages for trace element contents in black shales and coals // Int. J. Coal. Geol., 2009, vol. 78, № 1. P. 135—148.

14. Le Maitre R. W. The chemical variability of some common igneous rocks // J. Petrol., 1976, vol. 17, № 4. P. 589—598.

15. Li Y.-H. A Compendium of Geochemistry. From Solar Nebula to the Human Brain. Princeton, NJ: Princeton Univ. Press, 2000. 440 pp.

16. Wedepohl K. H. Geochemical behaviour of manganese // Geology and Geochemistry of Manganese. Vol. 1. Budapest, 1980. P. 335—351. (Proc. Int. Symp.: Sydney, Australia, 1976).

17. Yudovich Ya E., Ketris M. P. Geochemistry of Black Shales. 1. Outline. 2. Bibliography and Index. Syktyvkar: Prolog, 1997. 212 pp.

Геохимия марганца в терригенных осадочных породах

Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Аналитическая информация о содержании Мп в терригенных, а также в вулканогенно-осадочных породах с примесью пирокластики (туффоидах) практически необозрима. Она рассеяна по множеству источников, причем в советской литературе 1960—1980 гг. преобладают цифры, полученные с помощью приближенно-количественного (так называемого «полуколичественного») эмиссионного спектрального анализа со средней величиной погрешности (ошибки воспроизводимости) единичного определения около 40 % [2; 3].

В западной литературе еще со времен Кларка и Гольдшмидта все глинистые породы (независимо от их генезиса) именуют «сланцами» (*shale* — в отличие от метаморфических кристаллических сланцев — *slate*). По оценкам Турекьяна и Ведеполь (1971), кларк марганца в «сланцах», содержащих в среднем 3 % карбонатов, составляет 850 г/т. Если воспользоваться кларком железа в этих «сланцах» (2.8 % Fe_2O_3 и 3.7 % FeO) [6], то можно рассчитать кларковое отношение $\text{MM} = \text{Mn}/\text{Fe}$ для «сланцев», которое составит ~ 0.018 , т. е. оказывается практически таким же, как и в среднем для земной коры. Однако цифра ММ для «сланцев» в компендиуме Ж. Ли [5] существенно ниже — 0.015. В свой сводке—1980 К. Ведеполь [7] очень осторожно оценивал кларки марганца в песчаных породах: для «граувакк» он дал цифру 690 г/т, а для «песчаников» (очевидно, всех остальных?) — только интервальную оценку, 310—488 г/т. Оценка ве-

личины ММ для граувакк оказалась такой же, как для верхней континентальной коры (0.018), а для «песчаников» — в диапазоне от 0.017 до 0.036. Более или менее очевидно, что вторая цифра характеризует песчаники с карбонатным цементом. Его оценка кларка Мп для глинистых сланцев также была сделана очень грамотно: отдельно для пород неуглеродистых ($<1\% \text{C}_{\text{орг}}$) и «битуминозных» сланцев, соответственно 650 и 150 г/т. Ж. Ли также дает для черных сланцев гораздо более низкую цифру, чем для обычных сланцев: 325 г/т против 730 г/т. Наконец, более поздние оценки А. Б. Ронова и др. [1] для континентального блока дали гораздо более высокую цифру для глинистых пород (960 г/т) и примерно такую же, как и Ж. Ли, для песчаных (600 г/т). **В совокупности всё это означает, что оценки мировых кларков терригенных пород (в особенности, если не пояснена методика их получения) — задача далеко не тривиальная, так что имеющиеся в литературе цифры не должны фетишизироваться.** По крайней мере, оценки Ж. Ли для терригенных пород и роновского коллектива — для пород глинистых представляются нам завышенными.

Мы располагаем данными о содержаниях марганца в терригенных и вулканогенных породах разного возраста, от архея до антропогена. Всего нами собрано и обработано 173 выборки терригенных пород, охватывающих около 15000 анализов. Из этого количества 92 составляют выборки по песчано-алевритовым и 81 — по алевроглинистым породам.

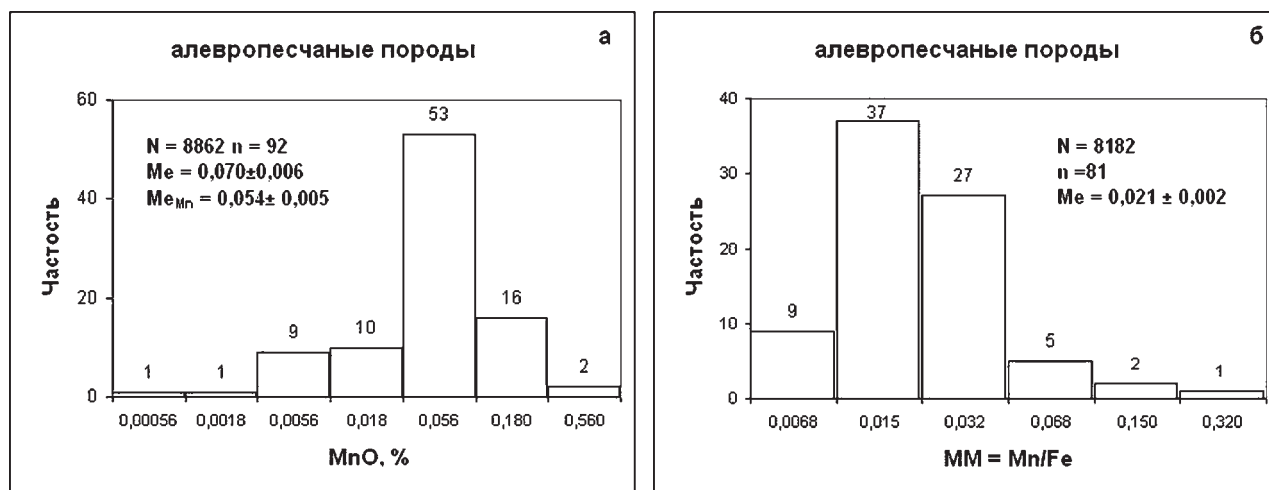


Рис. 1. Частотные графики для алевропесчаных пород

В алевропесчаных породах, как видно на частотном графике (рис. 1), дисперсия содержаний MnO настолько велика, что потребовала применения логарифмического масштаба. Резко выраженное модальное содержание MnO попадает в интервал 0.032—0.10 %, а общее медианное содержание ($\pm 1 s_{Me}$) составляет 0.070 ± 0.006 , что соответствует среднему содержанию Mn = 0.054 ± 0.005 %. Эта цифра не имеет ничего общего с кларком Ж. Ли для «песчаников» (850 г/т), ниже цифры К. Ведыполя для «граувакк», но выше его цифры для «песчаников». Этого и следовало ожидать, поскольку в нашем подсчете эти разновидности не дифференцированы. При медианном содержании Fe = 2.57 ± 0.14 %, кларковое значение марганцевого модуля составляет 0.021 ± 0.002 , что не сильно отличается от оценок кларка MM Ж. Ли и рововским коллективом, а также от оценки К. Ведыполя для граувакк: соответственно 0.024, 0.019 и 0.020.

В алевроглинистых породах высокая дисперсия содержаний MnO также потребовала применения логарифмического масштаба частотного графика (рис. 2). Модальное содержание MnO попадает в тот же интервал (0.032—0.10 %), что и для песчано-алевритовых пород, а общее медианное содержание ($\pm 1 S_{Me}$) несколько выше и составляет 0.080 ± 0.009 , что соответствует и более высокому среднему содержанию Mn = 0.062 ± 0.007 %. Последнее ниже, чем оценка кларка Ж. Ли для «сланцев» (730 г/т), но совпадает с цифрой К. Ведыполя для неуглеродистых глинистых сланцев (600 г/т). При медианном содержании Fe = 4.00 ± 0.20 %, кларковое значение марганцевого модуля составляет 0.016 ± 0.002 ; это значение в пределах погрешности оценки ($\pm 1-2 S_{Me}$) практически совпадает с цифрами Ж. Ли (0.015) и К. Ведыполя (0.013).

Устанавливаются следующие основные закономерности распределения марганца в терригенных и вулканогенно-терригенных (туффоидных) породах.

(а) Наиболее общей закономерностью является корреляция марганца с карбонатностью пород (с CaO или CO₂), которая является не седиментогенной, а новообразованной — результатом появления в породах диагенетических карбонатных цементов. При этом первоначальная (магматическая) тесная связь Mn с Fe ослабляется или исчезает. Значения марганцевого модуля увеличиваются и становятся сопоставимыми с величинами MM, характерными для карбонатных пород.

(б) Если при этом развиваются и конкреционные процессы, то они выражаются в наиболее резком отделении марганца от железа, что распознается по аномально высокому значению марганцевого модуля, нередко превосходящему даже кларковые значения MM для карбонатных пород. Дополнительным индикатором конкреционных процессов может оказаться корреляция марганца с фосфором.

(в) Вулканогенно-осадочные породы (туффоиды) распознаются по характерным «магматическим» позитивным корреляциям марганца с железом, титаном и негативным — с коэффициентом агпаитности НКМ. Для альбитовых туффоидов диагностичной может быть связь марганца с натрием, совершенно несвойственная нормальным осадочным породам. В сочетании с другими признаками, иногда диагностична и корреляция марганца с фосфором.

(г) Поэтому только в петрогенных песчаниках (аркозах и граувакках), не претерпевших сильной диагенетической трансформации, могут сохраняться исходные магматические корреляции марганца — позитивная с Fe (иногда также с Mg и P) и с малыми элементами его группы (V, Cr, Nb, Co), и негативная — с нормированной щелочностью НКМ. Наблюдаемая иногда необычная позитивная корреляция марганца со щелочами в песчаниках, возможно, является следствием (и соответственно — индикатором?) эпигенетичес-

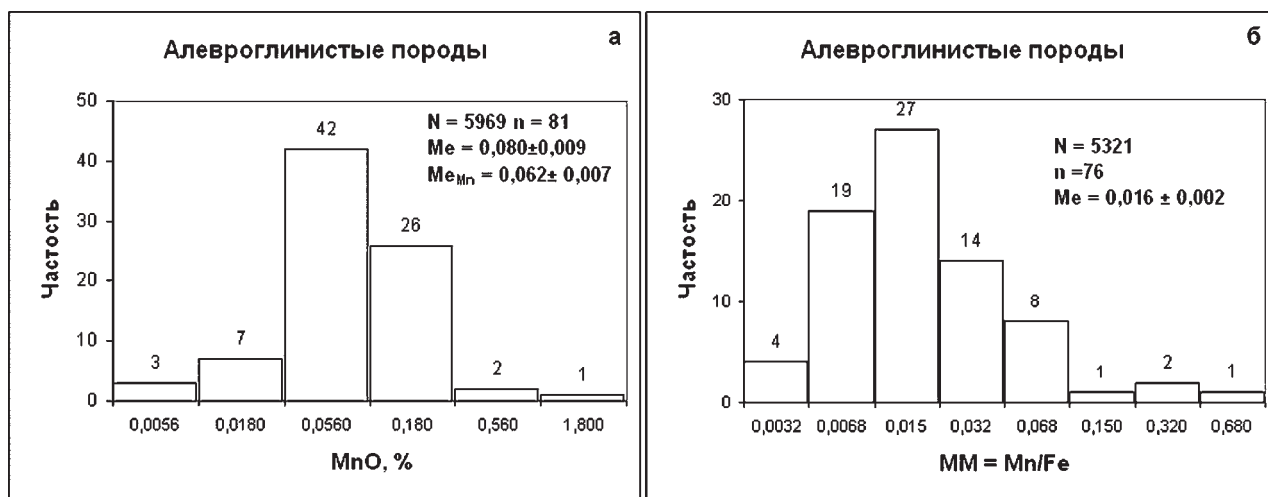


Рис. 2. Частотные графики для алевроглинистых пород

кой цеолитизации отложений. Наложение диагеза на петрогенные осадки усложняет все обозначенные выше корреляции; например, при сохранении первичной связи Mn–Fe появляется и новая связь Mn–Ca, и т. д.

(д) В нормальных (не рециклизованных) бескарбонатных глинистых породах марганец обычно находится в составе глинистого вещества, что выдается его корреляциями с гидролизатным модулем и щелочами. Карбонатные глины (как и карбонатные песчаники) всегда обогащаются марганцем, и в них, также как в песчаниках, повышен марганцевый модуль.

(е) Литогенные (рециклизованные) терригенные отложения могут распознаваться по аномальным значениям марганцевого модуля: в песчаных породах он аномально высок (аналогично тому, как это свойственно титановому модулю — так называемой «Закономерности Мигдисова» [4]), а в глинистых, наоборот, аномально низок. Первое объясняется накоплением марганца в черных рудных минералах, сконцентрированных в процессах перемыва-шлихования, а второе — выносом марганца при формировании былых кор выветривания.

Литература

1. Ронов А. Б., Ярошевский А. А., Мигдисов А. А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
2. Ткачев Ю. А., Юдович Я. Э. Статистическая обработка геохимических данных: Методы и проблемы. Л.: Наука, 1975. 233 с.
3. Юдович Я. Э., Гольдберг Ю. И., Юшкова Г. Е. и др. Полуколичественный спектральный анализ для геологических целей // Литол. и полез. ископаемые, 1970. № 5. С. 131—142.
4. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с.
5. Li Y.-H. A Compendium of Geochemistry. From Solar Nebula to the Human Brain. Princeton, NJ: Princeton Univ. Press, 2000. 440 pp.
6. Wedepohl K. H. Environmental influences on the chemical composition of shales and clays // Phys. Chem. Earth. Vol. 8. Pergamon Press, 1971. P. 310—338.
7. Wedepohl K. H. Geochemical behaviour of manganese // Geology and Geochemistry of Manganese. Vol. 1. Budapest, 1980. P. 335—351. (Proc. Int. Symp.: Sydney, Australia, 1976).

Геохимия докембрийских метаморфитов хребта Малдынырд (Приполярный Урал)

Т. В. Якимова, Т. И. Иванова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Изучение разнообразных ортометаморфических пород венда-кембрия хребта Малдынырд проводится с целью установления их генетики, что важно для металлогенетического прогнозирования редкоземельной, глиноземной и железной минерализации на Приполярном Урале. Из коллекций геологов Института геологии (Я. Э. Юдовича, И. В. Козыревой, А. А. Соболевой и др.) нами было отобрано около 500 проб типичных ортометаморфических пород, развитых в южной части хребта Малдынырд (участки Сводовый, кар озера Грубепендиты, каньон ручья Алькесвож и др.). Результаты по этим породам частично уже были опубликованы. Настоящая работа включает новые данные и является обобщением всего изученного материала [1, 2].

Методика анализа. Анализ проб проводили эмиссионным спектральным методом. Спектры

Аналитические линии и интервалы определяемых концентраций

Аналитические линии, нм	Интервалы концентраций, %
Be I 234.86	0.0002–0.1
Ga I 294.42	0.0011–0.0235
Sn I 303.41	0.0005–0.047
Pb I 287.33	0.00047–0.1
Ge I 303.91	0.0005–0.01
Bi I 306.77	0.0005–0.01
Ag I 328.07	0.00022–0.0022
Ba II 234.76 In I 325.61	Линии сравнения

получали на дифракционном спектрографе ДФС-8 с фотоэлектронной кассетой. Для *определения* *Be* пробы, смешанные в соотношении 1:3 с буферной смесью, состоящей из угольного порошка, SrCO_3 , KCl , NaCl и SrCO_3 в соотношении 5:5:1:1:0.5 по массе (Ba — элемент сравнения), помещали в каналы двух тонкостенных угольных электродов с внутренним диаметром канала 2 мм, глубиной 6 мм и сжигали в дуге переменного тока силой 16 А в течение 2.5 минут.

Для *определения* *Ga*, *Sn*, *Pb*, *Ge*, *Bi*, *Ag* пробы, смешанные в соотношении 1:1 с буферной смесью, состоящей из Al_2O_3 , S , NaCl в соотношении 8:0.3:1 по массе, помещали в каналы двух угольных электродов с внутренним диаметром 4 мм, глубиной 8 мм (верхний электрод заточен на конус) и сжигали в течение 80 секунд в дуге переменного тока силой 11 А, экспонируя оба спектра на одно и то же место. Аналитические линии и интервалы определяемых концентраций представлены в табл. 1. Относительная среднеквадратическая погрешность анализа для разных концентраций составляет 5–15 %.

Результаты анализов приведены в табл. 2.

Примечание. $\bar{x}$ — среднее арифметическое; $S_{\bar{x}}$ — стандартное отклонение среднего арифметического. Для расчета $\bar{x}$, при наличии значений ниже предела обнаружения ($\text{Be} < 2.0$ г/т, $\text{Ga} < 11.0$ г/т, $\text{Sn} < 5.0$ г/т, $\text{Pb} < 4.7$ г/т), такие значения были условно приняты за 1.5, 10.0, 3.0 и 3.0 г/т, соответственно. Для *Ge*, *Bi* и *Ag* ввиду

Содержания бериллия, галлия, олова и свинца в породах хребта Малдынырд, г/т

Породы	Число проб	$\bar{X}(\text{Be}) \pm S_{\bar{X}}$	$\bar{X}(\text{Ga}) \pm S_{\bar{X}}$	$\bar{X}(\text{Sn}) \pm S_{\bar{X}}$	$\bar{X}(\text{Pb}) \pm S_{\bar{X}}$
Основные (метабазиты, базиты)	31	2.4 ± 0.2 (от 2.0 до 5.1)	32 ± 3 (от 11.0 до 63)	Не обнаружено	20 ± 1 (от 13 до 36)
Риолиты	98	4.3 ± 0.2 (от 2.0 до 12)	65 ± 2 (от 37.0 до 110)	4.6 ± 2.8 (от 5.0 до 37)	28 ± 5 (от 12 до 390)
Апориолитовые слюдисто-пирофиллитовые сланцы	151	7 ± 1 (от 2.0 до 170)	80 ± 2 (от 47.0 до 190)	5.3 ± 0.6 (от 5.0 до 72)	31 ± 3 (от 11 до 260)
Глиноземистые (диаспоровые и пирофиллитовые) апориолитовые сланцы	136	13 ± 2 (от 2.0 до 240)	63 ± 2 (от 11.0 до 210)	23 ± 1 (от 5.0 до 75)	8.5 ± 0.8 (от 4.7 до 47)
Железистые апобазитовые и апориолитовые сланцы	71	13 ± 3 (от 2.0 до 150)	38 ± 3 (от 11.0 до 130)	18 ± 5 (от 5.0 до 280)	16 ± 2 (от 4.7 до 140)

1 — гематитовые конкреции; 2 — сланцы пиррофиллит-диаспорит-гематитовые; 3 — гематит-серицит-кварцевые сланцы; 4 — гематит-серицитовые сланцы; 5 — сланцы хлоритоид-гематит-серицитовые; 6 — сланцы апомандельштейновые хлоритовые; 7 — аподиабазовые хлоритовые сланцы; 8 — сланцы хлоритоидные; 9 — песчаники хлоритовые; 10 — конкреции пиррофиллит-гематит-диаспоровые; 11 — сланцы пиррофиллит-гематит-диаспоровые; 12 — кварцитопесчаники с гематитом; 13 — стяжения хлоритоидные с кварцем и пиррофиллитом

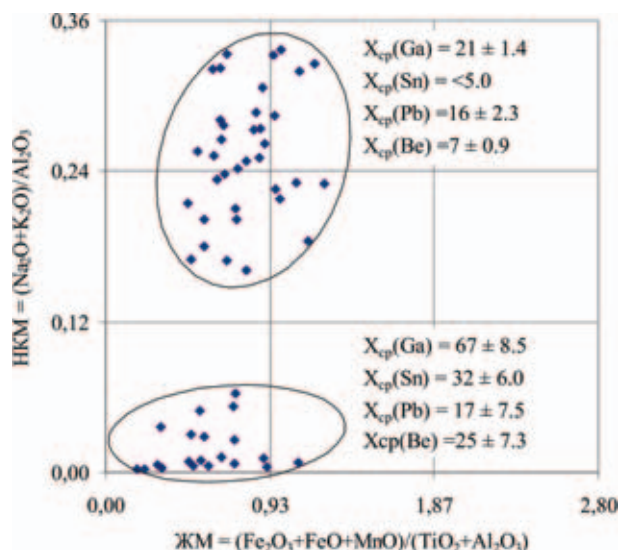


Рис. 2. Модульная диаграмма ЖМ (железный модуль) — HKM (модуль нормированной щелочности) для железистых пород со значениями средних содержаний Ga, Sn, Pb и Be (в г/т)

В глиноземистых породах повышенные содержания Ga, Sn и Be на модульной диаграмме «(Na₂O + K₂O) — ГМ» связаны с диаспоритовыми конкрециями (кластеры I—IV) и гематит-пирофиллит-диаспоровыми сланцами (кластер V) (рис. 3). Повышенные концентрации Be также содержатся в гематит-серицит-пирофиллитовых сланцах (кластеры VII, VIII), гематит-пирофиллит-серицитовых сланцах (кластеры XIX, X) и гематит-серицитовых сланцах (кластеры XII — XIV). Pb концентрируется в диаспоритовых конкрециях (кластер II).

Be, Ga и Sn положительно коррелирует с Al₂O₃. Установлена особенно тесная связь Be и Ga с Al₂O₃ для железистых пород и Ga с Sn для глиноземистых пород [1, 2]:

$$r(\text{Be-Fe}) = 0.33 > r_{0.01} = 0.31$$

$$r(\text{Ga-Al}) = 0.68 > r_{0.01} = 0.21,$$

$$r(\text{Ga-Fe}) = 0.77 > r_{0.01} = 0.31$$

$$r(\text{Sn-Al}) = 0.81 > r_{0.01} = 0.21,$$

$$r(\text{Sn-Fe}) = 0.67 > r_{0.01} = 0.31$$

Рядом с номером кластера в скобках приведены средние содержания галлия, олова, свинца и бериллия в кластере.

Стрелками обозначены пробы вне кластеров с ГМ > 2.30.

Выводы

1. В изученных породах выявлена крайняя изменчивость содержаний элементов: в ряде образцов они не превышают фон, а в отдельных пробах фиксируются геохимические аномалии, достигающие 240 г/т для Be, 210 г/т для Ga, 280 г/т для Sn, 390 г/т для Pb, 82 г/т для Ge, 19 г/т для Bi и 39 г/т для Ag. Содержания элементов возрастают от неизмененных пород к сильно измененным глиноземистым и железистым породам. Особенно это прослеживается для Be и Sn.

2. Корреляционные зависимости содержаний Be, Ga и Sn указывают на их преимущественную связь с Al. Связь Be с Al подтверждает выявленную ранее минеральную форму нахождения Be в породах этого региона — эвклаз. Но не исключены и другие формы, например Mn-алланит, поскольку в ряде проб с высокой концентрацией

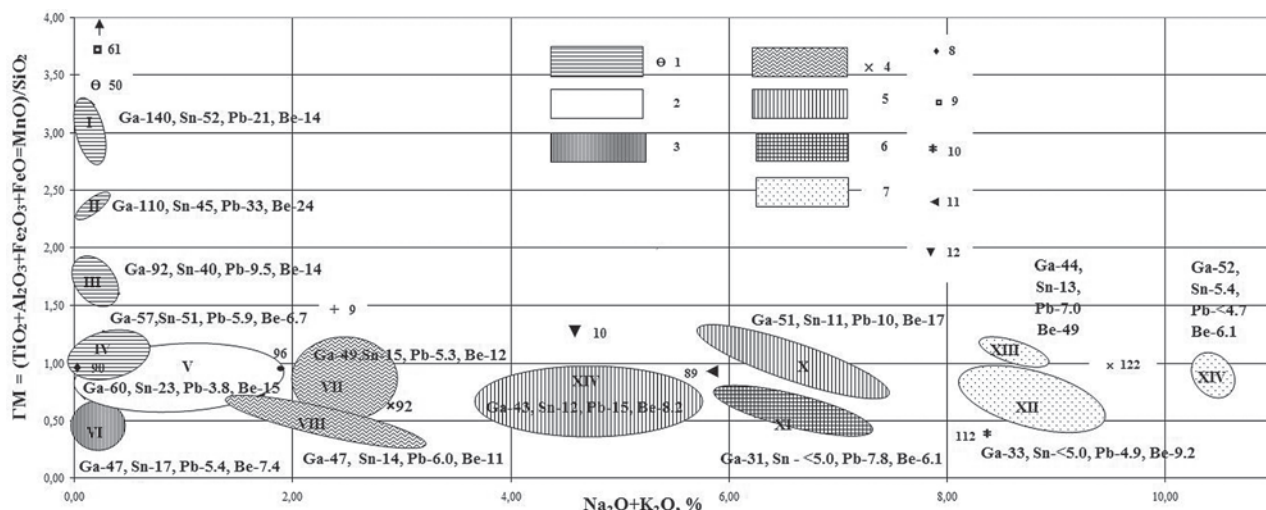


Рис. 3. Модульная диаграмма «(Na₂O + K₂O) — ГМ (гидролизатный модуль)» для глиноземистых пород со значениями средних содержаний Ga, Sn, Pb и Be (в г/т).

1 — диаспоритовые конкреции; 2 — гематит-пирофиллит-диаспоровые сланцы; 3 — гематит-пирофиллит-кварцевые сланцы; 4 — гематит-серицит-пирофиллитовые сланцы; 5 — гематит-пирофиллит-серицитовые сланцы; 6 — гематит-серицит-кварцевые сланцы; 7 — гематит-серицитовые сланцы; 8 — конкреция пирофиллит-гематитовая; 9 — сланцы пирофиллит-гематит-диаспоровые; 10 — сланцы пирофиллит-серицитовые; 11 — сланцы пирофиллит-хлоритоид-гематитовые; 12 — сланцы хлоритоид-пирофиллитовые; 13 — сланцы серицит-пирофиллитовые с хлоритоидом; 14 — сланцы гематит-пирофиллит-хлоритоидные

Ве отмечены высокие содержания Mn. Для Sn вероятно и другая минеральная форма (возможно, касситерит).

3. Повышенные содержания Be, Ga и Sn в апориолитовых слюдисто-пиррофиллитовых, глиноземистых и железистых сланцах согласуются с версией позднего метасоматического изменения риолитов — их грейзенизации [4].

Литература

1. Якимова Т. В, Иванова Т. И. Бериллий в диабазах, риолитах и разнообразных по составу апориолитовых сланцах хребта Малдынырд

(Приполярный Урал) // Геохимия. 2010. № 10. С.1113—1116.

2. Якимова Т. В, Иванова Т. И. Летучие элементы (Ga, Sn, Pb, Ge, Bi, As) в железистых и глиноземистых породах хребта Малдынырд (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии КНЦ УрО РАН. 2011. № 7. С.18—22.

3. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. Л: Наука, 2000. 479 с.

4. Юдович Я. Э., Ефанова Л. И., Швецова И. В. и др. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 101 с.

Содержание

Региональная геология, тектоника, геодинамика

Современная тектоническая активность зоны сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ. <i>А. С. Балугев, Е. Н. Терехов</i>	7
Особенности строения кайнозойских разрезов, содержащих пластовые льды, на Карском побережье Югорского полуострова. <i>А. С. Букасс, А. В. Бартова, А. С. Клевцов, Д. В. Зархидзе, В. В. Иванова</i>	9
Новые данные по геологии Маньхамбовского блока. <i>В. А. Душин, Ю. Л. Ронкин, В. С. Козьмин, П. Л. Бурмако</i>	11
Взаимоотношение ниже- и верхнепротерозойских образований на Приполярном Урале: история исследований и современное состояние проблемы <i>П. А. Колесник, А. А. Бушенев</i>	13
Объемные модели плотностных неоднородностей верхней части литосферы Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий. <i>Н. В. Конанова</i>	16
Tectonic setting of the Komi Republic in symmetric pattern of the East-European craton. <i>G. G. Kochemasov</i>	18
Петрохимические особенности неркаюского эклогит-сланцевого комплекса Приполярного Урала и возможные геодинамические обстановки их формирования. <i>Е. В. Кушманова, А. М. Пыстин, Ю. Л. Ронкин</i>	20
Сравнительный анализ морфометрических характеристик рельефа и речной сети краев Енганепэ и Манитаньрд. <i>В. Ф. Лысова</i>	22
Возраст Земли: ретроспектива и современные представления. <i>С. Х. Магидов</i>	26
Основные результаты региональных сейсморазведочных работ по профилю 30-РС. <i>С. М. Никитина, А. И. Канева</i>	29
Геодинамическое развитие Тимано-Печорской провинции. <i>Н. С. Окнова</i>	31
Довендская тектоника Тимана. <i>Б. В. Петров</i>	33
Тектоника зоны сочленения Печорской и Западно-Сибирской плит на Ямале. <i>В. Ф. Подурушин</i>	35
Волноводы земной коры Тимано-Североуральского региона. <i>Т. А. Пономарева, В. А. Лютеев</i>	37
Петрофизические образы полиметаморфических комплексов разного типа (на примере Приполярного и Полярного Урала). <i>Т. А. Пономарева, А. М. Пыстин</i>	39
Структура марункеуского и неркаюского высокобарических метаморфических комплексов севера Урала. <i>И. Л. Потапов, А. М. Пыстин, А. В. Панфилов</i>	41
Тектоническое и структурное положение азымской и абдрезяковской свит в комплексе пород Уфимского амфитеатра (Южный Урал). <i>И. А. Прудников, Ар. В. Тевелев</i>	44
Доверхнекембрийская литосфера Тимано-Североуральского региона: структура, вещество, изотопная геохронология, геодинамика. <i>А. М. Пыстин, В. Л. Андреев, Н. В. Конанова, Ю. И. Пыстина, В. В. Удоратин, Н. С. Уляшева</i>	46
Позднепалеозойский фундамент Западной Сибири в районе Янгйюганской параметрической скважины. <i>Д. Н. Ремизов, В. А. Крупеник, К. Ю. Свешникова, С. Т. Ремизова</i>	49
Определение кинематических характеристик пород южной части Полярного Урала на основе данных об анизотропии магнитной восприимчивости. <i>С. Н. Сычев, Р. В. Веселовский</i>	51

Деформационные обстановки формирования инъекционных мигматитов тараташского комплекса архея (Южный Урал).	
<i>Ал. В. Тевелев, И. А. Кошелева, В. М. Мосейчук, В. И. Петров</i>	55
Особенности геотектонической позиции раннегерцинских вулканических комплексов архангельской кимберлит-пикритовой области.	
<i>В. В. Третьяченко, А. В. Самсонов, А. А. Носова, Ю. Г. Грибань</i>	57
Формационная типизация раннегерцинских вулканических комплексов архангельской кимберлит-пикритовой области.	
<i>В. В. Третьяченко, А. А. Носова</i>	61
Геодинамическая эволюция харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал).	
<i>Н. С. Уляшева</i>	64
Петрогеохимические особенности пород марункеуского комплекса и возможные геодинамические обстановки их формирования.	
<i>Н. С. Уляшева, П. А. Колесник, А. М. Пыстин, Ю. Л. Ронкин, А. В. Панфилов</i>	66
Рифейские базиты Тараташского выступа и его обрамления.	
<i>А. О. Хотылев, Ал. В. Тевелев</i>	68
К вопросу строения Полюдовского структурного комплекса (Северный Урал).	
<i>Р. К. Шакуров</i>	71
Природа уральского рифтогенеза на основе изучения рифтогенных формаций уралид в пределах Полярного Урала.	
<i>М. А. Шишкин, Е. И. Ланг, А. В. Черкашин</i>	72
Структуры поп-ап Севера Урала, Приуралья и Пай-Хоя.	
<i>В. В. Юдин</i>	74
Сбалансированная геодинамическая модель по профилю «Полярноуральский трансект».	
<i>В. В. Юдин, Д. Н. Ремизов</i>	77
Геофизические методы определения оползней г. Сыктывкара.	
<i>В. А. Лютов, А. Н. Шушкова, Н. В. Лютова</i>	79
Методы сейсмического районирования и его перспективы.	
<i>В. А. Лютов</i>	82
Особенности деформаций здания Института геологии при вибросейсмических процессах.	
<i>В. А. Лютов</i>	85
Локальные и региональные сейсмические события, зарегистрированные станциями «Сыктывкар» и «Грива» за 2010—2013 гг.	
<i>Н. Н. Носкова</i>	87
Геодинамический мониторинг Кировско-Кажимской зоны сейсмической активности.	
<i>В. В. Удортин, А. В. Овчаренко, Д. В. Баландин, А. Ш. Магомедова</i>	90
Распределение электрических полей внутри оползневых тел и оползневых склонов на р. Вычегде вблизи г. Сыктывкара.	
<i>А. Н. Шушкова</i>	94

Петрология и геохронология

U-Pb цирконовая стратификация верхнедокембрийских отложений Северного Тимана.	
<i>В. Л. Андреичев, А. А. Соболева</i>	99
Возраст гранитоидного магматизма фундамента Ижемской зоны Печорской синеклизы: первые U-Pb данные.	
<i>В. Л. Андреичев, А. А. Соболева, Е. Г. Довжикова, А. Н. Ларионов, С. Л. Пресняков, Э. Л. Миллер, М. А. Кобл</i>	101
Петро- и геохимические особенности рифейских черных сланцев паунской свиты Среднего Тимана.	
<i>И. И. Голубева, Е. И. Терентьева</i>	103
Типизация гранитоидов Приполярного Урала на основе результатов изучения морфологических особенностей и состава циркона.	
<i>Ю. В. Денисова</i>	106
Ультраосновные щелочные породы Среднего Тимана.	
<i>Е. Г. Довжикова, Л. П. Бакулина</i>	108

К вопросу о возрасте метаморфических пород Харбейского антиклинория (Полярный Урал) <i>А. Л. Коновалов, А. П. Казак, А. В. Черкашин</i>	110
Данные по абсолютному датированию Хахаремского массива Оченырдынского района Полярного Урала. <i>Е. И. Ланг, М. А. Шишкин</i>	113
Новые изотопные характеристики верхнедокембрийских комплексов северо-восточного обрамления Кольского полуострова (полуострова Средний и Рыбачий). <i>Ю. В. Михайленко, О. С. Кочетков, А. А. Соболева</i>	114
Структурно-текстурные особенности миаскитовых милонитов Ильменогорского массива (Южный Урал). <i>А. Б. Немов</i>	116
Новые данные о U-Pb возрасте пород торасавейского комплекса (побережье Байдарацкой губы). <i>С. Ю. Петров, М. А. Шишкин, С. Н. Сычев, С. А. Сергеев</i>	119
Первые данные о возрасте и составе раннепалеозойских магматических комплексов южной части Ляпинского антиклинория (верховья р. Печоры, Республика Коми). <i>Г. А. Петров, Ю. Л. Ронкин, Г. А. Ильясова, Н. И. Тристан, А. Гердес</i>	123
Новые изотопные данные по породам порыташских интрузий (Печенгская структура). <i>П. К. Скуфьин, Т. Б. Баянова, П. А. Серов</i>	125
Базальты Среднего Тимана: Rb-Sr, Sm-Nd и Ar-Ar данные. <i>О. В. Удорткина, В. Л. Андреичев, А. В. Травин, В. М. Саватенков</i>	128
Петрогенезис и возраст базитов зоны Главного Уральского разлома на севере Урала. <i>В. Р. Шмелев, Ф-С. Мон</i>	131
Причины вещественной гетерогенности ультрабазитов Полярного Урала. <i>В. Р. Шмелев, С. Араи, А. Тамура</i>	133
Породообразующие и акцессорные минералы метагранитоидов Марункеуского эфолит-гнейсового комплекса (Полярный Урал). <i>А. С. Шуйский, К. В. Куликова, Д. А. Варламов</i>	135

Стратиграфия и палеонтология

Стратиграфические исследования средне-верхнедевонских отложений в бассейне р. Цильмы (Средний Тиман). <i>Е. М. Ардашова</i>	141
История изучения неогеновых отложений на Европейском Северо-Востоке. <i>Т. А. Афанасьева</i>	144
Таксономический состав, условия обитания и захоронения фаменских позвоночных Тимана. <i>П. А. Безносков, Э. В. Лукшевич, П. Э. Альберг</i>	146
Биостратиграфия и биогеография Западной Арктики в середине пермского периода. <i>Т. А. Грунт</i>	149
О морском миоцене р. Еджидью (южная часть гряды Чернышева) и вариантах интерпретации геологических данных. <i>В. А. Жарков</i>	152
Средневалдайский интерстадиал в бассейне р. Вычегды: строение разрезов, геохронология и палеогеография. <i>Н. Е. Зарецкая, В. В. Шеботинов, А. В. Панин, В. Ю. Кузнецов, Ф. Е. Максимов</i>	155
Комплексы девонских псаммоидных бесчелюстных Среднего Тимана. <i>В. Г. Глинский, А. О. Иванов</i>	157
О расчленении нижнепермских отложений Западного Прикаспия по палинологическим данным. <i>Е. Н. Здобнова</i>	158
О комплексах миоспор анизийского яруса и его континентальных аналогов (средний триас). <i>Н. В. Ильина</i>	161
Фузулиниды из белого камня древних сооружений европейской части России. <i>Т. Н. Исакова</i>	163

Каменноугольные фораминиферы и их значение для определения ярусных границ пенсильванской подсистемы международной стратиграфической шкалы каменноугольной системы. <i>Т. Н. Исакова</i>	167
Микроструктура раковин некоторых моллюсков родов <i>Isocrassina</i> и <i>Astarte</i> (<i>Astartidae</i> , <i>Bivalvia</i>) верхнего кайнозоя западной части Российской Арктики по данным рентгеновской микрофотографии. <i>А. В. Крылов, А. В. Журавлев, А. Л. Жерлыгин</i>	170
Позднеледниковая и голоценовая история микротериофауны западного склона Приполярного Урала. <i>И. В. Кряжева, Д. В. Пономарев</i>	172
Доплейстоценовые диатомеи в четвертичных отложениях Европейского Северо-Востока. <i>Э. И. Лосева</i>	174
Стратиграфическое значение палеозойских ассоциаций табулят севера Урала. <i>В. Ю. Лукин</i>	176
Изотопия углерода и кислорода бентосных волжских фораминифер. <i>С. В. Льюров, Д. А. Бушнев, О. С. Ветошкина</i>	178
Палинологическая характеристика голоценовых отложений в Республике Коми. <i>Т. И. Марченко-Вагапова</i>	181
Стратиграфическая приуроченность строматолитовых (микробиальных) образований в нижнем палеозое Европейского Северо-Востока России. <i>В. А. Матвеев</i>	183
Зональное расчленение франских отложений разреза р. Кожым (Приполярный Урал). <i>М. А. Матвеева</i>	186
Предварительный отчет по полевым работам 2013 г. в бассейнах рек Сысола и Ижма. <i>В. В. Митта, Л. А. Глинских, В. В. Костылева</i>	188
К вопросу уточнения стратиграфической схемы верхнего девона Восточно-Европейской платформы. <i>Н. В. Оленева</i>	190
Система фораминифер (предлагаемый вариант). <i>В. М. Подобина</i>	192
Морфотипика жевательной поверхности моляров современных и плейстоценовых <i>Lemmus</i> и <i>Myopus</i> Европы и Западной Сибири. <i>Д. В. Пономарев, А. Ю. Пузаченко, К. И. Исачев</i>	195
Плейстоценовые копытные лемминги северо-востока Европы. <i>Д. В. Пономарев, А. Ю. Пузаченко</i>	198
Отражение эволюции гидроидов <i>Palaeoaplysina</i> Krotov, 1888 в структурных изменениях системы каналов. <i>Е. С. Пономаренко</i>	201
Флора из пермских отложений Приуралья и эволюция высших растений в пермском периоде. <i>С. К. Пухонто, С. В. Наугольных</i>	203
Граница нижнего и верхнего докембрия на Приполярном Урале. <i>Ю. И. Пыстина, А. М. Пыстин, П. А. Колесник, А. А. Бушенев</i>	206
Диноцисты из кимериджских отложений севера Русской платформы. <i>Л. А. Селькова</i>	208
Стратиграфия четвертичных образований листа Р-39 (Сыктывкар). <i>Л. Р. Семенова, А. В. Степунин, А. В. Максимов, Т. И. Марченко-Вагапова</i>	210
Остракоды и конодонты фаменско-турнейских отложений на р. Сывью (Приполярный Урал). <i>Д. Б. Соболев, А. Н. Плотыцын</i>	213
Верхнепржидольский комплекс конодонтов из мелководных отложений разреза Кожым-236 (западный склон Приполярного Урала). <i>Л. В. Соколова, Д. Н. Шебошкин</i>	217
Палиностратиграфическая изученность девонских отложений ярегского нефтетитанового месторождения (Южный Тиман). <i>О. П. Тельнова</i>	220

Событийные явления на территории континента Лавруссия как основа стратиграфических корреляционных схем девонской системы.	
<i>В. С. Цыганко</i>	222

Стратиграфия и условия формирования нижнесилурийских отложений на поднятии Чернова.	
<i>Т. М. Безносова, В. Ю. Лукин, П. Мянник, Т. В. Майдль, В. А. Матвеев</i>	224

Седиментогенез и эволюция осадочных бассейнов

Источники формирования средненеоплейстоценовых тиллов на Европейском Севере России. <i>Л. Н. Андреичева</i>	231
Осадконакопление в палеозойской истории Североуральского региона: направления исследований, результаты, проблемы и задачи. <i>А. И. Антошкина, В. А. Салдин, Н. Ю. Никулова, А. Н. Сандула, Е. С. Пономаренко, А. Н. Шадрин, Д. Н. Шеболкин, Н. А. Канева</i>	233
Ландшафтно-климатические обстановки при формировании современных старичных отложений в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе. <i>М. Н. Буравская</i>	236
Особенности строения верхнепермских отложений западного борта Вуктыльской тектонической пластины. <i>Л. Ф. Воробьева, А. В. Мартынов, О. Л. Ходневич, Ю. А. Журавлева</i>	238
Характеристика постседиментационных процессов в силурийских карбонатных отложениях северной части гряды Чернышева (Тальбейский блок). <i>И. И. Даньщикова</i>	241
Новый тип гидротермально-осадочных образований в нижнем карбоне северо-востока Пай-Хоя. <i>А. В. Журавлев</i>	243
Сезымская свита нижней перми Полярного Урала (история исследований и нерешенные вопросы). <i>Н. С. Инкина</i>	245
Эволюция фаменского морского бассейна на территории Центрально-Хорейверской рифогенной зоны. <i>Н. А. Канева</i>	248
Седиментогенез террасового комплекса Селенгино-Итанцинской впадины и его связь с ингрессиями Байкала. <i>В. Л. Коломиец</i>	251
О некоторых особенностях верхнемезозойского нефтегазоносного комплекса Печорского бассейна. <i>Н. С. Лавренко</i>	253
Аккумулятивные банки в верхнедевонских лагунных отложениях р. Седью (Ухтинская антиклиналь, Южный Тиман). <i>Е. С. Пономаренко, А. С. Чечик</i>	255
Фосфатоносность нижнепермских отложений северной части Предуральского краевого прогиба. <i>В. А. Салдин</i>	257
Породный состав останцов выветривания на хр. Маньпупунер (Северный Урал). <i>В. А. Салдин, П. П. Юхтанов</i>	259
Стадиально-парагенетический анализ формаций из семейства калейдовых северо-восточного ограничения Европейской платформы. <i>А. Н. Сандула</i>	264
Литология ташастинского горизонта башкирского яруса среднего карбона в разрезе р. Шарью (гряда Чернышева). <i>А. Н. Сандула, Л. А. Шмелёва</i>	266
Состав и строение отложений веневского горизонта р. Унья (визе, нижний карбон, Северный Урал). <i>А. Н. Шадрин</i>	268
Фациальное разнообразие верхнеордовикских карбонатных отложений в бассейне р. Илыч (Северный Урал): проблемы и задачи. <i>Л. А. Шмелёва</i>	270
О генезисе полиминеральной россыпи Ичетью (Средний Тиман). <i>Э. С. Щербаков</i>	271

Минералогия

Минералогическая изученность северо-востока европейской части России.

И. С. Астахова 277

О кристаллохимии таллия в сульфидных минералах.

С. В. Борисов, С. А. Магарилл, Н. В. Первухина 279

Кластерные группировки атомов в структурах минералов и их синтетических аналогов.

Феномен когерентной сборки кристаллических структур.

С. В. Борисов, С. А. Магарилл, Н. В. Первухина 280

Геохимическая характеристика органического вещества солей Якшинского месторождения

(по данным скв.15). *О. В. Валяева, С. Н. Шанина, В. Н. Леденцов* 283

Данные по изотопному составу кислорода и углерода карбонатов

из оксфордских отложений в бассейне р. Унжа. *О. С. Ветошкина, С. В. Лыжов* 286

Эпигенно-оцинкованные хромшпинелиды из девонских псефитов

россыпей проявления Ичетью (Средний Тиман).

Ю. В. Глухов, Б. А. Макеев, Д. А. Варламов, С. С. Шевчук, С. И. Исаенко 288

Структурная эволюция органических минералоидов, факторы и механизмы.

Е. А. Голубев, О. В. Мартиросян 290

Видовой состав, химические и типоморфные особенности акцессорных минералов

девонских алмазосодержащих отложений Южного и Среднего Тимана.

О. В. Гракова 292

Геохимическая характеристика разреза горючих сланцев Чим-Лоптюгского месторождения

по данным спектрального анализа. *Г. В. Игнатьев, Т. И. Иванова* 295

Применение рамановской спектроскопии в геологии. *С. И. Исаенко* 298

Геохимическая характеристика пород морозовской свиты (RF₃mr) Пай-Хоя.

Т. А. Канева 301

Нанозолото в биоморфозе по аммониту. *В. И. Каткова, В. Н. Филиппов* 304

Геохимическая специфика карбонатитов Косьюского массива, Средний Тиман.

Н. С. Ковальчук 305

О природе аморфных минералов и их систематизации. *О. С. Кочетков* 308

Морфология кристаллов химически осажденного карбоната кальция

в зависимости от условий синтеза. *Д. В. Кузьмин, Н. Н. Пискунова* 310

Минералогическая характеристика соленосной толщи Якшинского месторождения.

М. С. Вафина, В. Н. Леденцов, А. К. Вишняков, В. Г. Изотов 313

Роль биогенного фактора в железомарганцевом минералообразовании.

Г. Н. Лысюк, А. Ю. Лысюк 315

Структурные элементы-примеси в особо чистом кварце месторождений России

по данным ЭПР. *В. П. Лютое* 317

Минералогические признаки нового золото-редкометалльного оруденения

в Ляпинском россыпном районе (Приполярный Урал, восточный склон).

Т. П. Майорова, С. К. Кузнецов, К. Г. Пархачева 321

Типоморфизм минералов переменного состава проявления Ичетью.

А. Б. Макеев, Л. О. Магазина 323

Агатовые секрции в базальтах Тимана и метаморфитах Полярного Урала:

их генезис и условия образования.

Б. А. Мальков, В. И. Ракин, В. П. Лютое, Н. В. Сокерина 326

Сравнительный анализ углеродного вещества карбонатитов Косьюского массива

(Средний Тиман, Россия) с алмазосодержащими карбонатитами Чагатайского комплекса

(Узбекистан) и о. Фуэртевентура (Канарский архипелаг, Испания).

А. Н. Мингалев 329

Генетическая ИК-спектроскопия среднетиманских алмазов. <i>В. А. Петровский, Е. А. Васильев, В. И. Силаев, А. В. Козлов, Ю. В. Нефедов</i>	331
Определение индекса кристалличности кварцитов α -кварца антоновской группы месторождений методом рентгеновской дифракции. <i>О. С. Разва, М. В. Коровкин, Л. Г. Ананьева, Т. С. Небера</i>	333
Сравнительный анализ морфологии алмазов коренных и россыпных месторождений. <i>В. И. Ракин</i>	335
Диссимметризация формы октаэдрических алмазов. <i>В. И. Ракин</i>	337
Гипергенная геохимия урана и типы его гидрогенных месторождений. <i>Н. А. Росляков, С. М. Жмодик</i>	339
Глинистые минералы скв. 374 Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев. <i>Ю. С. Симакова, В. А. Салдин</i>	342
Минералогия и геохимия золото-кварцевой минерализации верховьев р. Кожимью (Северный Урал). <i>Н. В. Сокина, С. Н. Шанина, С. И. Исаенко, М. Ю. Сокин, В. А. Жарков</i>	344
Минералы коры плавления метеорита Челябинск. <i>В. А. Цельмович</i>	346
Халькогениды, интерметаллиды и благородные металлы хромовых руд проявления «Егарт» (Полярный Урал). <i>Р. И. Шайбеков, М. М. Гайкович</i>	349
Новый вид гагата. <i>И. Х. Шумилов</i>	352
Алмаз в природе и промышленном синтезе. Современные достижения и перспективы. <i>Т. Г. Шумилова</i>	355
Углеродное вещество и металлоносность уральских пород черносланцевого типа. <i>Т. Г. Шумилова, С. С. Шевчук, С. И. Исаенко</i>	358
Новый вклад в геохимию марганца. <i>Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис</i>	360
Геохимия марганца в терригенных осадочных породах. <i>Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис</i>	366
Геохимия докембрийских метаморфитов хребта Малдынырд (Приполярный Урал). <i>Т. В. Якимова, Т. И. Иванова</i>	369

Научное издание

Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России

Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми

ТОМ II

Компьютерная верстка

Р. А. Шуктомов, Г. Н. Каблис, А. Ю. Перетягин

Корректурa

Н. А. Боринцева, О. В. Габова

Оформление обложки

Р. А. Шуктомов, А. Ю. Перетягин

Подписано в печать 03.04.14. Печать РИЗО.

Тираж 500

Усл. печ. л. 47,5

Заказ 930



Издательско-информационный отдел
Института геологии Коми НЦ УрО РАН
167982, Сыктывкар, Первомайская, 54
E-mail: geoprint@geo.komisc.ru