

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

ТОМ II

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

Материалы XV Геологического съезда Республики Коми
13—16 апреля 2009 г.

Сыктывкар



2009

УДК 55+553.042 (470.1)

Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. 444 с.

Сборник содержит доклады XV Геологического съезда Республики Коми. Приводятся новые результаты исследований по основным проблемам геологии европейского северо-востока России. Рассматриваются вопросы стратиграфии, палеонтологии и геохронологии, региональной геологии, геохимии, литологии и минералогии, а также петрологии.

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 Н. П. Юшкин

Редакторская группа:

*А. И. Антошкина, В. Л. Андреичев, И. Н. Бурцев, Д. А. Бушнев,
В. Д. Игнатьев, Д. В. Камашев, Е. П. Калинин, С. С. Клименко,
О. Б. Котова, С. К. Кузнецов, Т. В. Майдль, Т. П. Митюшева, Н. Ю. Никулова,
С. И. Плоскова, А. М. Пыстин, В. И. Ракин, В. А. Салдин, А. А. Соболева,
О. В. Удоратина, В. С. Цыганко, И. Х. Шумилов*

Организаторы XV Геологического съезда Республики Коми

- Глава Республики Коми
- Российская академия наук
- Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук
- Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми
- Министерство промышленности и энергетики Республики Коми
- Управление по недропользованию по Республике Коми
- Комиссия по изучению естественных производительных сил при Главе Республики Коми
- Администрация г. Сыктывкара

Финансовая поддержка

- Уральское отделение Российской академии наук
- Правительство Республики Коми
- Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми
- Министерство промышленности и энергетики Республики Коми
- ООО «РН-Северная нефть»
- ООО «ЛУКОЙЛ-Коми»
- ООО «Диньельнефть»
- ООО «Динью»
- ООО «Комнедра»
- ООО «Газпром трансгаз Ухта»
- ООО «ПЭК»
- ЗАО НК «Нобель Ойл»
- ОАО «Севергеофизика»
- ОАО «СМН»
- ООО «Нефтегазпромтех»
- ОАО «Усинскгеонефть»
- ЗАО «Печоранефтегаз»
- ООО «Енисей»

Информационная поддержка

Издательский дом «Руда и металлы»
Газета Уральского отделения РАН «Наука Урала»

Организационный комитет

Председатель

В. А. Торлопов

Сопредседатели

А. М. Асхабов, П. А. Орда, И. А. Поздеев

Заместители председателя

А. П. Боровинских, Н. Н. Герасимов

Научный консультант

Н. П. Юшкин

Ученый секретарь

И. Н. Бурцев

Заместитель ученого секретаря

А. Н. Сандула

Члены оргкомитета

*Л. Н. Андреичева, Н. Г. Брунич, В. А. Витязева, А. Г. Воробьев, В. И. Гайдеек,
В. М. Гайзер, Е. М. Гурленов, И. В. Деревянко, С. С. Клименко, И. В. Козырева,
С. К. Кузнецов, Ю. В. Лисин, С. М. Нестеренко, А. Н. Попов, А. В. Поляков,
А. М. Пыстин, В. В. Радько, И. Е. Романов, А. З. Сегаль, И. Е. Стукалов,
М. Б. Тарбаев, Е. Л. Теплов, О. В. Удоратина, Н. Д. Цхадая, А. Б. Хабаров*

Стратиграфия, палеонтология и геохронология

Rb–Sr ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ФУНДАМЕНТА ПЕЧОРСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В. Л. Андреичев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Печорская синеклиза представляет собой крупную региональную тектоническую структуру в составе Печорской плиты и располагается между Тиманской грядой и Предуральским краевым прогибом. В ее геологическом строении участвуют дислоцированные метаморфические образования рифейско-вендского фундамента, повсеместно перекрытые платформенным чехлом, сформированным ордовикско-кайнозойскими неметаморфизованными осадочными и вулканогенными образованиями. В составе фундамента, вскрытого многочисленными скважинами, выделяются Ижемская зона, включаемая вместе с Тиманом в Тиманский мегаблок, и Большеземельский мегаблок, состоящий из Печорской и Большеземельской зон. Граница между мегаблоками проводится по системе Припечорско-Илыч-Чикшинского глубинного разлома северо-западного простирания, считающейся структурной зоной.

В строении Ижемской зоны принимают участие дислоцированные терригенные и в меньшей степени карбонатные отложения, сопоставляемые с выходящими на поверхность образованиями рифея и венда Тимана. Фундамент Припечорско-Илыч-Чикшинской зоны разломов сложен преимущественно вулканогенными породами возейской свиты, условно датируемой верхами позднего рифея-ранним вендом. В Большеземельском мегаблоке нижний ярус слагают дислоцированные вулканогенные породы возейской свиты, а верхний молассовый — терригенные и туфо-терригенные толщи сандивейской свиты поздневендско-раннекембрийского возраста.

Основное различие существующих моделей на эволюцию Печорской плиты заключается в том, что одни исследователи рассматривают Большеземельский мегаблок как внутреннюю зону Урало-Тиманского подвижного пояса, а другие считают его активной окраиной гипотетического континента Арктида, в состав которого вошли отторгнутые в позднем рифее от Восточно-Европейской платформы микроконтиненты. По-разному трактуется и финальная стадия столкновения Большеземельского мегаблока с Тиманским мегаблоком, рассматриваемым как материковая пассивная окраина. Это либо последовательная аккреция островных дуг и

микроконтинентов [9 и др.], либо коллизия активной окраины Арктиды и пассивной окраины Восточно-Европейской платформы [7 и др.] с сопутствующим орогенезом. В обоих случаях сочленение проводится по зоне Припечорско-Илыч-Чикшинского разлома, результаты аккреционных (коллизионных) и орогенных процессов нашли отражение в складчатых сооружениях Тимана, Полярного и Приполярного Урала, а новообразованная Печорская плита вступила в этап платформенного развития.

В этой связи принципиальное значение приобретает время столкновения Большеземельского и Тиманского мегаблоков, которое синхронизируется с гранитоидным магматизмом. В последние годы стали очень популярными Rb–Pb изотопные данные по единичным кристаллам циркона из гранитоидов, вскрытых рядом скважин в фундаменте Печорской синеклизы [8]. Их возраст в большинстве случаев оказался равным 565—550 млн лет (таблица), который и стал интерпретироваться как возраст коллизионного магматизма. При всей привлекательности этого вывода он нуждается в подтверждении данными по другим изотопным системам, поскольку возраст цирконов не всегда соответствует возрасту вмещающих их пород, причем отклонения могут быть как в сторону завышения, так и занижения. Кроме того, в Тиманском мегаблоке нет достоверного нижнего венда, а возраст цирконов указывает на то, что формирование гранитов приурочено к границе нижнего и верхнего венда.

Вступление Печорской плиты в стадию платформенной стабилизации фиксируется посторогенным субщелочным магматизмом, что предопределяет для него более молодой возраст по сравнению с коллизионным или, по крайней мере, сопоставимый. Однако изотопные данные по щелочным магматитам и гранитоидам не согласуются с этими представлениями. Rb–Sr возраст монзонитов п-ва Канин составляет 604 ± 13 млн лет (неопубликованные данные). На Северном Тимане цирконы из оливин-керситовых габбро показали 600—624 млн лет (Pb–Pb) и 614 ± 2 млн лет (SHRIMP) [10]. Rb–Sr возраст щелочных и нефелиновых сиенитов в разных массивах варьирует от 622 до 590 млн лет

Изотопно-геохронометрическая характеристика гранитоидов фундамента Печорской синеклизы

Скважина	Метод датирования					
	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ [8]		Rb–Sr			
	Цирконы, млн лет $\pm 2\sigma$	унаследованные	Порода в целом млн лет $\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ $\pm 2\sigma$	Минералы млн лет $\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ $\pm 2\sigma$
Большеземельская зона						
26–Восточная Харьяга	567 \pm 36 (?)	607–1447	561 \pm 12	0.70457 \pm 78 ¹	518 \pm 8	0.70680 \pm 66
2–Веяк	618 \pm 6	— ²	615 \pm 7	0.70622 \pm 15	—	—
Печорская зона						
1–Восточная Чаркаю	557 \pm 15	2708	606 \pm 8	0.71090 \pm 18	528 \pm 6	0.71321 \pm 28
Ижемская зона						
1 и 10–Южная Чаркаю ³	553 \pm 6	1013	608 \pm 16	0.70650 \pm 27	—	—
Нижнеомринский комплекс ⁴	551 \pm 8	—	604 \pm 19	0.70570 \pm 78	510 \pm 8	0.7386 \pm 47

1 — приводимые погрешности соответствуют последним значащим цифрам

2 — не обнаружено или не проанализировано (Rb–Sr).

3 — $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст определен по цирконам из скв. 10–Южная Чаркаю.

4 — $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст определен по цирконам из скв. 11–Малая Пера, а Rb–Sr датирование осуществлялось по керну из скв. 1–Нижняя Омра, 1–Прилуцкая, 11–Средняя Мылва, 1–Западная Покча, 11–Малая Пера, 1–Южный Джьер и 1–Южная Болотная.

[1], а по отдельным кристаллам циркона получен возраст 613 \pm 2 млн лет (Pb–Pb) [2] и 613 \pm 7 млн лет (SHRIMP) [10]. Практически такой же возраст (600 \pm 15 млн лет) установлен на Среднем Тимане при K–Ar датировании карбонатитов и флогопитовых слюдитов четласского комплекса [3]. С ним коррелируется K–Ar возраст (578 млн лет) монзонитов, вскрытых скв. 4–Изкось-Гора [4]. Аналогичными возрастными характеризуются однотипные породы Кваркушского поднятия. Rb–Sr возраст граносиенитов Троицкого массива составляет 621 \pm 12 млн лет [6], а пикритов кусьинского комплекса — 608 \pm 3 млн лет [5]. Керсутитовые габбро благодатского комплекса имеют Sm–Nd возраст, равный 626 \pm 57 млн лет [5]. Сравнение этих данных с Pb–Pb возрастными гранитоидов показывает, что коллизионные события происходили позднее, что и вызывает определенные сомнения в их легитимности.

В нашем распоряжении имеется коллекция ядерного материала, позволившая провести Rb–Sr датирование гранитоидов фундамента Печорской синеклизы, причем и по тем скважинам, где исследовались цирконы (таблица). Rb–Sr данные по гранитоидам Большеземельской зоны подтвердили Pb–Pb датировки, в том числе и находившийся под вопросом возраст гранитов из скв. 26–Восточная Харьяга, в которых сходящиеся значения около 560 млн лет наблю-

дались лишь в одном зерне, а в пяти других возраст варьировал от 487 до 1447 млн лет.

В гранитоидах Печорской и Ижемской зон не установлено ни одного случая совпадения Rb–Sr и Pb–Pb возрастов. Датировки по цирконам образуют узкий интервал 551–557 млн лет, а Rb–Sr система в породах и калиевых полевых шпатах также стабильно указывает на время своего закрытия около 600 млн лет назад. Вероятная причина наблюдаемого несоответствия может быть обусловлена посткристаллизационными изменениями гранитоидов, о чем свидетельствуют Rb–Sr данные по биотитам в интервале 510–528 млн лет, в определенной степени сопоставимые с Pb–Pb возрастными цирконов.

Rb–Sr возраст гранитоидов Ижемской зоны коррелируется с возрастом однотипных пород Северного Тимана. Они исследовались комплексом методов, и в результате было установлено, что Rb–Sr возраст гранитоидов разных массивов варьирует от 587 до 597 млн лет [1], Pb–Pb возраст в единичных зернах циркона составляет 621 \pm 3.5 млн лет [2], а при SHRIMP-датировании было получено 617 \pm 6 млн лет [10].

Таким образом, новые Rb–Sr данные свидетельствуют о дискретном проявлении гранитоидного магматизма. Основная масса гранитов сформировалась в самом конце позднего рифея, практически перед вендом, а второй эпизод приурочен к границе нижнего и верхнего венда, то

есть результаты согласуются с представлениями о последовательной аккреции.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах».

Литература

1. Андреев В. Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 90 с.

2. Андреев В. Л., Ларионов А. Н. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датирование единичных кристаллов циркона из магматических пород Северного Тимана // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 26—28.

3. Андреев В. Л., Степаненко В. И. Возраст карбонатитового комплекса Среднего Тимана // Рудообразование и магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1983. С. 83—87.

4. Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.-Л.: Наука, 1964. 126 с.

5. Карпухина Е. В. Петрология и геохронология ультрамафитовых и мафитовых пород западного склона Урала (Пермский район): Автореф. дис. ... канд. геол. — минер. наук. М., 2000. 23 с.

6. Краснобаев А. А., Степанов А. И., Ронкин Ю. Л., Лепихина О. П. Возраст гранитоидов Троицкого массива и верхняя радиологическая граница докембрия Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 128—131.

7. Кузнецов Н. Б. Комплексы протоуралитид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... доктора геол.-минер. наук. М., 2009. 49 с.

8. 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. V. 68. P. 161—170.

9. Kostyuchenko S., Sapozhnikov R., Egorkin A. et al. Crustal structure and tectonic model of northeastern Baltica, based on deep seismic and potential field data // European Lithosphere Dynamics / D. G. Gee, R. A. Stephenson (eds). Geological Society, London, Memoirs, N 32. 2006. P. 521—539.

10. Larionov A. N., Andreev V. L. & Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D. G. Gee, V. Pease (eds). Geological Society, London, Memoirs, N 30. 2004. P. 69—74.

СОСНОГОРСКАЯ СВИТА – НОВОЕ МЕСТНОЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА НА ЮЖНОМ ТИМАНЕ

П. А. Безносков

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Основы стратиграфии верхнедевонских отложений Южного Тимана заложены в работе Н. Н. Тихоновича [10]. Им была предложена стратиграфическая схема, сохранившаяся в общих чертах до настоящего времени. Самая верхняя часть разреза верхнего девона была выделена им в ижемскую свиту в объеме установленных ранее Д. В. Наливкиным [5] «слоев со *Spirifer archiaci*» и подстилающих их гипсоносных слоев. В дальнейшем гипсоносная толща была присоединена к ухтинской свите, как завершающая фаза франского регрессивного цикла [7]. За ижемской свитой была оставлена вся фаменская часть разреза.

Существующая схема не отражает в достаточной мере картину геологического строения

пограничных франско-фаменских отложений Ухтинской складки. Так, сульфатоносную и подсульфатную толщи ухтинской свиты на основании их литофациальной разнородности уже давно предлагается рассматривать в ранге самостоятельных свит [3, 6]. Ижемская свита на восточном крыле складки также представлена двумя толщами, резко различающимися по литологическим особенностям и характеру осадконакопления. Т. Г. Обуховская и А. В. Кузьмин [6] к ижемской свите относят только верхнюю, карбонатную толщу, а нижнюю рассматривают как «пачку глин». М. Н. Москаленко с соавторами [4] в типовом разрезе (обн. 20) выделяют две подсвиты — нижнюю и верхнюю, которые сопоставляют с волгоградским и задонским горизонтами, соответственно.



Нижняя подсвита представлена толщей переслаивания глинистых и доломитизированных известняков и глин. Она имеет линзовидную форму и область ее распространения ограничивается с востока полосой позднефранкской рифовой зоны [2, 4]. Образование этих отложений происходило в условиях крайне мелководной опресненной, периодически пересыхавшей лагуны. Этим обусловлено полное отсутствие здесь остатков морской фауны. Возраст подсвиты определен по комплексам остракод [4] и миоспор [5]. Данная толща коррелируется с клиноформной савиноборской свитой, развитой восточнее в предрифовой зоне [2]. Мощность подсвиты в разрезе скв. 4 Бельгопская составляет 8 м, в стратотипе ижемской свиты (обн. 20) видимая мощность превышает 11 м.

Верхняя подсвита почти полностью сложена неравномерно-глинистыми узловатыми известняками с прослоями и пластами однородных, плитчатых и биокластовых известняков [1]. Ее отложения представлены мелководно-морскими шельфовыми осадками и охарактеризованы обильной фауной беспозвоночных (в том числе и конодонтами) задонского возраста [1, 4, 6]. Она имеет выдержанную мощность (20—30 м) и по латерали плавно переходит в развитую восточнее аресскую свиту [4].

Согласно Стратиграфическому кодексу [8], включение в одну свиту резко разнофациальных отложений не рекомендуется. В этой связи нижнюю подсвиту, в действительности представляющую собой отдельное геологическое тело, предлагается выделить в самостоятельное стратиграфическое подразделение — сосногорскую свиту, а в объеме ижемской оставить только верхнюю ее часть. Название новой свиты образовано по г. Сосногорск, в окрестностях которого расположены основные ее выходы. Стратотипом выбрана нижняя по течению р. Ижма часть обн. 20, парастратотипом — разрез по скв. 4 Бельгопская (инт. 33—41 м), пробуренной на левом берегу р. Ижма севернее г. Сосногорск.

Разрез сосногорской свиты в стратотипе, р. Ижма, пр. берег, нижняя часть обн. 20 (по: [1]).

1 — известняк; 2 — известняк доломитизированный; 3 — доломит; 4 — узловатые известняки; 5 — мергель; 6 — тонкое переслаивание; 7 — тонкослоистая текстура глин; 8 — желваковая отдельность известняков; 9 — ходы илоедов; 10 — линзовидное распределение остатков позвоночных; 11 — интракласты, литокласты; 12 — пелоиды; 13 — ооиды; 14 — остатки тетрапода; 15 — остатки рыб; 16 — конодонты; 17 — сколекодонты; 18 — брахиоподы; 19 — остракоды; 20 — гастроподы; 21 — двустворки; 23 — фораминиферы; 24 — криноидеи; 25 — харофиты; 26 — сине-зеленые водоросли; 27 — микробальные корки; 28 — трудноопределимый дерит

В стратотипе вскрывается только верхняя часть сосногорской свиты. Здесь она представлена четырьмя пачками [1]. В основании разреза залегают глины, перекрывающиеся пластом светло-серого массивного известняка с фенестровой текстурой. Выше залегают толща глин с маломощными прослоями доломитов и известняков. В глинах установлен комплекс миоспор, характерный для волгоградского горизонта: *Geminospora vasjamica* (Tchib.) Obukh. et Nekt., *G. notata* (Naumova) Obukh. var. *microspinosus* Tchib., *Archaeozonotriletes famenensis* Naumova var. *minutus*, *Cristatisporites imperpetuus* (Tchib.) Obukh., *Diaphanospor macrovarius* (Nazarenko) Nekt et. Avkh. и др. [9]. Толща глин перекрывается пачкой немых доломитов с фенестровой текстурой, в основании которой залегают слои светло-желтого известняка, широко известного под названием «рыбного доломита».

Из этого слоя происходят уникальные находки остатков позвоночных, массовая гибель которых была обусловлена замором в результате крайнего обмеления бассейна. Среди них особого внимания заслуживают недавно обнаруженные здесь кости весьма своеобразной новой формы примитивного тетрапода [Alberg, Beznosov, Clack & Luksevics, in preparation]. Кроме того, отсюда известны сочлененные скелеты ископаемых рыб — несколько экземпляров антиарха *Bothriolepis jeremejevi* Rohon и единственный экземпляр поролепиформа *Holoptychius* sp. Редкие микроостатки представлены ювенильными зубными пластинами *Dipnoi* gen. indet., зубами *Struniiformes* gen. indet. и чешуями *Osteolepiformes* gen. indet. Несмотря на то, что данное сообщество сильно обеднено, в нем присутствуют, по крайней мере, две эндемичные формы — антиарх и тетрапод.

Над доломитами залегают пачка глин с несколькими маломощными прослоями конкреционидного известняка. Эта часть разреза охарактеризована комплексом остракод, свойственным волгоградскому горизонту: *Buregia demidenkoea* Mosk., *Belorussina tchigovae* Dem., *Semilukiella kamenkaensis* Mart., *Sulcoindivisia clarae* Mosk., *S. valentinae* Mosk., *Glyptolichvinella faceta* Mosk., *Cavelina volgaensis* Netch. и др. [4]. Глины перекрываются пластом темно-серого неравномерно-глинистого узловатого известняка, содержащего обильную фауну морских беспозвоночных задонского возраста. По подошве этого слоя проводится верхняя граница сосногорской свиты.

В скв. 4 Бельгопская разрез сосногорской свиты конденсирован и представлен глинами серыми и темно-серыми с зеленоватым оттен-

ком и прослоями доломита. Нижняя граница свиты, вскрытая на глубине 41 м, совпадает с границей f/fm и проводится по кровле верхней пачки сульфатонесущей толщи ухтинской свиты. Нижняя часть свиты (инт. 33.3—38.3 м) охарактеризована своеобразным комплексом миоспор, в котором Т. Г. Обуховской [6] установлены *Hymenozonotriletes imperpetuus* Sennova, *Cymbosporites boafeticus* (Tschibr.) Obuch., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *L. curvatus* Naum. var. *medius* Kedo, *Geminospora notata* (Naum.) Obuch., *G. vasjamica* (Tschibr.) Obuch., *Stenozonotriletes extensus* Naum., *Diaphanospora rugosa* (Naum.) Byvsch., *Hystricosporites hamulis* Naum., *Acanthotriletes pullus* Naum., *Corbulispora vimineus* (Nekt.) Obuch. Близкий к этому миоспоровый комплекс встречается также в небольшом выходе темно-серых глин, расположенном на 200 м ниже по реке от обн. 20 [9]. Учитывая угол падения слоев в стратотипе, полная мощность сосногорской свиты в этом районе, по всей видимости, составляет не менее 20—25 м.

Литература

1. Безносков П. А., Хупели 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 геол. съезда Республики Коми. Сыктывкар, 2004. Т. III. С. 220—224.
2. Кузьмин А. В., Шувалова Г. А., Обуховская Т. Г. и др. Пограничные отложения франского и фаменского ярусов Ижма-Печорской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 4. С. 27—38.
3. Меннер В. Вл., Архангельская А. Д., Кузьмин А. В. и др. Сопоставление разнофациальных разрезов франского яруса на Южном Тимане // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 6. С. 64—82.
4. 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: Материалы XIII геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 224—228.
5. Наливкин Д. В. О геологическом строении Ухтинского нефтеносного района // Нефтяное и сланцевое хозяйство. 1923. Т. 17. С. 1—20.
6. Обуховская Т. Г., Кузьмин А. В. Споры и конодонты из пограничных верхнефранских и нижнефаменских отложений Ухтинско-Тибукского района // Палеонтологический метод в геологии. М., 1993. С. 35—51.
7. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем

верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962. Л.: ВСЕГЕИ, 1965. 79 с.

8. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.

9. Тельнова О. П., Маршалл Д. Е. А. Палинологический метод изучения геологических памятников на примере стратотипа ижемской свиты // Изучение, сохра-

нение и использование объектов геологического наследия северных регионов (Республика Коми): Материалы научно-практической конференции. Сыктывкар, 2007. С. 58—60.

10. Тихонович Н. Н. К геологии Ухтинского нефтеносного района // Нефтяное хозяйство. 1930. Приложение к № 8–9. С. 6—25.

К СИСТЕМАТИКЕ ОТРЯДА ACANTHODIFORMES BERG, 1940 (ACANTHODII, PISCES)

П. А. Безносков

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Последняя классификация представителей отряда Acanthodiformes приводится в работе Я. Зайца [19]. С тех пор было описано несколько новых таксонов этой группы, часть других синонимизирована, для некоторых уточнен диагноз и их систематическое положение. Ряд таксонов по-прежнему остаются слабо изученными и их нынешняя родовая, либо семейственная принадлежность вызывает сомнения. Ниже приводится систематический обзор этого отряда до видового уровня, сопровождаемый комментариями и замечаниями. Для семейств даются основные диагностические признаки, для родов указывается литературный источник, в котором опубликован диагноз, для видов отмечено стратиграфическое и географическое распространение. Названия, валидность которых требует подтверждения, взяты в кавычки. В данную классификацию преимущественно включены таксоны, описанные по целым, либо частично сочлененным экземплярам рыб. Формы, известные только по изолированным чешуям или описанные в открытой номенклатуре здесь опущены.

Отряд Acanthodiformes Berg, 1940

Семейство Mesacanthidae Moy-Thomas, 1939. Основные диагностические признаки, по [13]: между грудными и брюшными плавниками имеется одна пара мелких добавочных шипов; шипы остальных плавников относительно длинные, имеют поверхностное положение на теле; голова покрыта крупными чешуями и тессерами; жаберная крышка короткая и высокая; бронхостегальные лучи широкие, хорошо развиты; чешуи с ровной гладкой кроной.

Род Mesacanthus Traquair, 1888. Диагноз см. в [5]. Типовой вид — *M. mitchelli* (Egerton,

1861) из нижнего девона (лохкова) Шотландии. Кроме типового в состав рода включены *M. grandes* Gagnier et Goujet, 1997 из нижнего девона (лохкова) Шпицбергена и *M. ? semistriatus* (Woodward, 1892) из нижнего или среднего девона провинции Квебек, Канада. Первый из них описан по единственному сильно деформированному экземпляру: голова и большинство плавниковых шипов (за исключением спинного) отсутствуют, основным отличительным признаком служит строение скапулокоракоида. Второй вид требует переописания и уточнения его таксономической принадлежности. «*M. ? pusillus* (Agassiz, 1844) и «*M. ? peachi* (Egerton, 1861) не принадлежат к данному роду (см. ниже).

Род Lodeacanthus Upeniece, 1996. Типовой и единственный вид — *L. gaujicus* Upeniece, 1996 из верхов среднего девона (верхнего живета) Латвии. Для вида известен онтогенез. Диагноз и описание см. в [16].

Род Melanoacanthus Cumbaa et Schultze, 2002. Типовой и единственный вид — *M. minutus* Cumbaa et Schultze, 2002 из нижнего девона (эмса) Северо-Западных территорий Канады. Диагноз и описание см. в [4].

Род Promesacanthus Hanke, 2008. Типовой и единственный вид — *P. eppleri* Hanke, 2008 из нижнего девона (лохкова) Северо-Западных территорий Канады. Диагноз и описание см. в [8].

Род Triazeugacanthus Miles, 1966. Типовой и единственный вид — *T. affinis* (Whiteaves, 1887) из верхнего девона (франа) провинции Квебек, Канада. Диагноз и описание см. в [7, 13].

Семейство Cheiracanthidae Berg, 1940. Основные диагностические признаки, по [1, 13]: добавочные шипы на брюхе отсутствуют; плавниковые шипы с погруженным в мускулатуру

основанием; Меккелев хрящ окостеневают единой костью; крона чешуй несет более или менее развитые продольные гребни и борозды. Распространение: нижний девон (лохков?) — верхний девон (фамен?). Замечания: помимо приведенных здесь, семейство содержит ряд таксонов, описанных по изолированным чешуям, в том числе несколько видов из рода *Cheiracanthus* и отдельные роды: *Markacanthus* Valiukevicius, 1985, *Isodendracanthus* Valiukevicius, 1979 и *Ectopacanthus* Valiukevicius, 1979. Кроме того, представителям этого семейства, вероятно, принадлежат изолированные чешуи морфо-гистологического типа *Acanthodes* из девонских отложений, поверхность кроны которых покрыта многочисленными микроскопическими бугорками, а также чешуи, относимые к родам «*Devononchus*» Gross, 1940 и «*Haplacanthus*» Agassiz, 1845.

Род *Cheiracanthus* Agassiz, 1835. Диагноз см. в [5]. Типовой вид — *C. purchisoni* Agassiz, 1835 из среднего девона (эйфеля–живета) Шотландии. Кроме типового, из тех же отложений известен второй вид — *C. latus* Egerton, 1861, отличающийся пропорциями тела и характером скульптуры чешуй. Еще два вида, относимые к данному роду — *C. ? costellatus* Traquair, 1893 из нижнего или среднего девона провинции Квебек, Канада, и *C. grandispinus* M'Coу, 1848 из среднего девона Шотландии требуют переописания и уточнения их таксономической принадлежности.

Род *Homalacanthus* Russell, 1951. Типовой и единственный вид — *H. concinnus* (Whiteaves, 1887) из верхнего девона (франа) провинции Квебек, Канада. Диагноз и описание см. в [7,13].

Семейство Howittacanthidae Zajic, 1995. Основные диагностические признаки, по [18]: добавочные шипы на брюхе отсутствуют; плавниковые шипы с погруженным в мускулатуру основанием; брюшные шипы парные; Меккелев хрящ представлен единым окостенением; бронхиостегальные лучи тонкие и короткие; чешуи с ровной гладкой кроной. Замечания: данное семейство представлено единственным видом, который морфологически и, вероятно, филогенетически очень близок к *Cheiracanthidae*. Возможно, в дальнейшем следует синонимизировать это семейство с *Cheiracanthidae*, внося соответствующие дополнения в диагноз последнего.

Род *Howittacanthus* Long, 1986. Типовой и единственный вид — *H. kentoni* Long, 1986 из верхнего девона (франа) штата Виктория, Австралия. Диагноз и описание см. в [12]. Замечания:

Изначально был описан в составе *Acanthodidae*, однако впоследствии был выделен в самостоятельное семейство. Известен только по латексным слепкам с отпечатков скелетов (сама костная ткань не сохранилась), что, к сожалению, не позволяет выяснить некоторые его особенности, в частности — гистологическое строение чешуй и шипов.

Семейство *Acanthodidae* Huxley, 1861.

Основные диагностические признаки, по [18]: добавочные шипы на брюхе отсутствуют; плавниковые шипы с погруженным в мускулатуру основанием; брюшной шип непарный, либо вовсе отсутствует; Меккелев хрящ представлен двумя окостенениями; чешуи с ровной гладкой кроной.

Род *Acanthodes* Agassiz, 1833. Диагноз см. в [2]. Типовой вид — *A. bronni* Agassiz, 1833 из нижней перми (Autunian) Германии. Вид детально переописан, для него известен онтогенез [9]. Кроме типового род содержит большое количество видов, среди которых хорошо изучены *A. bourbonensis* Heidtke, 1996 из нижней перми (Autunian) Франции, *A. boyi* Heidtke, 1993 из нижней перми (Autunian) Германии, *A. bridgei* Zidek, 1976 из верхнего карбона (Stephanian B?) штата Канзас, США, *A. fritschi* Zajic, 1998 из верхнего карбона (Stephanian B-C) Чехии, *A. gracilis* (Beudantic, 1848) из нижней перми (Autunian) Чехии, Польши и Германии, *A. kinneyi* Zidek, 1992 из верхнего карбона (Stephanian B) штата Нью-Мексико, США, *A. lopatini* Rohon, 1889 из нижнего карбона (нижний турне) юга Средней Сибири, Россия, *A. lundii* Zidek, 1980 из верхнего карбона (Namurian C) штата Монтана, США, *A. ovensi* White, 1927 из нижнего карбона (турне) Шотландии, *A. sippeli* Heidtke, 1995 из верхнего карбона (Namurian B) Германии, *A. stambergi* Zajic, 2005 из нижней перми (Autunian) Чехии и *A. tholeyi* Heidtke, 1990 из нижней перми (Autunian) Германии. *A. luedersensis* (Dalquest et al., 1988) из нижней перми (Autunian?) штата Техас, США описан по встреченным совместно изолированным элементам скелета, сочлененные экземпляры неизвестны. К недостаточно изученным и требующим переописания видам относятся *A. nitidus* Woodward, 1891 и *A. sulcatus* Agassiz, 1835 из нижнего карбона (визе) Шотландии, а также *A. wardi* Egerton, 1866 из верхнего карбона (Westphalian) Англии и Шотландии.

Род *Traquairchthys* Whitley, 1933. Типовой и единственный вид — *T. pygmaeus* (Friedrich, 1875) из верхнего карбона (Westphalian D) Чехии. От других представителей семейства отлич-

чается отсутствием шипа в брюшном плавнике. Замечания: вид недостаточно изучен и требует переописания. Возможно, принадлежит к роду *Acanthodes* [15].

Род *Utahacanthus* Schultz, 1990. Типовой и единственный вид — *U. guntheri* Schultz, 1990 из верхнего карбона (Namurian B) штата Юта, США. От других представителей семейства отличается строением жаберной крышки. Диагноз и описание см. в [14].

Род *Westrichus* Heidtke, 2003. Типовой и единственный вид — *W. kraetschmeri* Heidtke, 2003 из нижней перми (Autunian) Германии. От других представителей семейства отличается строением жаберной крышки и пояса грудных плавников. Диагноз и описание см. в [10].

Род «*Pseudacanthodes*» White et Moy-Thomas, 1941. Типовой и единственный вид — «*P.*» *pinnatus* (Fritsch, 1893) из верхнего карбона (Westphalian D) Чехии. Замечания: вид недостаточно изучен и требует переописания. По всей видимости, может являться синонимом *T. pygmaeus* [15].

Acanthodiformes incertae sedis

«*Mesacanthus*» *pusillus* (Agassiz, 1844). Средний девон (эйфель-живет) Шотландии. Замечания: вид известен по массовым находкам, но, несмотря на это остается крайне слабо изученным. Большинство авторов рассматривается в составе рода *Mesacanthus*. Однако у «*M.*» *pusillus* отсутствует пара добавочных шипов между грудными и брюшными плавниками [17], а наличие этих шипов является одним из основных диагностических признаков не только рода *Mesacanthus*, но и всего семейства Mesacanthidae (см. выше). Главное его сходство с представителями семейства Mesacanthidae заключается в малых размерах и поверхностном расположении плавниковых шипов. Возможно, дальнейшие исследования позволят более точно установить таксономическое положение этого вида и выделить его, по меньшей мере, в самостоятельный род.

«*Mesacanthus*» *peachi* (Egerton, 1861) средний девон (нижний живет) Шотландии. Длина до 60 мм. Замечания: недостаточно изученный и требующий переописания вид. По морфологии и размерам очень близок к «*M.*» *pusillus*, от которого отличается более высоким телом и относительно более длинными брюшными шипами [6,17].

Род *Acanthodopsis* Hancock et Atthey, 1868. Типовой вид — *A. wardi* Hancock et Atthey, 1868 из верхнего карбона (Westphalian B) Англии и Шотландии — описан по образцу, пред-

ставленному передней частью тела рыбы, включая голову и область грудных плавников. Для него также известно несколько частично сочлененных экземпляров и изолированных костей нижней и верхней челюсти — Меккелева и небноквадратного хрящей. Два других вида — *A. microdon* Traquair, 1894 из верхнего карбона (Westphalian) Англии и *A. russelli* Burgow, 2004 из нижнего карбона (визе) штата Квинсленд, Австралия известны только по изолированным остаткам. Замечания: единственный род отряда Acanthodiformes, представители которого характеризуются наличием зубов, приросших к челюстным костям. На основании этого признака некоторыми исследователями ошибочно рассматривался в составе отряда Ischnacanthiformes Berg, 1940. Однако строение сочленения между нижней и верхней челюстью позволяет с уверенностью относить его к отряду Acanthodiformes [11]. К. Бёрроу [3] рассматривает этот род в составе семейства Acanthodidae на основании сходства в строении пояса грудных плавников. Вместе с тем, сведения о непарности его брюшного шипа — наиболее важном диагностическом признаке этого семейства (см. выше), отсутствуют. Кроме того, у *Acanthodopsis* Меккелев хрящ представлен единым окостенением, тогда как у других представителей семейства Acanthodidae — двумя. Таким образом, на наш взгляд, нет достаточных оснований для включения этого рода в состав Acanthodidae. Возможно, в дальнейшем его следует выделить в отдельное самостоятельное семейство.

Род «*Protogonacanthus*» Miles, 1966. Типовой и единственный вид — «*P.*» *juergeni* Miles, 1966 из верхнего девона (нижнего франа) Германии. Замечания: изначально был описан в составе семейства Cheiracanthidae [13], однако по морфологическим особенностям, таким как строение челюстной дуги, жаберной крышки, пояса грудных плавников, форма чешуй и др. практически неотличим от представителей семейства Acanthodidae в целом и рода *Acanthodes* в частности. К сожалению, из описания неясно, является ли его брюшной шип парным, либо непарным, что служит важнейшим диагностическим признаком этих таксонов (см. выше). Если шип является непарным (что более вероятно), этот вид следует включить в состав рода *Acanthodes*.

Литература

1. Новицкая Л. И., Обручев Д. В. Класс Acanthodei. Акантоды // Основы палеонтологии. Бесчелюстные, рыбы. Москва, 1964. С. 175—194.

2. *Beznosov, P.* A redescription of the Early Carboniferous acanthodian *Acanthodes lopatini* Rohon, 1889 // *Acta Zoologica*, 2009. Vol. 90. Suppl. 1. [in press.]
3. *Burrow, C. J.* Acanthodian fishes with dentigerous jaw bones: the Ischnacanthiformes and *Acanthodopsis* // *Fossils and Strata*, 2004. № 50. P. 8—22.
4. *Cumbaa, S. L. & Schultze, H.-P.* An Early Devonian (Emsian) acanthodian from the Bear Rock Formation, Anderson River, Northwestern Territories, Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2002. Vol. 39. P. 1457—1465.
5. *Denison, R. H.* Acanthodii // *Handbook of Paleichthyology*. Stuttgart—New York, 1979. Vol. 5. P. 1—62.
6. *Egerton, P.* British fossils // *Memoirs of the Geological Survey of the United Kingdom (British Organic Remains)*. Dec. X. London, 1861. P. 51—75.
7. *Gagnier, P.-Y.* Acanthodii // *Devonian Fishes and Plants of Miguasha, Quebec, Canada*. Munchen, 1996. P. 149—164.
8. *Hanke, G. F.* Promesacanthus eplery n. gen. n. sp., a mesacanthid (Acanthodii, Acanthodiformes) from the Lower Devonian of northern Canada // *Geodiversitas*, 2008. Vol. 30 (2). P. 287—302.
9. *Heidtke, U.* Studien über *Acanthodes* (Pisces: Acanthodii) aus dem saarpfälzischen Rotliegend (?Ober-Karbon — Unter-Perm, SW-Deutschland) // *Pollichia-Buch*, 1990. Nr. 19. S. 1—85.
10. *Heidtke, U.* *Westrichus kraetschmiri* n. g. n. sp., ein weiterr Accanthoddierrr (Pisces: Acanthodii) aus dem Unteren Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (Karbon-Perm-Grenzbereich; SW-Deutschland) // *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 2003. Nr. 5. S. 257—282.
11. *Long, J. A.* New ischnacanthid acanthodians from the Early Devonian of Australia, with a discussion of acanthodian interrelationships // *Zoological Journal of the Linnean Society*. V. 87. P. 321—339.
12. *Long, J. A.* A new Late Devonian acanthodian fish from Mt. Howitt, Victoria, Australia, with remarks on acanthodian biogeography // *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 1986. Vol. 98. P. 1—17.
13. *Miles, R. S.* The acanthodian fishes of the Devonian Plattenkalk of the Paffrath Trough in the Rhineland with an appendix containing a classification of the Acanthodii and a revision of the genus *Homalacanthus* // *Arkiv für Zoologi*, 1966. Bd. 18. Nr. 9. P. 147—194.
14. *Schultze, H.-P.* A new acanthodian from the Pennsylvanian of Utah, U.S.A., and the distribution of otoliths in gnathostomes // *Journal of Vertebrate Paleontology*, 1990. Vol. 10. № 1. P. 49—58.
15. *Jbamberg, S. & Zajic, J.* Carboniferous and Permian faunas and their occurrence in the limnic basins of the Czech Republic. Hradec Králový, 2008. 224 p.
16. *Upeniece, I.* *Lodeacanthus gaujicus* n. g. et sp. (Acanthodii: Mesacanthidae) from the Late Devonian of Latvia // *Modern Geology*, 1996. Vol. 20. P. 383—398.
17. *Woodward, A. S.* Catalogue of the fossil fishes in the British Museum (Natural History), Part II. London, 1891. 567 p.
18. *Zajic, J.* Some consequences of recent investigations on the family Acanthodidae Huxley, 1861 // *Geobios*, 1995. M.S. 19. P. 167—169.
19. *Zajic, J.* Acanthodians of the Bohemian limnic Stephanian // *Czech Geological Survey Special Papers* 10. Praha, 1998. P. 1—45.

ВОЙВЫВСКИЙ ГОРИЗОНТ — НОВОЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ НИЖНЕГО СИЛУРА

Т. М. Безносова, В. Ю. Лукин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Комплексные исследования по динамике биоразнообразия, выявлению глобальных биологических событий и рубежей эволюционного развития отдельных таксонов, определению эвстатических маркеров с применением изотопной стратиграфии, существенно изменили представление о геологическом строении и возрасте толщ, слагающих региональные горизонты нижнего силура на территории севера Урала и корреляции региональной границы лландовери/венлок с международным стандартом [2, 3, 5].

В стратиграфической схеме Урала к венлоку отнесены маршрутинский и устьдурнаю-ский горизонты, граница лландовери/венлок установлена по контакту филипппельского и маршрутинского горизонтов [11]. Существование проблемы определения возраста толщ относимых к лландоверийскому и венлокскому ярусам в Тимано-Североуральском регионе было впервые отмечено П. Мянником в результате изучения коллекций уральских конодонтов нижнего силура [17].

Установление уровня границы лландовери/венлок традиционно основывалось на определениях табулят и строматопороидей. При этом не принималось во внимание, что отложения маршрутнинского и нижней части устьдурнаюского горизонтов заключают конодонты *Apsidognathus*, распространение которых, связано только с поздним лландовери. Именно по исчезновению этого лландоверийского рода определяется рубеж лландовери и венлока во многих разрезах мира [17].

В Тимано-Североуральских разрезах уровень исчезновения *Apsidognathus* приходится на среднюю часть устьдурнаюского горизонта [17, 18, 19]. На этом же уровне исчезают лландоверийские брахиоподы *Fardenia flabellata* Beznosova и табуляты рода *Palaeofavosites* [16]. Выше этого уровня верхняя часть устьдурнаюского горизонта (меньшая по мощности, чем нижняя) отвечает интервалу региональной брахиоподовой биозоны *Spirinella nordensis*. Интервал включает ископаемые остатки венлокского возраста — брахиоподы *S. nordensis*, *Atrypoidea linguata*, *Hyattidina* sp., ругозы *Phaulactis cyathophylloides*, *Cysticonophylm* sp., табуляты *Parastriatopora commutabilis*, *Riphaeolites lamelliformis*. Таким образом, получены палеонтологические доказательства, что к устьдурнаюскому горизонту отнесены разновозрастные — лландоверийские и венлокские отложения, а также установлены существенные различия экологической структуры лландоверийских (маршрутнинского и нижней части устьдурнаюского горизонтов) и венлокских (верхов устьдурнаюского горизонта), эволюционно не связанных бентосных сообществ [3, 9].

В корреляционной части уральской стратиграфической схемы устьдурнаюская свита (=устьдурнаюскому горизонту) сопоставлена с безымянной свитой [1]. В настоящее время установлено, что безымянная свита отвечает лишь верхам устьдурнаюской свиты [4].

Возрастные датировки и седиментологические исследования показали, что этапы развития Тимано-Североуральского палеобассейна в раннем силуре совпадают с этапами развития Балтийского и Североземельского бассейнов. Понижение уровня моря на рубеже лландовери и венлока в Эстонии соотносится с таким же событием, зафиксированным в средней части разреза устьдурнаюского горизонта в Тимано-Североуральском регионе и в средней части самойловичской свиты на Северной Земле [8]. Анализ биостратиграфических, событийных и

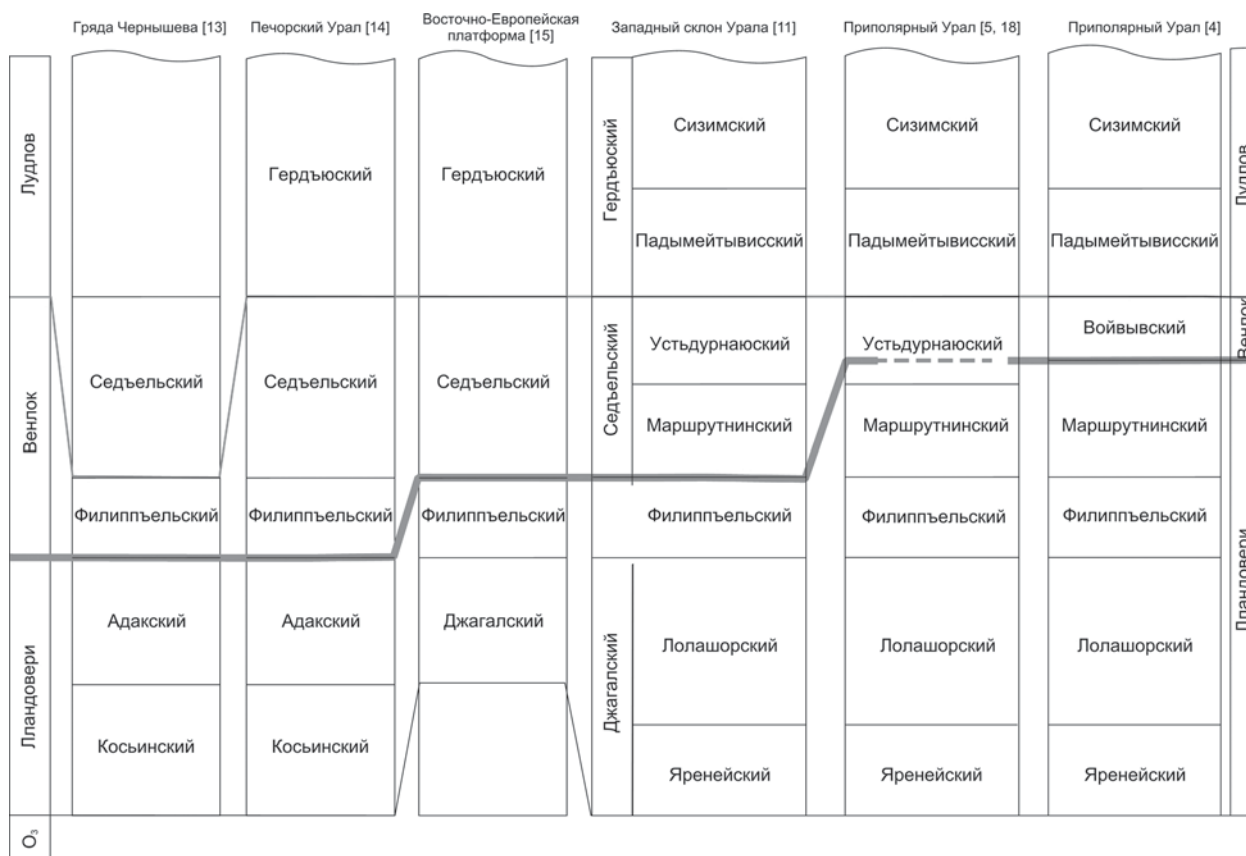
хемотратиграфических данных и детальная корреляция нижнесилурийских отложений западного склона Урала, Эстонии и Северной Земли позволяет предположить отсутствие отложений раннего венлока на Европейском Северо-Востоке и перерыв в осадконакоплении, который приходится на среднюю часть устьдурнаюского горизонта [6, 10].

Все перечисленное дает возможность выделить интервал разреза, отвечающий региональной биозоне *Spirinella nordensis* в самостоятельное стратиграфическое подразделение в ранге горизонта. Название «войвывский» дано горизонту по возвышенности Войвыв Парма (войвыв в переводе с коми — север). Стратотипический разрез горизонта находится на Приполярном Урале, в бассейне р. Щугор (обн. 10Ц), в 1.2 км от устья р. Гердюю. Описание стратотипического разреза войвывского горизонта с полойной привязкой фауны приведено в статье «Стратотипический разрез войвывского горизонта нижнего силура» [4]. Палеонтологически доказанные отложения войвывского горизонта вскрываются на западном склоне Приполярного и Северного Урала, а также на поднятиях Чернышева и Чернова.

Уровень региональной границы между лландовери и венлоком соответствует контакту маршрутнинского и войвывского горизонтов (рисунок). Граница лландовери/венлок, хорошо распознается палеонтологически, а также обоснована по данным изотопного анализа карбонатного углерода $\delta^{13}\text{C}$ и рассматривается как важный событийный рубеж в эволюции бентосных организмов и экосистем. При этом биостратиграфический метод является основным в определении границы, расчленении и корреляции разрезов.

Нижнюю толщу устьдурнаюского горизонта, которая характеризуется комплексом органических остатков лландоверийского возраста, предлагается включить в состав маршрутнинского горизонта лландоверийского яруса, а термин устьдурнаюский не использовать в дальнейшем в стратиграфической схеме силура.

Лландоверийский возраст маршрутнинского горизонта, в новейшем понимании, определяется, преимущественно, по интервалу распространения конодонтов рода *Apsidognathus* и комплекса брахиопод и табулят. Табуляты и брахиоподы маршрутнинского и войвывского горизонтов четко различаются по таксономическому составу сообществ, а также их специфической морфологической и экологической направленностью. Прослеженные законо-



Изменение представлений о положении границы лландовери и венлока на Западном склоне Урала и гряде Чернышева

мерности расселения фауны отражают их приуроченность к определенным фациальным зонам бассейна [2, 3, 7].

Маршрутнинский и войвывский горизонты различаются и по условиям осадконакопления. Низы маршрутнинского горизонта слагают массивные известняки, формировавшиеся на трансгрессивной стадии развития Тимано-Североуральского морского бассейна. Строение верхней части горизонта отражает регрессивный характер отложений чередование тонкослоистых водорослевых известняков с трещинами усыхания и строматопоратовых биостромов, с мало мощными прослоями биотурбированных, брахиоподовых, остракодовых и гастроподовых известняков. Верхи разреза слагают крайне мелководные отложения верхней литорали и супралиторали с обилием поверхностей перерывов, прослоев и линз известняков, содержащих мелкие галечки и знаки волновой ряби.

Войвывский горизонт слагают более глубоководные, преимущественно сублиторальные отложения, заключающие кораллово-строматопоративные прослои, ракушники с брахиоподами. Выше по разрезу наблюдается чередование прослоев строматопоратовых, комковатых иловых с брахиоподами и мелкими гальками, известняков с остатками пеллеципод, ост-

ракод, коралловой фауны, наблюдаются поверхности перерывов. Следует отметить, что в опубликованных работах приводятся описание двух литологических пачек [12] и двух подсвит [9], которые выделялись в отложениях устьдурнаюского горизонта. Но обозначенные границы, разделяющие эти пачки (и подсвиты), не совпадают по фауне и данным изотопного анализа с установленной в настоящее время границей лландовери и венлока, а находятся выше по разрезу, т. е. в венлоке.

Результаты исследований показали, что определение эвстатических маркеров глобальных трансгрессий и регрессий в изученных разрезах, наряду с биологическими событиями позволяют уточнить объемы ранее выделенных подразделений.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция геобиологических систем».

Литература

1. Антошкина А. И., Афанасьев А. К., Безносова Т. М. Новая стратиграфическая схема ордовика и силура севера Урала (Елецкая зона). Сыктывкар, 1989. 16 с. (Научные доклады / Коми науч. Центр УрО АН СССР. Вып. 206).

2. Безносова Т. М. Фации и распространение раннепалеозойских сообществ брахиопод на шельфе // Литосфера, 2006. № 1. С. 145—148.
3. Безносова Т. М. Развитие сообществ брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона Северо-Восточной окраины палеоконтинента Балтика. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 116 с.
4. Безносова Т. М., Лукин В. Ю. Стратотипический разрез войвывского горизонта нижнего силура // Вестник ИГ. № 3. Сыктывкар: Геопринт, 2009 (в печати)
5. Безносова Т. М., Мянник П. Граница лландовери и венлока на севере палеоконтинента Балтия // Доклады АН, 2005. Т. 401. № 5. С. 1—4.
6. Безносова Т. М., Мянник П. Новые материалы по стратиграфии и корреляции верхнего ордовика и нижнего силура западного склона Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы регион. научн.-практич. Конференции. Пермь: Перм. гос. ун-т, 2008. С. 34—35.
7. Лукин В. Ю. Табуляты палеозоя // Этапность развития палеозойской биоты и ее корреляционный потенциал. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 26—35.
8. Матухин Р. Г., Меннер В. Вл., Абушик А. Ф. и др. Стратиграфия силура и девона архипелага Северная Земля. Новосибирск, 1999. 174 с.
9. Мельников С. В. Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999. 136 с.
10. Мянник П. Конодонты ордовика и силура // Стратиграфия силура и девона Архипелага Северная Земля. Новосибирск, 1999. С. 110—119.
11. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.
12. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. 34 с.
13. Першина А. И. Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. М.; Л.: Наука, 1962. 122 с.
14. Першина А. И., Цыганко В. С., Щербатов Э. С., Боринцева Н. А. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 1971. 129 с.
15. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по ордовика и силуру Восточно-Европейской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 115 с.
16. Цыганко В. С., Безносова Т. М., Лукин В. Ю. и др. Палеозой // Событийные факторы эволюции биосферы. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 6—26. (Отчетная серия № 5 (37)).
17. Mõnnik P. Taxonomy of conodont species *Ozarkodina polinclinata* (Nicoll et Rexroad) in the Silurian of Estonia // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 1992. Vol. 41. № 2. P. 54—62.
18. Mõnnik P., Antoshkina, A., Beznoсова, T. The Llandovery — Wenlock boundary in the Russian Arctic // Proc. of the Acad. of Sci. Geology. 2000. Vol. 49. № 2. P. 104—111.
19. Melnikov S., Zhemchugova V. Lower Silurian stratigraphy of the Timan–Northern Ural region and eustatic fluctuation // Proc. Estonian of the Acad. of Sci. Geol. 2000. Vol. 49. № 2. P. 85 —103.

ЭВОЛЮЦИЯ БИОТЫ НА РУБЕЖЕ ОРДОВИК-СИЛУР И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КЫРЬИНСКОГО ГОРИЗОНТА

Т. М. Безносова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Отложения рассматриваемого временного интервала наиболее детально изучены в естественных обнажениях на западном склоне Урала и поднятии Чернышева [2, 4, 5]. В позднем ордовике (яптикшорское время) на значительной восточной территории Тимано-Североуральского бассейна сохранялись нормально морские условия. По мере удаления от Урала в западном направлении карбонатные отложения верхнего ордовика замещаются терригенно-сульфатно-карбонатными, в силурийских толщах увеличивается содержание глинистого и песчано-алевритового материала. С палеогеографической точки зрения,

в позднем ордовике акватория Тимано-Североуральского эпиконтинентального морского бассейна находилась в субтропической зоне, на северо-восточной окраине палеоконтинента Балтика. На существование значительного климатического градиента, служившего препятствием для распространения фаун в самом конце ордовика, указывает отчетливая дифференциация брахиоподовой фауны в низких и высоких широтах. Отмечаемая многими исследователями широкая экспансия на протяжении двух миллионов лет холодноводной хирнантиевой фауны, достигала и низких широт (Казахстан, Южный Китай), но не

обнаружена до настоящего времени на территории Тимано-Североуральского региона. При этом изучение наиболее полного разреза верхнего ордовика в бассейне р. Кожым на Приполярном Урале дает основание предполагать присутствие отложений хирнанта в уральском разрезе, которым отвечают юнкошорские слои, перекрывающие отложения кырьинского горизонта [3].

Биотический кризис в конце ордовика отчетливо прослеживается в изученных разрезах западного склона Приполярного Урала в бассейне р. Кожым. Здесь интервал разреза пограничных толщ ордовика и силура вскрывается на участке протяженностью около 100 км и охватывает шельфовую зону палеобассейна с рифовыми постройками, обильной и разнообразной бентосной фауной при подчиненном количестве планктонных организмов. Обмеление Тимано-Североуральского бассейна в позднем ордовике (малотавротинское время), сопровождавшееся широким развитием литоральных и супралиторальных обстановок, сменилось постепенно развивающейся трансгрессией в начале кырьинского времени (яптикшорского). В самом начале этой трансгрессии улучшение циркуляции и обогащение вод питательными веществами способствовали заселению шельфа брахиоподами и *Proconchidium muensteri*, *Holorhynchus giganteus*, табулятами, ругозами, строматопоридеями, губками, гастроподами, мшанками и другими организмами, в развитии которых наблюдается тенденция к гигантизму. Представители перечисленных родов были широко распространены в позднеордовикских морях Балтоскандии, Урала, Казахстана, Средней Азии. Космополитизм, в целом присущий позднеордовикским и раннесилурийским брахиоподам, табулятам и строматопоридеям свидетельствует о достаточно свободном сообщении Тимано-Североуральского с другими морскими бассейнами в позднем ордовике и раннем силуре.

Падение уровня Тимано-Североуральского бассейна в конце кырьинского сопровождалось резким снижением биоразнообразия и продуктивности биоты. Анализ всего имеющегося материала показал, что вымирание в первую очередь коснулось брахиопод, плотность популяций, которых достигла особенно высоких значений в начале яптикшорского времени. Затем, по мере развития регрессии, исчезли гастроподы, губки, ругозы, табуляты, криноидеи, строматопоридеи, конодонты. В самом конце ордовика (юнкошорские слои), прекратилось формирование органогенных построек, и произошла ликвидация зон обитания бентосных сообществ

фауны, которые были полностью замещены водорослевыми сообществами. Эти региональные события рассматриваются нами как отражение глобального биотического кризиса, связанного с наступлением похолодания, понижением температуры тропических вод и понижением уровня Мирового океана в позднем ордовике.

В стратиграфической схеме Урала с кырьинским горизонтом, венчающим ордовик, сопоставлены яптикшорские слои, кровля которых совпадает с кровлей кырьинского горизонта [8]. Яптикшорские слои были установлены в объеме брахиоподовой зоны *Proconchidium muensteri* — *Holorhynchus giganteus* на Приполярном Урале [9]. В настоящее время уточнено строение разреза верхнего ордовика. Так установлено, что выше яптикшорских слоев залегают юнкошорские слои, мощностью более 20 м, основным компонентом биоты которых являются водорослевые сообщества [7]. Юнкошорские слои в непрерывном разрезе пока установлены в только в одном обнажении — 108 на р. Кожым, наиболее полном разрезе верхнего ордовика на Западном Урале. В виде живописного останца Каменная баба отложения юнкошорских слоев сохранились в районе устья р. Балбанью (притока р. Кожым).

В описании стратотипического разреза кырьинского горизонта, расположенного в северной части Улсовско-Билимбаевского моноклинория указано, что слагающие горизонт толщи с ордовикскими брахиоподами *Pr. muensteri* мощностью до 83 м перекрываются «серыми массивными доломитами лландоверийского возраста, содержащими *Stricklandia cf. lens* (Sov)» [1]. Далее отмечается, что в южной части Улсовско-Билимбаевского моноклинория «нижняя часть силура вместе с кырьинским горизонтом выпадает из разреза. С севера на юг наблюдается постепенное увеличение глубины перерыва между ордовиком и силуром» [1, стр. 6]. Возможно, что и в кырьинском разрезе наблюдается перерыв, разделяющий ордовик и ранний силур, по времени соответствующий формированию отложений юнкошорских слоев на Приполярном Урале. А юнкошорские слои являются наиболее древними образованиями.

Граница между ордовиком и силуром по палеонтологическим данным на территории западного Урала установлена в толще тонкослоистых доломитов, мощностью около 4 м по появлению силурийских конодонтов *Oulodus aff. nathani*, *Walliserodus cf. curvatus* и брахиопод *Virgiana* sp. Литологически граница четко не выражена. Зафиксированный уровень границы хорошо согласуется с результатами геохимиче-

ских исследований разреза пограничных толщ ордовика и силура на Приполярном Урале, в ходе которых выявлен интервал значительного увеличения $\delta^{13}\text{C}$. [6]. Этот интервал, представленный в разрезе светло-серыми водорослевыми доломитами, разделяющий брахиоподовые биозоны — ордовикскую *Proconchidium* и силурийскую *Virgiana*, может быть сопоставлен с горизонтом хирнант на основе сравнения значений $\delta^{13}\text{C}$ из разреза Западного Урала с данными стандартного разреза Доббс Линн в Шотландии и нескольких разрезов Эстонии. Известно, что увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$ на рубеже ордовика и силура многими российскими и зарубежными исследователями рассматривается как отражение глобального события массового вымирания фауны, связанного с оледенением на материке Гондвана и последующим таянием ледника. Проведенная корреляция изотопных данных и стратиграфического распространения фауны, преимущественно брахиопод и конодонтов, в пограничном интервале ордовик — силур показали совпадение во времени основных колебаний уровня моря и смену фаунистических комплексов фауны в разрезах Западного Урала, Эстонии, Англии.

Литература

1. Анцыгин Н. Я., Брейвель И. А., Брейвель М. Г. и др. Пограничные отложения между ордовиком и силуром на Среднем и прилегающей части Северного Ура-

ла и их палеонтологическая характеристика // Материалы по палеонтологии Урала. Свердловск. ИГГУФАН СССР. 1970. С. 3—12.

2. Безносова Т. М. Верхний ордовик гряды Чернышева (биостратиграфия и корреляция) // Сыктывкарский палеонтологический сборник, № 5. Сыктывкар, 2003. С. 12—26 (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 114).

3. Безносова Т. М. Пограничные отложения ордовика и силура Европейского Северо-Востока // Литосфера, 2005 № 4. С. 49—57.

4. Безносова Т. М. Фауны и распространение раннепалеозойских сообществ брахиопод на шельфе // Литосфера, № 1. 2006. С. 145—148

5. Безносова Т. М. Сообщества брахиопод и био-стратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 116 с.

6. Безносова Т. М., Мянник П. Граница ордовикской и силурийской систем // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2002. № 10. С. 3—6.

7. Безносова Т. М., Мянник П., Майдль Т. В. Стратиграфический объем и строение яптикырской свиты верхнего ордовика Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2006. № 10. С. 11—15.

8. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.

9. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. 34 с.

О ПРОБЛЕМЕ УСТАНОВЛЕНИЯ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ КУНГУРСКОГО ЯРУСА ПО АММОНОИДЕЯМ НА УРАЛЕ

К. В. Борисенков

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Перенос нижней границы кунгура в основание саранинского горизонта, на уровень появления конодонтов *Neostreptognathodus pnevini*. *N. exculptus* заставляет искать соответствующий этому уровню или близкий к нему маркер в развитии аммоноидей. Можно констатировать, что пока нельзя уверенно отличать саргинских (артинских) аммоноидей от саранинских (кунгурских). Решение этой проблемы связано, прежде всего, с изучением аммоноидей из разрезов стратотипической области развития кунгурских отложений. В частности чрезвычайно важными представляются ожидаемые новые данные по

разрезу Мечетлино. Вместе с тем, уже сейчас ясно, что потребуются дополнительные материалы из разрезов Северного и Полярного Урала, где, учитывая общую тенденцию развития пермских бассейнов, можно с большей уверенностью ожидать нахождения последовательностей аммоноидей саргинско-саранинского времени.

Важная информация об аммоноидеях этого стратиграфического интервала содержится в статье М. Ф. Богословской и А. А. Школина [1], где приводятся наиболее полные данные о распределении этой фауны в разрезе р. Кожим. Здесь аммоноидеи встречаются в отложениях косьин-

ской и чернореченской свит. Хотя аммоидные комплексы этих свит в данном разрезе могут быть разделены, они не могут быть прослежены на других территориях, поскольку большинство найденных здесь видов из чернореченской свиты пока больше нигде не найдены.

В этой связи большой интерес представляют сборы, сделанные в 2007 г. сотрудниками Института геологии Коми НЦ РАН под руководством В. А. Салдина из труднодоступных разрезов пермских отложений бассейна р. Кобылка (приток р. Подчерем, Северный Урал).

Пермские отложения обнажаются здесь в среднем течении реки, формируя ядро небольшой субмеридионально вытянутой синклинали. Падение слоев очень крутое, нередко вертикальное. Нижняя часть разреза составлена коралловыми известняками и доломитами. Выше по разрезу, в центральной части синклинали, расположена терригенная песчано-глинистая толща, сложенная, вероятно, более мелкой складчатостью и тектоническими разрывами. Аммоидеи были собраны в этой толще из четырех точек.

Из-за сложного строения толщи установить точное взаимоотношение в разрезе слоев с аммоидеями пока нельзя. Можно предположить, основываясь в том числе и на анализе самих аммоидей, что стратиграфически наиболее высокими являются раковины из обнажения № 7. Здесь в карбонатно-аргиллитовых конкрециях найдены мелкие раковины *Uraloceras fedorowi* Karpinsky, 1889, обломки крупных парагастриоцератид и очень интересная форма проноритид, близкая позднеартинскому *Sakmarites vulgaris* (Karpinsky, 1889), но с более примитивной лопастной линией, состоящей из меньшего числа лопастей. Поскольку общая тенденция развития рода *Sakmarites* направлена на упрощение лопастной линии с сокращением числа лопастей [4], то такая форма представляется наиболее эволюционно продвинутой. В этом отношении она чрезвычайно близка, а может быть и идентична неописанной пока форме из отложений талатинской свиты (кунгурский ярус) на р. Черная, изображение лопастной линии которой было опубликовано М. Ф. Богословской и А. А. Школиным [1]. В любом случае, форма с р. Кобылка должна быть отнесена к новому виду.

Вид *Uraloceras fedorowi* чрезвычайно интересный и перспективный в биостратиграфическом отношении таксон. Вместе с тем, в его систематике остается ряд серьезных проблем требующих скорейшего решения. С одной стороны этот вид легко отличается от большинства

остальных, весьма многочисленных представителей своего рода мелкой узкоумбональной раковины. С другой, он обладает значительной изменчивостью. Нельзя исключить, что сейчас к нему относят формы, являющиеся разными видами. Например: форма, недавно описанная из раннеартинских отложений Аляски [8], возможно, в действительности принадлежащая новому виду *Uraloceras* sp. nov. 2, который ошибочно отождествлялся В. Е. Руженцевым [3] с североуральским *U. fedorowi*. [2]. Под этим названием известно много форм из разных уральских местонахождений (рр. Косьва, Усьва, Сылва) [5]. Представители вида были найдены в разрезе Мечетлино [5, 6]. Только тщательная ревизия этого и близких к нему видов позволит установить его настоящий интервал распространения, который, можно предполагать, будет примерно соответствовать саранинскому горизонту. Если это предположение подтвердится, то нижнюю границу кунгура по аммоидеям на Урале, вероятно, можно будет связывать с появлением *Uraloceras fedorowi* или близкого к нему вида *Uraloceras*. Что же касается упомянутой выше форме с р. Кобылка, то по многим признакам ее можно считать стратиграфически высокой, тяготеющей к кунгурским видам.

Несколько иной комплекс аммоидей на р. Кобылка собран из точек 13 и 14. Наиболее многочисленный материал собран в точке 14. К сожалению, представлен он, по большей части обломками раковин разных стадий роста. Тем не менее, хорошая сохранность этих обломков, с полными лопастными линиями, позволили определить их видовую принадлежность. Несколько форм уверенно можно отнести к широко распространенному в верхнеартинских отложениях *Paragastrioceras subtrapezoidale* Maximova et Tchernow, 1929. Большая же часть раковин, по всем параметрам ближе всего к *Paragastrioceras kojimense* Tchernow, 1939 известного из отложений чернореченской свиты р. Кожим. Однако самостоятельность последнего вида признается не всеми исследователями [7] кроме того, между формами с р. Кожим и р. Кобылка все же нет полной идентичности в очертании лопастной линии и форме раковины. Эти обстоятельства заставляют пока определение в открытой номенклатуре, назвав формы с р. Кобылка *Paragastrioceras* aff. *kojimense*. В осыпи обн. 13 были найдены крупные раковины (10—15 см диаметром) парагастриоцератид плохой сохранности, определенные как *Paragastrioceras* sp. Очень вероятно, что эти формы принадлежат к тому же виду.

Нельзя не отметить, что вентральная лопасть *Paragastrioceras* aff. *kojimense*, так же как и некоторых других позднеартинских представителей рода не типичны для *Paragastrioceras*, и скорее ближе к лопастям *Uraloceras*. С другой стороны, некоторые позднеартинские формы, относимые к *Uraloceras* обладают раковиной более типичной для *Paragastrioceras*. Действительно, легко различимые в ассельско-сакмарских отложениях, представители этих родов в верхнеартинских отложениях бывают очень похожими. Можно поставить вопрос о выделении из *Paragastrioceras* нового рода, в состав которого должны войти некоторые позднеартинские виды (в том числе и найденный *Paragastrioceras* aff. *kojimense*), а также некоторые формы, относимые в настоящее время к роду *Uraloceras* (например *U. unicum* Bogoslovskaya et Shkolin, 1998)

В целом аммоноидеи, собранные на р. Кобылка, по своему таксономическому составу и многим морфологическим особенностям очень близки к комплексу, известному из чернореченской свиты р. Кожим. Саргинско-саранинский возраст обоих комплексов не вызывает сомнений. По названным уже причинам уточнить их возраст пока невозможно. В отношении кобылкинских аммоноидей можно предположить кунгурский (саранинский) возраст раковин из обн. 7 (нельзя исключить даже и более молодой — филипповский возраст) и позднеартинский возраст для остальных местонахождений. Вероятность прослеживания нижней границы кунгурского яруса по аммоноидеям в этих отложениях

представляется очень высокой. Однако это предположение носит весьма предварительный характер. Совершенно не вызывает никаких сомнений только необходимость дальнейшего исследования аммоноидей из этого района.

Литература

1. Биота Востока Европейской части России на рубеже ранней и поздней перми // Материалы к Международному симпозиуму Верхнепермские стратотипы Поволжья. М.: ГЕОС, 1998. 356 с.
2. Богословская М. Ф., Бойко М. С. Развитие и распространение раннепермского рода *Uraloceras* (Ammonoidea) // Палеонтол. журн., 2002. № 6. С. 31—37.
3. Руженцев В. Е. Нижнепермские аммониты Южного Урала. 2. Аммониты артинского яруса // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 60. М., 1956. 274 с.
4. Руженцев В. Е. Систематика и эволюция семейств Pronoritidae Frech и Medlicottiidae Karpinsky // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 19. М., 1949. 206 с.
5. Чувашов Б. И., Богословская М. Ф. Комплексы аммоноидей в нижней перми Среднего Урала // Бюл. МОИП, 1981. Отд. геол. Т. 56. Вып. 2. С. 89—100.
6. Чувашов Б. И., Черных В. В., Богословская М. Ф. Биостратиграфическая характеристика стратотипов нижней перми // Стратиграфия. геол. корреляция, 2002. Т. 10. № 4. С. 3—19.
7. Kullman J, Kullman P. S., Korn D., Nikolaeva S. V. GONIAT V3.50 Database of Paleozoic ammonoids. Tuebingen, Germany, 2007.
8. Schiappa T. A., Hemmesch N. T., Spinosa C., Nassichuk W. W. Cisuralian ammonoid genus *Uraloceras* in North America // J. Paleont., 2005. P. 366—377.

РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПОДДОМАНИКОВЫХ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛВИНСКОГО МЕГАВАЛА ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Н. И. Вербова

ООО «ТП НИЦ Нефтегаз», Ухта

Для более детального расчленения и корреляции поддоманиковых отложений, являющихся одним из основных объектов при поисках нефти в пределах Северо-Ярейюской, Ярейюской, Хановейской, Южно-Инзырейской, Средне-Харьягинской, Харьягинской площадей, обобщены и проанализированы результаты многолетних палинологических исследований.

Разрез поддоманиковых средне-верхнедевонских отложений представлен породами эйфельского, живетского и нижней части франского ярусов. Судя по немногочисленным данным, койвенский и бийский горизонты эмского яруса на изучаемой территории отсутствуют, а разрез эйфельского яруса начинается с кедровского горизонта.

Анализ видового и количественного состава девонских миоспор из керна скважин Колвинского мегавала позволил проследить смену спектров, интервалы их распространения и выделить местные палинозоны.

Эйфельский ярус подразделяется на две свиты — *возейшорскую* и *колвинскую*. Первая охватывает кедровско-омринский интервал разреза, в объеме второй выделяется колвинский горизонт. *Возейшорская свита* представлена чередованием песчаных, алевроитовых и мергелистых разностей, подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижневозейшорская подсвита содержит споровые ассоциации палинозоны *Periplecotriletes tortus*, соответствующей кедровскому горизонту. Палиноспектры верхневозейшорской подсвиты и колвинской свиты содержат близкие комплексы и сопоставимы с ассоциацией спор зоны *Rhabdosporites langii*, характерной для омринско-колвинских отложений.

Живетскому ярусу соответствует *старооскольский* надгоризонт. Охарактеризованы старооскольские отложения палинокомплексом зоны *Geminospora extensa*. В нижней части надгоризонта выделяются *вершорские* слои, представленные ритмичным чередованием сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Присутствуют *вершорские* слои только в наиболее полных харьягинских разрезах, на большей части территории Колвинского мегавала они размыты. Споровые сообщества вершорских отложений отличаются от омринско-колвинских появлением единичных видов подгрупп: *Geminospora micromanifesta*, *Geminospora rugosa*, *Archaeozonotriletes granosus*, *Archaeozonotriletes gravis*, обнаруживают сходство с комплексом спор из ольховских слоев Центрального девонского поля (ЦДП). Отложения, залегающие на вершорских слоях, образуют крупный седиментационный ритм, которому соответствует *ошшорская свита*. В нижней части свиты преобладают песчаники, в верхней — аргиллиты. Палинокомплекс ошшорской свиты отличается от вершорского доминированием видов подгруппы *Geminospora* с крупнобугорчатой скульптурой и соответствует зоне *Geminospora extensa* в объеме нерасчлененных воробьевско-ардатовско-муллинских слоев цен-

тральных и восточных районов Русской платформы.

Поддоманиковая часть разреза франского яруса северной части Колвинского мегавала включает джьерский, тиманский и саргаевский горизонты, принятые в объеме *хыльчюуской* и *ярейюуской* свит. Яранские отложения, по имеющимся на сегодня данным, на территории Колвинского мегавала отсутствуют.

Хыльчюуская свита по литологическому составу условно подразделяется на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю; в составе ярейюуской выделяются две пачки: нижняя — глинистая и верхняя — терригенно-карбонатная.

Палиноспектры *нижнехыльчюуской* и *среднехыльчюуской* содержат единый видовой состав. Данные споровые ассоциации характеризуются первым появлением видов: *Archaeomonoletes verrucosus*, *Acanthotriletes bucerus*, наибольшим количеством переотложенных среднедевонских споровых зерен, соответствуют местной палинозоне *Archaeomonoletes verrucosus*, *Acanthotriletes bucerus*, характерной для джьерского горизонта

Породы *верхнехыльчюуской* подсвиты и нижней части *глинистой* пачки ярейюуской свиты отличаются от нижележащих отложений появлением прослоев известняков, содержат комплекс спор палинозоны *Spelaeotriletes domanicus* и *Spelaeotriletes bellus* характеризующий тиманские отложения.

Верхняя часть глинистой и *терригенно-карбонатная* пачки ярейюуской свиты сложены аргиллитами, алевролитами, известняками. Видовой состав спор соответствует комплексу палинозоны *Archaeozonotriletes variabilis*, характерной для саргаевского горизонта.

Таким образом, по результатам проведенных исследований установлены комплексы спор для региональных и местных стратиграфических подразделений, проведено зональное расчленение среднедевонской и верхнефранской поддоманиковой частей разреза Колвинского мегавала.

Выявленные палинологические критерии могут быть использованы при расчленении и корреляции разрезов Колвинского мегавала и сопоставлении их с разрезами других структурно-фациальных зон Тимано-Печорской провинции.

СТРУКТУРНЫЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ КАК ОСНОВА ДЛЯ ВОЗРАСТНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

А. Н. Вшивцев, К. С. Нейман, В. А. Панфилов, И. Л. Помапов

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

На Полярном Урале основным районом распространения метаморфитов является Харбейский антиклинорий. Здесь выделяются стратифицированные метаморфические и метаморфизованные образования, нижняя возрастная граница которых оценивается как раннепротерозойская. Контакты между отдельными стратиграфическими подразделениями осложнены разрывами и метаморфическими явлениями. Геохронологические данные, в связи с полиметаморфическим характером преобразования пород, неоднозначны. Это обстоятельство затрудняет выявление истинных взаимоотношений метаморфизованных толщ и приводит исследователей к альтернативным представлениям об их взаимоотношениях в разрезе и их возрасте. В этих условиях важнейшими критериями для возрастного расчленения метаморфических образований являются структурные и петрографические данные. На Полярном Урале положительный опыт подобных исследований получен Л. Н. Любоженко [3], которая в составе Хараматалуского выступа выделила два структурно-вещественных комплекса, относящихся к разным структурным этажам. Нами подобные работы выполнены в северной части Харбейского антиклинория на хр. Марун-Кеу, где выделяются марункеуский и няровейский метаморфические комплексы. Возраст няровейской серии принимается как среднерифейский по залеганию ниже мраморизованных известняков немурюганской свиты с микрофитолитами IV (укского) комплекса рифея [2]. Возраст пород марункеуского комплекса трактуется по-разному: как раннепротерозойский, позднепротерозойский и нижне-среднепалеозойский.

При изучении марункеуского комплекса было установлено [4], что его структуру определяют ассиметричные складки СЗ простирания (средний азимут простирания 320°), крылья которых, в свою очередь, сложены пакетами изоклинальных складок. Эклогиты, возраст которых вызывает наиболее ожесточенные споры, участвуют в изоклинальной складчатости и подвержены всем последующим деформациям. Вдоль восточной и западной тектонических

границ марункеуского комплекса отмеченные выше складки интенсивно переработаны в зонах расланцевания и низкотемпературного диафтореза.

Петрографическое изучение эклогитсо-держающих толщ в опорных разрезах позволило установить следующую последовательность кристаллизации метаморфических парагенезисов:

омфациит + гранат (метаморфизм эклогитовой фации)

омфациит + гранат + плагиоклаз + фенгит (высокобарическая метаморфическая дифференциация в связи с процессами плагиогранитизации и кислотного выщелачивания)

роговая обманка + гранат + плагиоклаз (диафторез амфиболитовой фации)

актинолит + хлорит + альбит (диафторез зеленосланцевой фации)

Следовательно, результаты петрографических исследований, так же как и структурных, свидетельствуют, что эклогиты являются продуктами наиболее ранних эндогенных процессов преобразования пород марункеуского комплекса и, поэтому, их абсолютный возраст может быть принят как верхний предел возраста рассматриваемого структурно-вещественного подразделения. К настоящему времени максимальные датировки по эклогитам соответствуют значениям 1.7—1.6 млрд лет [1, 5].

В няровейском комплексе, так же как и в марункеуском, широкое развитие получили процессы структурно-вещественного преобразования пород, обусловленные становлением уралид, в частности развитием надвигов, но здесь они носили исключительно низкотемпературный характер. Результаты изучения последовательности развития структурных элементов в породах няровейского комплекса дают основание считать, что складки и плоскостные структуры, связанные с надвигами, сформировались на третьем этапе деформации. Более ранние структурные элементы в монотонных разрезах, выполненных однотипными породами, встречаются в виде реликтов. В разрезах, сложенных контрастными по составу породами, и особенно в разрезах,

включающих жилы и дайки гранитов, картируются асимметричные складки с крутыми падениями осевых поверхностей и круто погружающимися шарнирами. Им предшествуют складки средней и сильной степени сжатости с полого погружающимися шарнирами. Преобладающая ориентировка ранних структурных элементов северо-западная (300—340°).

Таким образом, в метаморфических образованиях марункеуского и няровейского комплексов структуры, связанные с процессами палеозойского надвигообразования, наложены на более ранние складки северо-западной («неуральской») ориентировки. Этот факт подтверждает точку зрения о допалеозойском возрасте пород всего рассматриваемого нами разреза.

Судя по соотношению гранитных тел с различными генерациями складок, можно сделать вывод о том, что три первых этапа складчатости в породах марункеуского комплекса проявились в доняровейское время. Этот вывод является весомым аргументом в пользу более древ-

него (дорифейского) возраста этого структурно-вещественного подразделения, так же как и дорифейского возраста наиболее ранних процессов ультравысокобарического метаморфизма.

Литература

1. Андреев В. Л., Ронкин Ю. Л., Серов П. А. и др. Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марун-Кеу (Полярный Урал) // ДАН, 2007. Т. 413. № 4. С. 503—506.
2. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия) / Шишкин М. А. и др. Воркута, 1998.
3. Любоженко Л. Н. Структурно-метаморфическая эволюция пород Хараматалоуского блока: Автореф... дис. канд. г.-м. наук. Сыктывкар, 2003. 20 с.
4. Пыстин А. М., Панфилов А. В., Вишневцев А. Н. и др. Структура докембрийских образований хр. Марун-Кеу (Полярный Урал) // Вестник Института геологии, 2007. № 10. С. 2—5.
5. Удовкина Н. Г. Эклогиты Урала. М.: Наука, 1985. 286 с.

КОНОДОНТЫ ВЕРХНЕГО КАРБОНА СЕВЕРНОГО ТИМАНА

Н. В. Горева

Геологический институт РАН, Москва

Первые сведения о каменноугольных конодонтах Северного Тимана были получены после изучения и опробования разрезов западного склона в 80-ые годы. Наиболее детально был изучен разрез каменноугольных отложений в урочище Малая и Большая Покаяма (р. Волонга), представленный непрерывной серией морских мелководных отложений. Полученные данные позволили выяснить характер конодонтовых комплексов севера Восточно-Европейской платформы, сравнить их с таковыми из стратотипических разрезов Московской синеклизы и одновозрастными ассоциациями сопредельных и более удаленных районов, и тем самым подключить к стратиграфии карбона северных районов новую группу ископаемых, обеспечивающих детализацию стратиграфических подразделений и широкие субглобальные корреляции [1, 2]. Однако полученные в последние годы данные по таксономии, уточнению объема видов конодонтов, их стратиграфического распространения и, как следствие, нового зонального расчленения, заставили вернуться к ревизии конодонтов этого региона. Уточненная последова-

тельность конодонтовых зон верхнего карбона была установлена в последние годы по типовым разрезам Московской синеклизы и Южного Урала [4]. Выделенные зоны прослежены широко, от Прикаспийской впадины до Полярного Урала, достаточно уверенно распознаются в Донбассе. Дополнительное изучение конодонтов из разрезов западного склона Северного Тимана показало, что на протяжении позднего карбона в их составе происходила неоднократная смена комплексов. Конодонты немногочисленны, комплексы бедны, однако присутствие характерных индекс-видов позволяет установить в этом регионе присутствие двух зон в касимовском ярусе и нижней зоны гжельского яруса и привязать местные свиты к горизонтам региональной шкалы Русской платформы: хамовническому, дорогомилловскому и добрятинскому. Зоны выделены по первому появлению вида-индекса, как это принято в практике зонального расчленения по конодонтам. Границы зон не всегда совпадают с границами зон по фузулинидам [3], но в ряде случаев очень близки к ним, что позволяет использовать их в корреляционных целях.

Касимовский ярус на западном склоне Тимана представлен преимущественно обломочно-биоморфными и водорослевыми известняками верхней подсвиты сульской свиты, буркемской и одеской свитами. По конодонтам в отложениях верхней подсвиты сульской и буркемской свит в разрезе по р. Волонга (Малая Покаяма) в зоны не выделены, поскольку комплексы конодонтов представлены только рамиформными элементами. Одеская свита отвечает хамовническому горизонту и в разрезе Малая Покаяма западного склона Северного Тимана подразделяется на две подсвиты. Нижняя граница нижней подсвиты характеризуется появлением массивных известняков с оползневой текстурой и значительной примесью терригенного материала. Установлены 2 зоны по конодонтам: *Idiognathodus sagittalis* и *Idiognathodus toretzianus*. Нижняя граница зоны *Idiognathodus sagittalis* маркируется появлением индекс-вида и присутствием в комплексе *S. neverovensis* Goreva et Alekseev и редких *Swadelina makhlinae* Alekseev et Goreva и соответствует нижней подсвите одеской свиты. *Idiognathodus sagittalis* Kozitskaya известен из известняков O_5 - O_4 Донецкого бассейна и средней пачки хамовнического горизонта Московкой синеклизы. В верхней части свиты преобладают известняки, здесь установлена зона *Idiognathodus toretzianus*. Зона установлена по первому появлению индекс-вида. Наряду с видом-индексом в комплексе встречен ряд переотложенных среднекаменноугольных видов. *Idiognathodus toretzianus* Kozitskaya был описан из известняков O_5 - P_2 Донецкого бассейна и является типичным для комплекса конодонтов дорогомилловского горизонта Московской синеклизы. В верхней части зоны установлена конодонтовая ассоциация, включающая *Streptognathodus elegantulus* Ellison, *S. gracilis* Gunnell, *Diplognathodus ellisoni* Merrill., *Idiognathodus lobulatus* Koz. Этот комплекс известен из верхней части дорогомилловского горизонта центральных районов Московской синеклизы и известняка O_5 Донецкого бассейна.

Детальное изучение распределения конодонтов в отложениях нижней части аювинской свиты позволило установить яркий комплекс конодонтов зоны *Idiognathodus simulator*, характеризующий нижнюю часть добрятинского (русавкинской свиты) горизонта гжельского яруса центральных областей платформы. Сообщество имеет характерный состав и состоит из *Idiognathodus simulator*, *I. tersus* Ellison, *Strepto-*

gnathodus elegantulus Ellison и *S. pawhuskaensis* Harris et Hollingsworth. Данный комплекс установлен по всей нижней подсвите аювинской свиты разреза Малая Покаяма и сходен с комплексами конодонтов из известняков O_7 - P_2 Донецкого кряжа и русавкинской свиты добрятинского горизонта Подмосковья. В настоящее время принято нижнюю границу глобального гжельского яруса фиксировать по первому появлению *Idiognathodus simulator* [5]. Таким образом для Северного Тимана надежно обосновано положение нижней границы гжельского яруса и проведена корреляция основания аювинской свиты с верхней пачкой русавкинской свиты добрятинского горизонта гжельского яруса Подмосковья и с известняком O_6 Донбасса и циклотемами Ореад Мидконтинента и Финис Техаса (США), основанная на одновременном появлении *Idiognathodus simulator* во всех регионах.

Полученные комплексы конодонтов подтвердили широкую связь Северо-Тиманского бассейна в касимовское и гжельское время как с западным склоном Урала, так и с центральными областями Восточно-Европейской платформы, позволили привязать местные свиты к горизонтам региональной шкалы Русской платформы и провести широкие корреляции.

Исследования поддержаны проектом РФФИ № 09-05-00101.

Литература

1. Горева Н. В. Комплексы конодонтов московского яруса Западного склона Северного Тимана // Известия АН СССР, сер. геол., 2. М., 1990. С. 133—138.
2. Горева Н. В., Кашик Д. С., Коссовая О. Л. и др. Опорные разрезы карбона и перми Северного Тимана // Межвед. стратигр. комитет. Труды. Т. 24. СПб.: Наука, 1997. 288 с.
3. Ремизова С. В. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего карбона сев. Тимана. Сыктывкар, 1995. 128 с.
4. Alekseev A. S., Goreva N. V. Conodont zonation for the type Kasimovian and Gzhelian stages in the Moscow Basin, Russia. Wong, Th.E. (Ed.): Proceeding of the International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Utrecht, Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. 2007. P. 229—242.
5. Heckel P. H., Alekseev A. S., Barrick J. E., et al. Choice of conodont *Idiognathodus simulator* [sensu stricto] as the event marker for the base of the global Gzhelian Stage (Upper Pennsylvanian Series, Carboniferous System) // Episodes, 2008. V. 31. No 3. P. 319—325.

ОТЛОЖЕНИЯ БОЛЬШЕНАДОТИНСКОЙ ТОЛЩИ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГОРЫ ОЛЫСЯ (РЕКА БОЛЬШАЯ НАДОТА, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Д. А. Груздев¹, Д. Б. Соболев¹, А. В. Журавлев²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²ВНИГРИ, Санкт-Петербург

Возраст отложений большенадотинской толщи, выделенной на Приполярном Урале [2] по фауне фораминифер (определения В. А. Чермных), был определен ранее от фаменского яруса позднего девона по турнейский ярус раннего карбона. Однако в нынешней биостратиграфической схеме комплекс фораминифер, по которому сделано это заключение, позволяет уверенно говорить лишь о фаменском возрасте этих отложений.

В ходе наших исследований отложения этой толщи были изучены в южной части горы Олыся в обн. 9 [1] в 150—200 м от р. Бол. Надота, где отложения толщи представлены серией выходов вдоль южного склона горы. В низах разреза преобладают темно-серые массивные мелкооолитовые известняки с редкими остатками конодонтов *Palmatolepis cf. klapperi* Sandberg et Ziegler (интервал зон *crepida* — нижняя *marginifera*) позднедевонского возраста (фаменский ярус). Выше появляются прослои массивных обломочных, с примесью органогенного детрита, известняков. Фораминиферы, встреченные в данных отложениях, только однокамерные: *Bisphaera irregularis* (Birina); *Bisphaera malevkensis* (Birina); *Bisphaera elegans* (Vissarionova); *Vicinesphaera angulata* (Antropov); *Parathuramina cushmani* (Suleimanov); *Parathuramina suleimanovi* (Lipina) (определения С. Ю. Камзалаковой). Они имеют широкое распространение в девоне и карбоне. Общая мощность этой пачки, включая двухметровый необнаженный интервал, составляет 12 м.

Далее, выше по разрезу, после небольшого задернованного участка выходит пачка чере-

дования серых и темно-серых мелкозернистых массивных известняков, известняковых конгломератов и гравелитов (0.5—3 см) с оолитовым и детритовым материалом основной массы. Пачка обнажена фрагментарно. В самых низах её выделены раннекаменноугольные конодонты: *Eotaphrus burlingtonensis* Pierce et Langenheim, *Gnathodus cf. semiglaber* Bischoff (позднее турне), и, вероятно, переотложенные раннефаменские формы *Pandorinellina* sp., *Palmatolepis subperlobata* Branson et Mehl, *Pal. cf. crepida* Sanneman. В метре выше по разрезу также найдены, вероятно переотложенные, конодонты раннего фамена: *Palmatolepis* spp., *Pal. cf. regularis* Cooper, *Bispathodus* sp.. В шести метрах выше от подошвы пачки выделены, вероятно переотложенные, среднефаменские конодонты: *Palmatolepis cf. glabra* Ulrich et Bassler. Видимая мощность пачки около 9 м.

Таким образом, в результате проведенных исследований, впервые фаунистически доказан верхнетурнейский возраст верхней части большенадотинской толщи.

Литература

1. Елисеев А. И. Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. Л.: Наука, 1973. 95 с.
2. Шишкин М. А. Стратиграфическая схема расчленения палеозойских отложений западного склона Полярного Урала и гряды Чернышева применительно к задачам составления нового поколения геологических карт масштаба 1:200000 // Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Новые результаты и новые перспективы. Т. 2. Сыктывкар: Геопринт, 1999. С. 247—249.

ВОЗРАСТ РИОЛИТОВ РАЙОНА ВЕРХОВЬЯ РЕКИ БОЛЬШАЯ ТЫКОТЛОВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

В. Н. Иванов¹, А. А. Соболева², Н. А. Кузенков¹

¹ ООО «Кратон», Сыктывкар

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В западной части Лемвинского аллохтона среди верхнекембрийско-нижнеордовикских метатерригенно-вулканогенных отложений погурейской свиты залегают согласные тела метаморфизованных кислых вулканитов. Некоторые из них, как сейчас полагают, стратифицированы, другие относятся к субвулканической фации. Сложность определения фациальной принадлежности кислых вулканитов, а также существовавшая долгое время неопределенность с возрастом вмещающих зеленосланцевых толщ, являлись причинами того, что на протяжении многих лет время формирования и природа этих тел были непонятны. Датирование риолитов, занимающих сходную геологическую позицию и представленных севернее, в южной части Полярного Урала, показало, что их возраст отвечает позднему кембрию—раннему ордовику [1].

Нами были датированы риолиты, входящие в состав наиболее крупного тела кислых вулканитов, выходящего на поверхность в верховьях р. Бол. Тыкотлова на левом борту её долины и в нижнем течении трех левых притоков. Выходы кислых пород прослеживаются в субмеридиональном направлении на расстоянии 7 км при ширине 1 км. Тело вулканитов характеризуется зональным строением. С запада на восток тёмно-серые риодациты последовательно сменяются пестроокрашенными лавобрекчиями риолитов и светло-серыми грубо рассланцованными окварцованными риолитами. В восточной части тела отмечаются локальные зоны рассланцевания и вторичного окварцевания, сопровождающиеся рудной минерализацией. Проба для датирования цирконов отобрана из светло-серых риолитов центральной части тела.

Вмещающие породы, представленные на западе габбро-долеритами орангьюганско-лемвинского комплекса, а на востоке — филлитовидными сланцами погурейской свиты, так же, как и кислые вулканиты, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Исследованные риолиты зеленовато-светло-серого цвета имеют кварцитоподобный

облик вследствие вторичного окварцевания, массивную слабополосчатую текстуру. Породы рассланцованы, по плоскостям сланцеватости развит серицит. Риолиты претерпели девитрификацию и перекристаллизацию и имеют микролепидогранобластовую фельзитоподобную структуру. Во внутренних частях тела в породах обнаруживается реликтовая мелкопорфировая структура, вкрапленники (до 0.2 мм) представлены кварцем и пертитовым щелочным полевым шпатом. Акцессорные минералы риолитов: алланит, титанит, циркон и апатит. Рудные минералы, имеющие гидротермальный генезис и встречающиеся в зоне сульфидизации по восточному контакту риолитов (на Тыкотловском золото-сульфидном рудопроявлении) достаточно разнообразны (см. статью Д. А. Варламова и др. в этом сборнике). Вторичные минералы кислых вулканитов — кварц, серицит, эпидот, стильномелан, актинолит, предположительно гастингсит. Из-за вторичного окварцевания риолиты восточной полосы имеют повышенное содержание SiO_2 (74—80 мас. %). Они относятся к нормальному петрохимическому ряду. Составы риолитов умеренно обогащены LREE (La_N/Yb_N 4.64, La_N/Sm_N 3.00), проявлена тенденция к накоплению HREE (Gd_N/Lu_N 1.31). Характерно обогащение кислых вулканитов крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th) при достаточно высоких содержаниях высокочarged элементов (Ta, Nb, REE, Hf). Такая геохимическая специфика пород свидетельствует об их образовании в условиях мощной континентальной коры и о значительном вкладе надсубдукционной компоненты в их состав (или состав субстрата). Заметные содержания высокочarged элементов могут указывать на вероятный рифтогенный генезис пород.

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского. Из искусственных шлихов путем бромформирования были получены тяжелые фракции, проведена магнитная сепарация и вручную отобраны кристаллы

Результаты U–Pb локальных изотопных исследований отдельных зерен циркона

Номер зерна и точки	$^{206}\text{Pb}_e$, %	Содержание, мкг/г		$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет		D, %					
		U	Th		$^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$		$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$				
														$^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$
21900601.1.1	0.34	230	134	15.6	0.60	0.07878	1.2	0.606	5.6	0.0558	5.5	0.21	489	±5.7	445	±118	-9
21900601.2.1	0.51	422	293	28.0	0.72	0.07693	1.0	0.583	8.0	0.0550	7.9	0.13	478	±4.7	412	±166	-14
21900601.3.1	0.61	347	215	23.5	0.64	0.07834	1.2	0.603	9.5	0.0558	9.4	0.12	486	±5.4	445	±194	-8
21900601.4.1	0.22	475	344	31.5	0.75	0.07699	0.8	0.613	4.0	0.0577	3.9	0.21	478	±3.9	518	±84	8
21900601.5.1	0.75	341	240	23.0	0.73	0.07797	1.2	0.576	11.0	0.0536	11.0	0.11	484	±5.6	354	±231	-27
21900601.6.1	0.01	282	169	19.3	0.62	0.07971	1.0	0.640	3.2	0.0583	3.1	0.32	494	±4.9	541	±67	9
21900601.7.1	0.42	427	332	28.9	0.81	0.07841	1.0	0.606	6.7	0.0560	6.6	0.15	487	±4.6	452	±141	-7
21900601.8.1	1.34	333	216	22.2	0.67	0.07630	1.4	0.580	14.0	0.0552	14.0	0.10	474	±6.2	420	±286	-11
21900601.9.1	0.21	462	310	31.2	0.69	0.07843	0.9	0.622	4.0	0.0575	3.9	0.22	487	±4.1	511	±83	5
21900601.10.1	0.60	269	166	18.3	0.64	0.07853	1.2	0.634	7.4	0.0585	7.3	0.16	487	±5.6	549	±151	13

Примечание. $^{206}\text{Pb}_e$ и $^{206}\text{Pb}^*$ указывают содержания обычного и радиогенного свинца соответственно. $^{206}\text{Pb}_e$ исправлен на измененный ^{204}Pb . Погрешности даны для интервала 1σ. Ошибка в калибровке стандарта составляет 0.57 %. D — процент дискордантности, $D = 100 * \{[\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})] / [\text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] - 1\}$. Rho — коэффициент корреляции между ошибками определений отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

циркона. Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были сошлифованы приблизительно на половину их толщины и приполированы. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру (зональность) цирконов.

Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в статье И. С. Вильямса [5]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) — 18 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [3]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668 в стандартном цирконе TEMORA, эквивалентное возрасту 416.75 млн лет [2]. Графическая обработка изотопных отношений проводилась с использованием программы ISOPLOT/EX [4].

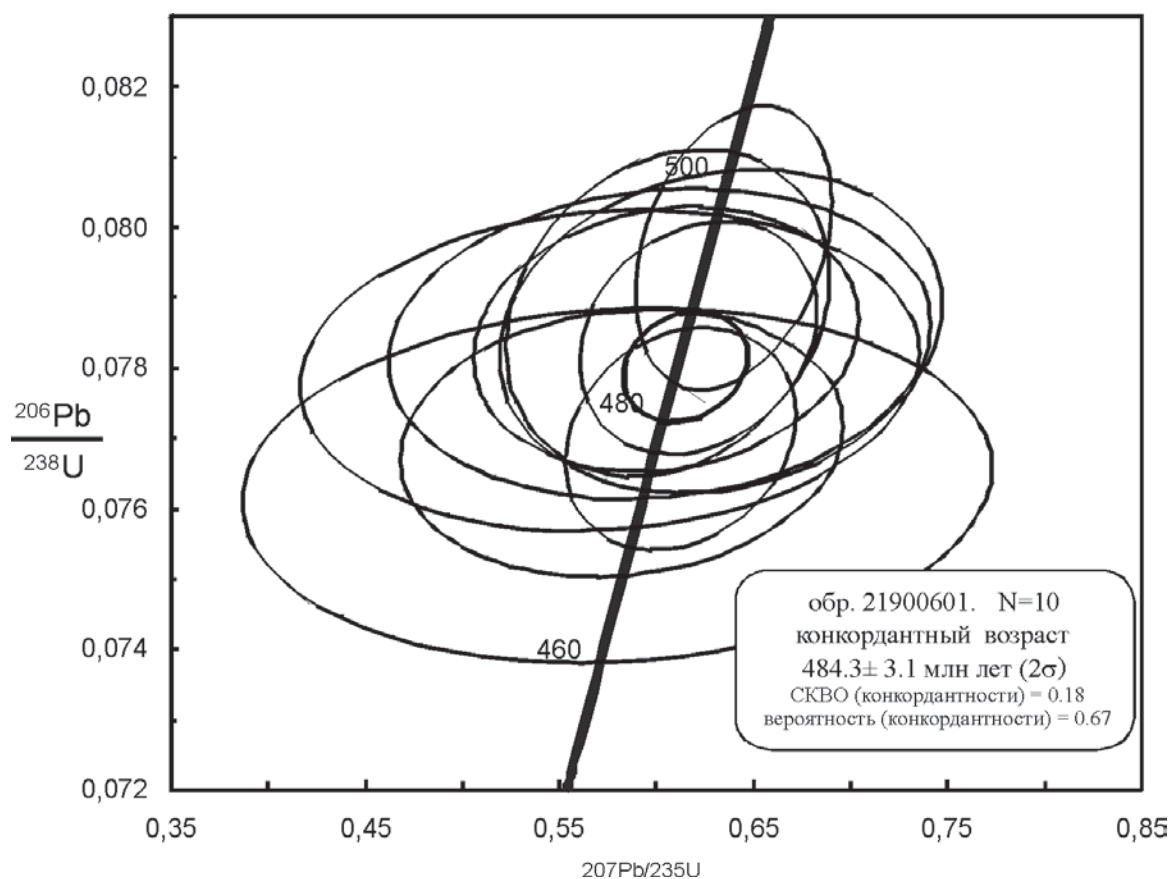
Кристаллы циркона хорошо ограненные, с цирконовым габитусом, длиной 0.04—0.20 мм при коэффициенте удлинения 2—3.5, среди них преобладают средние и мелкие зерна. Они свет-

ло-розовые, прозрачные и полупрозрачные с шероховатыми гранями, оптически однородные, без ядер и кайм, содержат в небольшом количестве мелкие оранжевые включения. Отмечается небольшое количество трещин. Катодолюминесцентные изображения демонстрируют четкую тонкую осцилляционную концентрическую зональность и отсутствие древних ядер. Содержание U в цирконах 230—475, Th — 134—344 г/т, величина Th/U составляет 0.60—0.81 (таблица).

Выполнено десять измерений в различных частях кристаллов. Диапазон значений возраста по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составил 494—474 млн лет. Омоложения возраста от центра к периферии зерен не обнаружено. Вычисленный конкордантный возраст составил 484.3 ± 3.1 млн лет (рисунок), что соответствует рубежу кембрия и ордовика.

Таким образом, выявленные геохимические особенности пород и полученная цирконовая датировка являются хорошим подтверждением отнесения кислых вулканитов Лемвинского аллохтона к рифтогенной стадии уралид.

Изотопно-геохронологические исследования проведены за счет средств по Программе Госгеолкарта-200 по объекту ГМК-200 Тынаготской площади.



U-Pb диаграмма с конкордией для SHRIMP-данных по цирконам из риолитов верховьев р. Бол. Тыкотлова

Литература

1. 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-Североуральского сегмента. Материалы научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 272—277.
2. Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chemical Geology, 2003. V. 200. P. 155—170.
3. Ludwig K. R. SQUID 1.00, A User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. No.2. 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.
4. Ludwig K. R. ISOPLOT for MS-DOS: A plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers, version 2.00 // USGS Open-File Report 88—557, 1990. 38 p.
5. Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe / In: McKibben M. A., Shanks III W. C. and Ridley W. I. (eds.) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology, 1998. V. 7. P. 1—35.

РАНЕОЛЕНЕКСКИЙ ЭТАП В РАЗВИТИИ РАННЕТРИАСОВОЙ ПАЛИНОФЛОРЫ ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

Н. В. Ильина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Восток Европейской России является обширной областью развития континентальных нижнетриасовых отложений. Единая биостратиграфическая схема их расчленения основана на последовательной смене комплексов наземных позвоночных. В отложениях, относимых к нижнеоленекскому подъярису, выделены три горизонта (снизу вверх): рыбинский, слудкинский, усть-мыльский. По присутствию отдельных представителей характерной тетраподной ассоциации в прибрежно-морских отложениях с фауной аммоноидей на севере Средней Сибири рыбинский горизонт напрямую сопоставляется с первой, стратиграфически нижней, нижнеоленекской аммонитовой зоной *Hedenstroemia hedenstroemi* Бореальной шкалы. С некоторой долей условности можно предположить изохронность слудкинского и усть-мыльского горизонтов двум другим зонам *Lepiskites kolymensis* и *Wasatchites tardus*, соответственно [3, 4]. Миоспоры входят в группу фоссилий, допускающих прямую корреляцию отложений морского и континентального генезиса. Но обеспечивают ли они такой же высокий уровень детальности при расчленении нижнеоленекских отложений, как морские беспозвоночные и тетраподы? Полагаем, что имеющийся фактический материал и опубликованные результаты палинологических исследований дают положительный ответ на этот вопрос.

Палинокомплексы (ПК) выделены из рыбинских отложений в Московской синеклизе и усть-мыльских — в Тимано-Североуральском

регионе [2, 5]. Слудкинский интервал не был опробован.

Из рыбинского горизонта определен ПК *Densoisporites nejburgii*–*Kraeuselisporites cuspidus* [5]. В общих чертах он наследует структуру комплекса миоспор из подстилающих отложений индского возраста, но с перераспределением ролей среди доминантов [7]. В споровой части преобладают споры плауновидных растений, трехлучевые и однолучевые каватные. Среди трехлучевых доминирует вид *Densoisporites nejburgii* (Schulz) Balme. Ему сопутствуют споры *Densoisporites playfordi* (Balme) Dettm., *Pechorosporites coronatus* Yarosh. et Gol., *P. disertus* Yarosh. et Gol., *P. intermedius* Yarosh. et Gol., *Kraeuselisporites saeptatus* Balme, *K. cuspidus* Balme, *Lundbladispora* sp. и единичные однолучевые каватные *Aratrisporites* sp. Наряду с ними в небольшом количестве или единично определены *Punctatisporites triassicus* Schulz и *Verrucosisporites* sp. ПК наследует единичные экземпляры спор из группы таксонов, весьма характерных для отложений индского возраста — *Propriisporites pocockii* Jans., *Leptolepidites jonkeri* (Jans.) Yarosh. et Gol., *Polycingulatisporites* sp., *Endosporites papillatus* Jans. В пыльцевую часть ПК входят многочисленные *Cycadopites* и небольшое число *Pretricolpipollenites*, *Lunatisporites pellucidus* (Goubin) Helby, *Protohaploxylinus samoilovichii* (Jans.) Hart.

Усть-мыльский горизонт охарактеризован ПК *Densoisporites nejburgii*–*Lundbladispora*

variabilis. Он гораздо богаче рыбинского и по качественному, и по количественному составу. Однако в ПК также преобладают споры плауновидных растений, со сменой среди них доминантов, и пыльца *Cycadopites* и *Lunatisporites* [2, 6].

В группе трехлучевых каватных преобладают споры родов *Lundbladispора* и *Kraeuselisporites*, представленные видами *L. brevicula* Balme *L. obzoleta* Balme, *L. variabilis* (Jans.) Yarosh. et Gol., *L. willmottii* Balme, *K. cf. apiculatus* Jans., *K. cuspidus*, *K. punctatus* Jans., *K. saeptatus*, *K. spinosus* Jans. Среди спор рода *Densoisporites* преобладает вид *D. nejburgii*, определены *D. playfordi*, *D. poatinensis* Playf. Единичными экземплярами встречены *Pechorospores coronatus*, *P. disertus*, *P. uniformis* Yarosh. et Gol., *Rewanispora foveolata* de Jers., *R. vermiculata* Ant. et Taug.-Lantz. Однолучевые *Aratrisporites* представлены девятью видами. По сравнению с ПК из индских и рыбинских отложений здесь резко возросло число спор *Punctatisporites* с видами *P. fungosus* Balme и *P. triassicus* и вида *E. papillatus*. Установлено систематическое присутствие немногочисленных спор *Nevesisporites limatulus* Playf., *N. sp.*, *Gordonispora lubrica* (Orl.-Zwol.) van der Eem. Список таксонов из «классической» группы индских форм в данном ПК шире за счет единичных *Anaplanisporites stipulatus* Jans., *Apiculatisporis lanjouwii* Jans., *Lycospora imperialis* Jans., *Polycingulatisporites dejerseyi* Helby ex. de Jers., *Seidisporites seidensis* Virbitskas (in lit.), *Tchernyscheviisporites triangularis* Virbitskas (in lit.). Наряду с перечисленными определены *Dictyophyllidites* sp. и *Leiotriletes* sp. Следует отметить присутствие в ПК группу перетолженных палеозойских миоспор.

Отличительной чертой споровой части ПК усть-мыльского горизонта является присутствие единичных спор, широкое и повсеместное распространение которых начинается с позднеоленинского времени: *Verrucosisporites krempii* Мдл., *V. morulae* Kl., *V. narmianus* Balme, *Cyclotriletes* sp., *Apiculatisporites* sp., *Carnisporites mesozoicus* Kl., *Todisporites cinctus* (Mal.) Orl.-Zwol., *T. major* Coup., *T. minor* Coup.

Основу пыльцевой части ПК *D. nejburgii*–*L. variabilis* составляет пыльца рода *Lunatisporites*, представленного восемью видами, и *Cycadopites*. Определены единичные экземпляры видов *Alisporites landianus* Balme, *Chordasporites singulichorda* Kl., *Crustasporites globosus* Lesch., *Falcisporites nuthallensis* (Clarke) Balme, *F. stabilis* Balme, *Klausipollenites*

schaubergeri (Pot. et Kl.) Balme, *K. cf. staplinii* Jans., *Platysaccus queenslandi* de Jers., *Protohaploxylinus samoilovichii*, *Sulcatisporites* sp., *Vitreisporites pallidus* (Reiss.) Nilss. и *Gnetaceaepollenites* sp. Особенностью же пыльцевой части является первое появление вида *Volziaceasporites heteromorpha* Klaus, который становится характерным компонентом комплексов миоспор с позднеоленинского времени.

Необходимо отметить присутствие в ПК вместе с миоспорами единичных акритархов *Grebespora concentrica* Jans., *Pilasporites* sp. и *Pterospermopsimorpha* sp. Таксономическое разнообразие ПК усть-мыльского горизонта в целом, высокое содержание в нем спор плауновидных и присутствие акритархов обусловлены, по видимому, гораздо более широким развитием увлажненных биотопов в раннеоленинское время на территории современного Тимано-Североуральского региона, чем в пределах Московской синеклизы.

Итак, ПК рыбинского и усть-мыльского горизонтов пространственно разобщены. Однако их объединяют общие черты строения, заключающиеся в первую очередь в доминирующей роли спор плауновидных и пыльцы *Lunatisporites* и *Cycadopites*. В группе плауновидных ведущими становятся роды *Densoisporites*, *Lundbladispора* и *Kraeuselisporites*. В составе спор рода *Densoisporites* главная роль принадлежит виду *D. nejburgii*. К коррелятивным признакам, свидетельствующим о его более высоком эволюционном уровне ПК *D. nejburgii*–*L. variabilis* относятся увеличение содержания спор рода *Punctatisporites* и первое совместное появление видов *Verrucosisporites krempii*, *V. morulae*, *V. narmianus*, *Cyclotriletes* sp., *Carnisporites mesozoicus*, *Todisporites cinctus*, *T. major*, *T. minor* и *Volziaceasporites heteromorpha*. Сравнение таксономического состава обсуждаемых ПК с комплексами миоспор аммонитовых зон *hedenstroemi* и *tardus* Бореального бассейна подкрепляет вывод о том, что комплексы миоспор рыбинского и усть-мыльского горизонтов являются составляющими одного эволюционного ряда раннеоленинского этапа развития палинофлоры [1, 8]. Они могут быть использованы в стратиграфических исследованиях. Окончательный ответ на вопрос о разрешающей способности палинологического метода при детальном расчленении и широкой межрегиональной корреляции нижеоленинских отложений будет получен после определения палинологической характеристики слудкинского горизонта и зоны *kolymensis*.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция геобиологических систем».

Литература

1. Ильина Н. В. Палинология триаса Лено-Оленекской фациальной зоны // Триас Западной Сибири: Материалы стратиграфического совещания по мезозою Западно-Сибирской плиты / Под ред. А. М. Казакова. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. С. 155—162.
2. Ильина Н. В. Палинокомплекс усть-мыльско-го горизонта в Тимано-Североуральском регионе // Палинология: стратиграфия и геоэкология. Тр. XII Всерос. палинологической конф. С.-Пб.: ВНИГРИ, 2008. Т. III. С. 142—144.
3. 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.
4. Шишкин М. А., Очев В. Г. Тетраподы как основа расчленения и корреляции континентального триаса Европейской России // Вопросы общей стратиграфической корреляции. Межвуз. сб. науч. тр. / Под ред. В. Г. Очева. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1999. С. 52—75.
5. Ярошенко О. П. Комплексы миоспор оленекского яруса нижнего триаса Московской синеклизы и их связь с плауновидными растениями // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фито-стратиграфии. М.: ГЕОС, 2005. С. 363—376 (Тр. Междунар. палеоботанической конф. Вып. 1.)
6. Ярошенко О. П., Голубева Л. П., Калантар И. З. Миоспоры и стратиграфия нижнего триаса Печорской синеклизы. М.: Наука, 1991. 135 с. (Тр. ГИН СССР. Вып. 470).
7. Ярошенко О. П., Лозовский В. Р. Палинокомплексы континентального нижнего триаса Восточной Европы и их межрегиональная корреляция. Статья 1. Палинокомплексы индского яруса // Страт. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 3. С. 65—75.
8. 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 МЕЛЕХОВСКОГО ГОРИЗОНТА (ВЕРХНИЙ КАРБОН, ГЖЕЛЬСКИЙ ЯРУС) ТИПОВОЙ МЕСТНОСТИ И ЮЖНОГО ТИМАНА

Т. Н. Исакова

Геологический институт РАН, Москва

Мелеховский горизонт как верхний горизонт гжельского яруса верхнего карбона был введен в стратиграфическую шкалу карбона Восточно-Европейской платформы в соответствии с постановлением МСК об изменении положения нижней границы каменноугольной и пермской систем [5]. Эта граница была помещена в кровлю фузулинидовой зоны *Daixina robusta* — *D. bosbytauensis*. Ранее указанная зона рассматривалась в качестве нижней части или нижней подзоны зоны *Schwagerina vulgaris* — *Sch. fusiformis* (s.l.) и включалась в холодноложский горизонт ассельского яруса нижней перми. В связи с этим возникла необходимость выделения нового унифицированного горизонта в гжельском ярусе, соответствующего зоне *Daixina robusta* — *D. bosbytauensis*.

Мелеховский горизонт типовой местности. Мелеховский горизонт, содержащий фузулинид зоны *Daixina robusta* — *D. bosbytauensis*, был выделен в стратотипической местности

гжельского яруса и прослежен за ее пределами [3]. Нижняя граница горизонта фиксируется в голостратотипическом разрезе, прослеживается и коррелируется по фузулинидам. К этому рубежу приурочено изменение фузулинидовых сообществ: на смену комплексу зоны *Daixina sokensis* появляется комплекс зоны *Daixina robusta* — *D. bosbytauensis*. Последний описан и прослежен различными авторами по многочисленным разрезам Московской синеклизы, Самарской Луки, Урала и Тимано-Печорской провинции. Для мелеховского горизонта типовой местности характерны следующие фузулиниды группы *robusta*: *Daixina robusta* с подвидами, *D. vozhtgalensis*, *D. pomposa*, *D. insolita*, а также *Anderssonites paraanderssoni*, *A. pseudoanderssoni*, *Praepseudofusulina ikensis*, *P. diligens*, *Pseudofusulina kljasmica*, *Ps. circumtexta*, *Globifusulina nux*. Следует отметить, что в типовой местности мелеховского горизонта не встречен вид *D. bosbytauensis*. Отсутствие последнего в отло-

жениях мелеховского горизонта стратотипической местности гжелского яруса, а также крайне редкая встречаемость швагерин группы *Schwagerina vulgaris* в вышележащих отложениях ассельского яруса нижней перми тех же разрезов, не позволяет достоверно установить верхнюю границу мелеховского горизонта в его типовой местности. В пределах Московской синеклизы верхняя граница намечена по фузулинидам лишь условно. В связи с этим вопрос о фузулинидовой характеристике терминальной части гжелского яруса и верхней границы мелеховского горизонта требует дополнительного изучения, в том числе и за пределами стратотипической местности.

К настоящему времени гжелский ярус включен в Глобальную хроностратиграфическую шкалу каменноугольной системы [6]. Только детальное обоснование гжелского яруса, полученное путем выявления сравнительной характеристики комплексов фауны, в частности фузулинид, анализа их систематического состава в различных регионах, позволит обеспечить уверенное прослеживание этого стратона в глобальном масштабе. На территории России одним из регионов, где отложения гжелского яруса присутствуют в полном объеме, является Тиман и Тимано-Печорская провинция. По данным М. В. Коноваловой [2] и Е. М. Мусафириной [4],

непрерывную последовательность каменноугольно-пермских отложений вскрывают скважины в южной части провинции — на восточном склоне Южного Тимана.

Фузулиниды терминальной части гжелского яруса Южного Тимана. Опорным разрезом верхнего отдела каменноугольной системы Тимано-Печорской провинции является разрез скв. 308 Буркемской площади [2]. В этой скважине, а также в скв. 326 и 342 Буркем, керн которых был любезно предоставлен автору для изучения М. В. Коноваловой, терминальная часть гжелского яруса охарактеризована очень полно в непрерывной последовательности. Комплекс зоны *Daixina sokensis* с крупными веретеновидными даиксинами (*D. sokensis forma longa*, *D. recava*, *D. timanensis atypica* — скв. 308) сменяется комплексом с вздутыми, шаровидными даиксинами группы *robusta* (*D. robusta raznicini* — скв. 308, *D. robusta robustissima* — скв. 326 и 342), по появлению которых фиксируется нижняя граница зоны *Daixina robusta* — *D. bosbytauensis* и, соответственно, нижняя граница мелеховского горизонта Восточно-Европейской платформы [1]. Общими видами терминальной части гжелского яруса Южного Тимана и мелеховского горизонта типовой местности являются также *Daixina vozhgalensis*, *D. pomposa*, *Anderssonites pseudoanderssoni*,

Система	Ярус	Горизонт	Зона	Махлина, Исакова [3]	Коновалова [2] скв.308	Скважины 326, 342 Буркем
Пермская	Ассельский	Холодноложский	Sch.vulgaris-Sch.fusififormis			
Каменноугольная	Гжелский	Мелеховский	D.rodusta-D.bosbytauensis			
				<i>Daixina robusta robusta</i>	<i>Daixina robusta raznicini</i>	<i>D.robusta robustissima</i>
				<i>D.robusta robustissima</i>	<i>Daixina robusta mendosa</i>	<i>D.pomposa</i>
				<i>D.vozhgalensis</i>	<i>D.pomposa</i>	<i>D.vozhgalensis</i>
				<i>D.pomposa</i>	<i>D.vozhgalensis</i>	<i>Pseudofusulina kijasmica</i>
				<i>Pseudofusulina kijasmica</i>	<i>D.vozhgalensis</i>	<i>Anderssonites pseudoanderssoni</i>
				<i>Anderssonites pseudoanderssoni</i>	<i>Pseudofusulina kijasmica</i>	<i>Anderssonites pseudoanderssoni</i>
				<i>Anderssonites pseudoanderssoni</i>	<i>Anderssonites pseudoanderssoni</i>	<i>Praepseudofusulina ikensis</i>
				<i>Praepseudofusulina ikensis</i>	<i>Praepseudofusulina ikensis</i>	<i>Praepseudofusulina ikensis</i>
					<i>Anderssonites paraanderssoni</i>	<i>Anderssonites paraanderssoni</i>
						<i>Schwagerina vulgaris</i>
						<i>Globifusulina nux</i>

Распространение характерных видов фузулинид мелеховского горизонта в типовой местности на Южном Тимане

A. paraanderssoni, *Praepseudofusulina ikensis*, *Pseudofusulina kljasmica*, *Globifusulina nux* (скв. 308, 326, 342). Отличительной особенностью комплекса Тимано-Печорской провинции, подмеченной М. В. Коноваловой, является последовательное появление в разрезе характерных видов комплекса. На основе такого распределения фузулинид в зоне *Daixina robusta* — *D. bosbytauensis* были выделены слои: нижние — с *Daixina robusta*, где *Pseudofusulina kljasmica* и виды группы *Anderssonites pseudoanderssoni* практически отсутствуют или единичны, и верхние — с *Pseudofusulina kljasmica*, где вздутые даиксины единичны [2]. В типовой местности мелеховского горизонта отмечается одновременное появление вышеуказанных видов (см. рисунок). Комплекс фузулинид терминальной части гжельского яруса Южного Тимана, также как и одновозрастный комплекс фузулинид типовой местности гжельского яруса, не содержит вид *Daixina bosbytauensis*. Верхняя граница гжельского яруса на южном Тимане, соответствующая рубежу каменноугольной и пермской систем, фиксируется по появлению швагерин группы *Schwagerina vulgaris* и сопутствующего им комплекса видов. Совместно со швагеринами отмечается первое появление группы *Globifusulina krotowi* (*G. krotowi elliptica* — скв. 308, *G. nux* — скв. 342). Выше по разрезу (зона *Schwagerina moelleri*, *Pseudofusulina fecunda*) эта группа представлена другими видами: *Globifusulina globulus* — скв. 308 и 342 и *G. sphaeroidea* — скв. 326.

Таким образом, анализ фузулинид, характерных для терминальной части гжельского яруса типовой местности и Южного Тимана, сви-

детельствует о сходстве видового состава комплексов. Верхняя граница гжельского яруса, или рубеж гжельского и ассельского ярусов, по фузулинидам должен фиксироваться моментом появления швагерин. При отсутствии последних в составе комплекса, эту границу могут маркировать некоторые виды рода *Globifusulina* (*G. krotowi*, *G. nux*).

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 09-05-00101.

Литература

1. Каменноугольная система // Зональная стратиграфия фанерозоя России. Науч. ред. Т. Н. Корень. СПб., 2006. С. 76—91.
2. Коновалова М. В. Стратиграфия и фузулиниды верхнего карбона и нижней перми Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Москва: Недра, 1991. 201 с.
3. Махлина М. Х., Исакова Т. Н. Мелеховский горизонт — новый стратон гжельского яруса верхнего карбона (Восточно-Европейская платформа) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. М.: Наука, 1997. № 5. С. 44—53.
4. Мусафирова Е. М. Зональное расчленение гжельского и ассельского ярусов верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений Тимано-Печорской провинции и обоснование границ // Зональные подразделения карбона Общей стратиграфической шкалы России. Уфа: Гилем, 2000. С. 76—79.
5. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб.: МСК, 1992. Вып. 26. С. 52—56.
6. Gradstein F. M., Ogg O., and Smith A. G. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, 2004. 589 p.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПАНЦИРЕЙ ПРЭСНОВОДНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ДИАТОМЕЙ

Э. И. Лосева, В. Н. Филиппов

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Поскольку за относительно небольшую длительность четвертичного периода (1.8 млн лет) биота не претерпела значительных эволюционных преобразований, важны поиски новых критериев для стратиграфического расчленения четвертичных отложений.

В дополнение к широко используемым палеонтологическим методам изучения кайно-

зойских отложений (спорово-пыльцевому, диатомовому, териологическому и др.) мы решили исследовать элементный состав панцирей диатомовых водорослей с целью выяснения его особенностей в зависимости от возраста отложений, их происхождения и местонахождения.

Нами изучены десятки комплексов пресноводных и морских диатомей разного возра-

ста. Отличия в составе разновозрастных комплексов состоят в присутствии реликтовых видов, по которым можно датировать крупные отрезки плейстоцена (к примеру, рубеж в 110 тыс. лет назад), но которые фиксируются далеко не всегда.

Микронзондовые анализы панцирей диатомовых водорослей в нашем институте проводятся с 2000 г. Образцы готовятся по общепринятым методикам [1] с применением тяжелой жидкости, центрифугированием и отмывкой. Капля взвеси полученного осадка в дистиллированной воде помещается на предметное стекло либо на углеродную подложку; иногда створки отбирались поштучно препарировальной иглой в световом микроскопе МБИ-6. Подготовленные препараты напылялись углеродом и анализировались в сканирующем электронном микроскопе типа JSM-6400 фирмы «Jeol», оснащенным энергодисперсионным рентгеновским спектрометром фирмы «Link». Микронзондовые анализы выполнялись при ускоряющем напряжении 20 кВ и токах зонда порядка 1 нА.

Первоначально были изучены диатомеи из четырех пресноводных местонахождений разного возраста и географического положения — позднелиценские из Прикамья (разрез Омары), эоплейстоценовые из района Пай-Хоя (обн. 343), среднелиценские из бассейна р. Морею (обн. 908) и позднелиценские также из района Пай-Хоя (скв. КС-18).

Всего было выполнено 203 анализа 26 образцов. Каждый образец анализировался в 3—15 точках. Прежде всего, выявился достаточно большой разброс значений в пределах одного образца. Были вычислены средние значения для каждого образца и для каждого разреза, проведены сопоставления между ними, а также с морскими образцами [2, 3]. Доминирующим компонентом является, естественно, кремнезем (в пресноводных в среднем 93.19 %). Оказалось, что в среднем в пресноводных образцах на полтора порядка больше кальция, чем в морских (за счет образцов из разреза Омары). В разрезе Омары отмечено незначительное содержание титана, а в обн. 343 и 908 — хлора.

Эти результаты мы рассматривали как предварительные и продолжили работу по изучению элементного состава панцирей диатомей в других разрезах.

Изучена серия образцов диатомей из миоцена Snake River Plain, штат Айдахо, США (образцы В. Поргэна). Выполнено 62 анализа из 11 образцов, по 1—10 анализов в образце. Как и в прежних случаях, наблюдается большой разброс значений в пределах одной створки (табл. 1, рисунок).

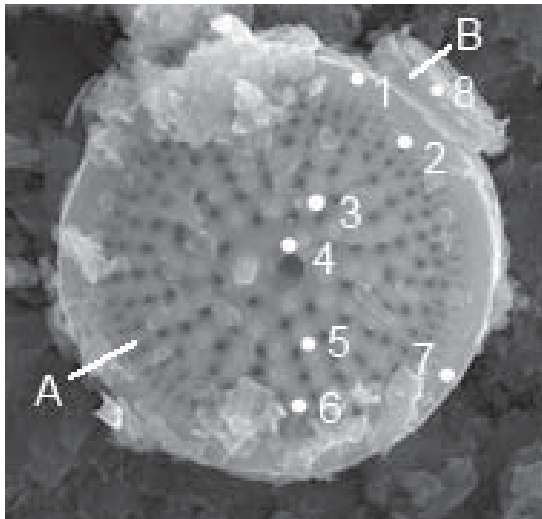
На примере этого образца видно, что разброс значений в содержании элементов в створке *Mesodictyon* sp. относительно невелик, тогда как значения для Genus indet заметно отличаются от таковых первой: здесь меньше кремния,

Таблица 1

Химический состав створки *Mesodictyon* sp. (анализы 1–7) и Genus indet (анализ 8) (миоцен штата Айдахо)

Точка проведения анализа	Химический состав панцирей диатомей				
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	K ₂ O
<i>Mesodictyon</i> sp. (обр. Пор 2.1)					
1. Красная зона сверху, правее вертикальной оси	92.06	5.79	0.54	0.47	0.45
2. Шипик сверху, правее, под формой № 2	92.73	5.28	0.65	0.67	0.46
3. Средняя часть створки в верхней половине, по линии 1–4	95.18	3.5		0.33	0.27
4. Центр створки близ крупной ареолы	94.57	3.8		0.51	0.25
5. Средняя часть створки в нижней половине, по линии 4–6	95.65	3.18			0.36
6. Нижняя часть створки, прикраевая зона	94.81	3.47	0.58	0.45	0.45
7. Краевая зона внизу, правее (ЮВ от центра)	91.76	5.72	0.78	0.85	0.45
от	91.76	3.18	0	0	0.25
до	95.65	5.79	0.78	0.85	0.46
Среднее	93.82	4.39	0.36	0.38	0.38
8. Genus indet (обр. Пор 2.1a)	88.27	8.11	1.09	0.95	0.96

Примечание. Суммы приведены к 100%.



Диатомовые водоросли в СЭМ (обр. Por 2-1).

A — *Mesodictyon* sp. (около 15 мкм в диаметре); B — Genus indet (d=5 мкм). 1—8 — точки проведения анализа

но почти вдвое больше алюминия и втрое — железа, кальция и калия.

Средние содержания элементов в каждом образце представлены в табл. 2.

В одном образце из 11 обнаружено восемь компонентов, в трех — семь, в одном — шесть, в трех — пять и в трех — лишь четыре. В целом по 62 анализам разброс значений по SiO_2 составил 36 %, а Al_2O_3 — 700 %. Остальные компоненты либо не зафиксированы, либо отмечены в небольших количествах.

Сравним состав элементов в панцирях диатомей из разных местонахождений разного возраста (табл. 3).

Наибольшую долю SiO_2 (98.35 %) содержат створки из среднего неоплейстоцена бассейна р. Морею, наименьшую (86.16) — из позднего плиоцена Прикамья. При пониженном содержании SiO_2 в Прикамье относительно высокая доля приходится на CaO (6.08 %), а в Айдахо — на Al_2O_3 (7.5 %). В створках из бассейна Морею отмечено наименьшее (1.13 %) содержание Al_2O_3 . Содержание Fe_2O_3 меняется в пределах 0.07 % (поздний неоплейстоцен на Пай-Хое) до 1.4 в эоплейстоцене того же региона, а K_2O — от 0.01 % (эоплейстоцен Пай-Хоя) до 0.66 (поздний неоплейстоцен, там же).

Другие элементы отмечены не во всех местонахождениях. Так, титан обнаружен лишь в позднем плиоцене Прикамья и миоцене Айдахо; магний и кальций — в эоплейстоцене Пай-Хоя, в Прикамье и Айдахо; сера — в позднем неоплейстоцене и эоплейстоцене Пай-Хоя и среднем — бассейна р. Морею; хлор — в бассейне Морею и эоплейстоцене Пай-Хоя. Не исключено, что наличие отдельных элементов связано с последующим загрязнением створок, хотя некоторые исследователи [4, 5], изучавшие очищенные панцири, считают, что такие элементы, как Fe, Cu, Al, являются компонентами кремнистых створок.

Таблица 2

Химический состав панцирей диатомей в образцах из миоцена, штат Айдахо (средние содержания)

№№ обр.	Число анализов	Химический состав панцирей диатомей							
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	K_2O	BaO
Por 1.1	6	79.92	0.21	14.03	2.56	0.68	1.11	0.86	0.12
Por 1.2	4	94.32		3.8			0.51	0.18	
Por 1.3	5	89.12		7.46	0.79	0.31	0.91	0.65	
Por 1.4	5	73.44	0.91	17.37	3.91	1.53	1.68	1.15	
Por 1.5	10	93.25		4.93			1.04	0.17	
Por 1.6	3	93.25		4.93			1.04	0.17	
Por 2.1	7	93.82		4.39	0.36		0.38	0.38	
Por 2.1a	1	88.27		8.11	1.09		0.95	0.96	
Por 2.2	6	92.06		5.47	0.63		0.53	0.55	
Por 2.3	8	86.36	0.32	8.31	2.68	0.74	0.64	0.69	
Por 2.4	7	93.24	0.1	4.64	0.25	0.24	0.65	0.48	
По 62 анализам									
от		71.4	0	2.4	0	0	0	0	0
до		96.83	1.32	16.76	5.21	2.01	2.52	1.38	0.73
Среднее		88.89	0.15	7.5	1.12	0.34	0.84	0.4	0.01

Химический состав панцирей пресноводных ископаемых диатомей из разных местонахождений разного возраста

Возраст и местонахождение комплексов	Оксиды								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	SO ₃	Cl
Поздний неоплейстоцен, Пай-Хой, 39 ан.	95.53 (92.51—99.17)		2.00 (0—4.87)	0.07 (0—0.86)			0.66 (0—1.87)	0.55 (0—3.18)	
Средний неоплейстоцен, р. Морею, 52 ан.	98.85 (89.84—99.73)		1.13 (0—3.49)	0.20 (0—0.97)			0.12 (0—0.91)	0.02 (0—0.78)	0.03 (0—0.72)
Эоплейстоцен, Пай-Хой, 49 анализов	92.66 (76.87—98.49)		3.89 (0.89—5.46)	1.40 (0—7.83)	0.18 (0—4.20)	0.01 (0—0.24)	0.01 (0—1.64)	0.05 (0—0.60)	0.04 (0—0.31)
Поздний плиоцен, Прикамье, 64 анализа	86.16 (65.73—94.70)	1.03 (0—2.34)	2.15 (0—28.92)	1.03 (0—13.02)	0.42 (0—2.32)	6.08 (1.68—23.17)	0.26 (0-1.98)		
Среднее по В и СВ Европы, 203 анализа	93.19 (65.73—99.73)	0.02 (0—2.34)	3.21 (0—28.92)	0.73 (0—13.02)	0.18 (0—4.20)	1.99 (0—23.17)	0.40 (0—1.98)	0.12 (0—0.78)	0.02 (0—0.72)
Миоцен, штат Айдахо, 62 анализа	88.89 (71.4—96.83)	0.15 (0—1.32)	7.5 (2.4—16.76)	1.12 (0—5.21)	0.34 (0—2.01)	0.84 (0—2.52)	0.40 (0—1.38)		

По полученным данным трудно оценить различия в содержании элементов в разных разрезах — являются ли они случайными или закономерными, поэтому наши работы продолжаются, и в дальнейшем будет изучен элементный состав панцирей диатомей из других местонахождений разного возраста и экологии.

Литература

1. Диатомовый анализ. Кн. 1. М.-Л., 1949. 239 с.
2. Лосева Э. И., Филиппов В. Н. Первый опыт изучения элементного состава панцирей ископаемых диатомей // Минералогия и жизнь: происхождение и коэволюция минерального и биологического миров, биоминералогия: Материалы IV Международного мине-

ралогического семинара. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 2007. С. 110—113.

3. Лосева Э. И., Филиппов В. Н. Изучение панцирей ископаемых диатомей X-Ray методом // Морфология, клеточная биология, экология, флористика и история развития диатомовых водорослей: Материалы X Международной научной конференции диатомологов стран СНГ. Минск: БГПУ, 2007. С. 16—18.

4. Hamilton P. B., Poulin M. & Yang J. A new diatom genus, *Porannulus* (Bacillariophyta), associated with marina species sponges around King Georg Island, South Shetland islands, Antarctica // Diatom research, 12, 1997. P. 229—242.

5. Koepp S. J., Ganger M., McCormick J. M. & Koepp L. X-Ray analysis of the frustules of adaphic diatoms // 16th IDS, 2000. Proceedings 2001. P. 519—527.

ТАБУЛЯТЫ ПОЗДНЕГО ДЕВОНА ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА

В. Ю. Лукин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Основные рубежи экосистемных перестроек бентосной фауны в среднем палеозое совпадали с переломными геологическими и биотическими событиями в истории развития Тимано-Североуральского палеобассейна и глобальными событиями. Динамика разнообразия бентоса в регионе имела тесную связь с обстановками осадконакопления в бассейне.

Условия обитания, структура биоты, эндемизм и космополитизм Тимано-Североуральских бентосных животных изменялись во времени и существенно различались на разных этапах развития седиментационного бассейна. Наиболее масштабные эволюционные перестройки сообществ табулят произошли на рубежах силура и девона, пражского и эмсского веков и в конце франа.

На территории Тимано-Североуральского региона позднедевонские отложения встречаются практически повсеместно. На Западном склоне севера Урала табуляты в этих осадках редки и имеют плохую сохранность или вовсе отсутствуют. Более широко они представлены во франских отложениях Тимана.

Образование мелководного бассейна в регионе с преимущественно терригенным и терригенно-карбонатным осадконакоплением в конце среднего девона привело к коренному обновлению и перестройке сообществ организмов.

Эвстатическое событие на рубеже среднего и позднего девона привело в начале франского века к значительному подъему уровня моря и существенному обновлению биотопов прежде всего за счет мигрантов из Лаврентии и Западной Европы. Одновременно на территории Тимано-Североуральского региона произошла еще более значительная, чем в начале среднего девона, дифференциация фаций на шельфе, приведшая к формированию обширных «доманиковых» впадин со специфическими комплексами нектонных и бентосных организмов [1]. В отложениях мелководных фаций в раннем фране табуляты были представлены родами *Aulopora*, *Thamnopora*, *Cladopora*, *Alveolites*, *Crassialveolites* и *Syringopora*, *Thecostegites*.

Для раннефранского сообщества табулят характерно широкое развитие толстостенных альвеолитид, массивно-ветвистых тамнопорид и аулопорид. На мелководных участках бассейна

с илистым грунтом виды родов *Crassialveolites* и *Alveolites* строили лепешковидные и пластинчатые колонии, на поверхности которых селились инкрустирующие аулопориды. Между низкими колониями крассиальвеолитесов возвышались массивно-ветвистые тамнопоры и высокие цилиндрические колонии с различными выростами *Alveolites* и *Squamealveolites*. На продольных срезах через пластинчатые колонии крассиальвеолитесов можно наблюдать прослойки тонко-глинистого материала, что говорит о вероятной мутности водной среды существовавшего моря. Среди многочисленных колоний табулят обитали морские лилии, ругозы и брахиоподы. Не редко наблюдаются корковидные колонии крассиальвеолитесов с трещинами усыхания на поверхности. Это может свидетельствовать о существовании сообщества в условиях пересыхающих участков моря.

Таким образом, во франском веке на территории Тимана обитали в основном космополитные виды, относящихся к родам *Alveolites*, *Crassialveolites*, *Thamnopora*, *Syringopora* и *Aulopora*.

Начавшаяся в позднем фране регрессия моря и отмирание доманиковых впадин внесли существенные коррективы в распределение биотопов бентоса и отчасти в его состав. В наиболее мелководно-шельфовых образованиях на Тимане несколько повысилось биоразнообразие табулят за счет появления, кроме родов, унаследованных от раннего франа, представителей *Mastopora* и *Squamealveolites*.

К концу франского века вымерло большинство девонских семейств табулят. На рубеже франа и фамена произошел самый большой кризис в эволюции табулят. Они закончили стадию своего расцвета и перешли в стадию доживания (реликтовую стадию) [2]. В конце франского века регрессия привела к вымиранию многих групп организмов. По мнению большинства специалистов, основной причиной вымирания явилась аноксия (событие Кельвассер). Среди обитателей мелководного шельфа наиболее значительный урон понесли целентераты. В результате рубеж фамена смогли преодолеть только отдельные представители этих групп фауны. Среди табулят это редкие сирингопориды и ауло-

порида, что характерно для большинства палеобиогеографических провинций.

Литература

1. Цыганко В. С., Безносова Т. М., Лукин В. Ю. и др. Палеозой // Событийные факторы эволюции биосфе-

ры. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 6—26. (Отчетная серия № 5 (37).

2. Лелешус В. Л. Основные этапы эволюции табулят и гелиолитоидей Средней Азии // Этапность в развитии органического мира. Тезисы докладов. М.: Наука, 1975. С. 22—27.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ БЫЗОВСКОГО ГОРИЗОНТА В БАССЕЙНЕ РЕКИ ЧЕРНОЙ (БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКАЯ ТУНДРА)

Т. И. Марченко-Вагапова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Бызовской (ленинградский) горизонт широко распространен в бассейне р. Черной и вскрывается в береговых обрывах. Залегают горизонт в основном на вычегодской (московской) морене и перекрывается полярной (осташковской) мореной или голоценовыми отложениями, сложен озерными, озерно-болотными и аллювиальными отложениями с прослоями торфа [1]. Возраст отложений бызовского горизонта устанавливается радиоуглеродными датировками, остатками фауны млекопитающих в пределах 48—33 тыс. лет назад, а также характерными спорово-пыльцевыми комплексами.

Изучение ряда разрезов [2, 3] позволило получить картину смены флористических комплексов и выделить следующие фазы изменения растительности (рисунок), последовательно сменяющие друг друга:

Фаза растительности Bz_I . В этот период существовали редколесья, образованные в первую очередь березой, где сосна и ель занимают подчиненное положение. Развиты кустарничковые и травянистые ассоциации, образованные маревыми, злаковыми, полынными, *Ephedra* sp. Распространение болотно-тундровых ассоциаций и присутствие ксерофитных видов характеризуют сухой и холодный климат.

Фаза растительности Bz_{II} . В это время широкое развитие получили разреженные лесные группировки. Основной лесообразующей породой на территории бассейна р. Черная была береза. Наряду с ней в больших количествах в составе комплексов присутствовали ель и сосна. Вместе с бореальными (вересковые, лесные плауны и папоротники) элементами флоры, болотными и луговыми (много злаков, видов родов лютиковых, гвоздичных, крестоцветных) форма-

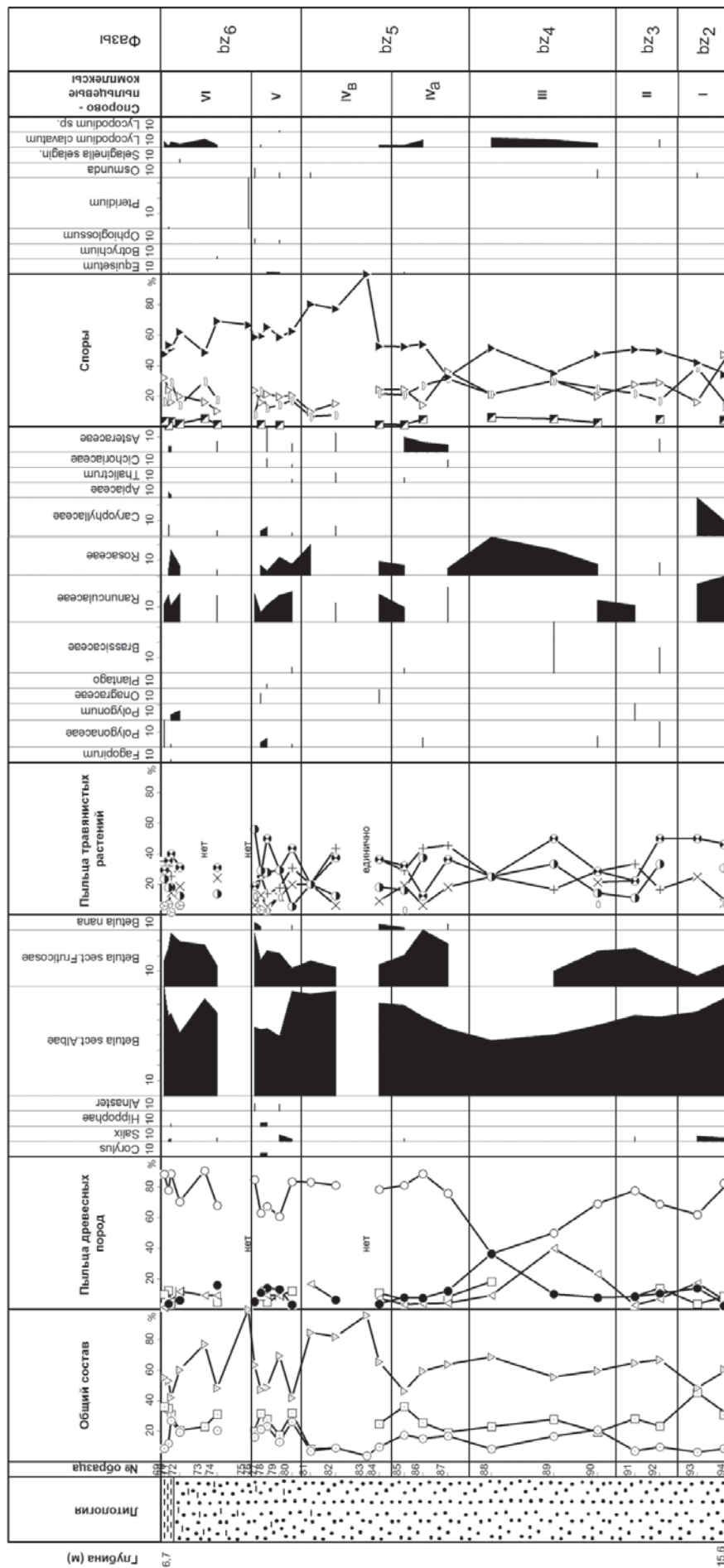
циями в незначительных количествах участвовали и ксерофитные виды. Климат был достаточно влажным и бореальным.

Фаза растительности Bz_{III} . Палинологические спектры этой зоны свидетельствуют о том, что бореальные лесные сообщества утратили свое господствующее положение, на смену им пришли редколесья, образованные березой с участием сосны и ели, ольхи. Большое распространение имели болотно-тундровые формации наряду с ксерофитными сообществами, образованными полынными, маревыми и злаками. Климат был достаточно холодным и влажным.

Фаза растительности Bz_{IV} . Основным компонентом растительного покрова, по-видимому, были разнообразные разреженные лесные группировки: березовые, березово-еловые, березово-сосновые. Открытые площади были заняты луговыми ценозами, что отражается в составе пыльцы травянистых растений, в которой встречено много пыльцы злаков и разнотравья (*Polygonaceae*, *Brassicaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Asteraceae*). Климат был холодный, но несколько теплее, чем в предыдущую фазу.

Фаза растительности Bz_V , характеризует развитие березовых редколесий. Значительное участие получили кустарничковые и травянистые ассоциации открытых мест обитания, составленные полынными, злаками и разнотравьем. В дальнейшем наибольшее распространение получили болотно-тундровые формации наряду с ксерофитными сообществами. Произошло, возможно, некоторое похолодание климата.

Фаза растительности Bz_{VI} . Спорово-пыльцевые спектры этого временного отрезка указывают на некоторое климатическое потепление, на формирование разреженных березово-еловых,



Спорово-пыльцевые комплексы Обн. 3-Черная

березово-сосновых лесных сообществ. Открытые пространства были заняты луговыми ценозами, образованными злаками и мезофильным разнотравьем, представленным видами *Polygonaceae*, *Onagraceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Caryophyllaceae*, *Cichoriaceae*, *Asteraceae*.

Фаза растительности Bz_{VII} вновь характеризует резкое похолодание. Были широко распространены сообщества ерниковых тундр с небольшими участками редкостойных березовых лесов с елью. Отсутствие представителей ксерофитных форм (полыней, маревых), участие злаков и мезофильного разнотравья (*Ranunculaceae*, *Brassicaceae*, *Rosaceae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae* и *Asteraceae*) свидетельствуют о развитии тундровых сообществ. Комплекс характеризует условия, близкие арктическим тундрам.

Рассмотренные фазы растительности указывают на отсутствие климатических оптимумов в среднем валдае, но, тем не менее, можно выделить три периода потепления (Bz_{II} , Bz_{IV} , Bz_{VI} фазы растительности). Они отражают достаточно холодный климат и характеризуют распространение разреженных лесных группировок, открытые пространства которых были заняты болотными и луговыми формациями.

Данные фазы изменения растительности в целом согласуются с фазами, выделенными

Е. А. Спиридоновой [4] для среднего валдая Северо-Запада России. Эти комплексы отличаются по своему составу от сулинского (микулинского) межледниковья, голоцена и современной флоры: с одной стороны, присутствием элементов ксерофитной флоры, границы ареалов которых в современное время располагаются гораздо южнее, а с другой стороны, присутствием пыльцы растений, связанных с тундровой зоной.

Литература

1. Андреева Л. Н. Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 322 с.
2. Андреева Л. Н., Дурягина Д. А. Стратиграфия и палеогеография позднего плейстоцена северо-востока Русской равнины // Сыктывкарский палеонтологический сборник, Сыктывкар, 2005. № 6. С. 155—111. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 117).
3. Андреева Л. Н., Марченко-Ваганова Т. И., Братуцак Ю. В. Развитие природной среды и климата в позднем плейстоцене и голоцене на европейском севере России. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. 50 с.
4. Спиридонова Е. А. Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983. № 52. С. 42—57.

ВЕРХНЕФРАНСКИЕ И НИЖНЕФАМЕНСКИЕ БРАХИПОДЫ БАРМИНСКИХ СЛОЕВ УРАЛА

А. Г. Музенс

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Во многих регионах мира (Северная Америка, Западная Европа, Восточно-Европейская платформа и другие) в пограничных франско-фаменских отложениях зафиксирован ряд глобальных событий: в частности, в конце времени *linguiformis* отмечается существенное углубление бассейнов (черносланцевое верхнее кельвасеровское событие) с последующим их обмелением [7, 13]. С этими процессами связывают массовое разрушение рифов и вымирание многих групп организмов. Реперы этих событий хорошо прослеживаются и в отложениях западного склона Урала [3, 7].

Одним из признаков обмеления на западном склоне Урала является образование среди

шельфовых отложений брахиоподовых ракушняков, приуроченных к верхней части зоны *linguiformis* и подзонам *Early-Middle triangularis*; они известны как барминские слои [5]. Барминские слои спорадически встречаются выше рифогенных отложений аскынской свиты и включаются в состав аскынского горизонта [2, 10]. Но их образование может быть связано и с несколько более глубоководными фациями.

Со времени их открытия барминские слои неоднократно привлекали к себе внимание исследователей-стратиграфов [1, 2, 4 и др.]. Изучение барминских слоев представляет собой интерес для уточнения фаунистической характеристики пограничных франско-фаменских отложений и

положения границы ярусов. Их стратиграфическое положение дает возможность детально проследить этапы массового вымирания содержащейся в них фауны на границе франа/фамена. Данные отложения хорошо характеризуются конодонтами; при этом они содержат исключительно разнообразную брахиоподовую фауну. В конце XX века их изучение было возобновлено на новом, более детальном уровне, в первую очередь в стратотипической местности барминских слоев. По рассматриваемой теме в конце XX — начале XXI веков вышел ряд публикаций [1, 3, 6, 11, 12 и др.]. Изначальное понимание объема барминских слоев было более широким, их мощность указывалась до 25 м [2]. Впоследствии они были охарактеризованы как отложения, содержащие вид-индекс *Parapugnax markovskii* (Yud.) [= *Pugnoides triaequalis* (Mark.)] [5, 11]. Понимание их в данном объеме привело в конечном итоге к значительному уменьшению их мощности, так как исключило из их характеристики ракушняки с другими комплексами брахиопод, не содержащими указанный вид-индекс [6].

На западном склоне Урала нами были изучены брахиоподы из трех разрезов, содержащих барминские слои. Разрезы расположены в Западно-Уральской зоне передовых складок, в палеогеографическом отношении эта территория связана с Русской платформой, где барминские слои также известны.

Третий разрез, где были изучены барминские слои, расположен в системе Камско-Кинельских прогибов и содержит относительно глубоководные отложения (глинистые известняки, сланцы, мергели) [3]. Обнажается разрез по левому берегу р. Сулем на окраине одноименной деревни (Средний Урал). Мощность ракушнякового прослоя 0.1 м. Его возраст соответствует верхам конодонтовой зоны *linguiformis* [3]. Здесь собраны брахиоподы 24 родов: *Nervostrophia*, *Sentosioides*, *Schizophoria*, *Tabarhynchus*, *Cyphoterorhynchus*, *?Leiorhynchus*, *Eoparaphorhynchus*, *Parapugnax*, *Trifidorostellum*, *?Ladogia*, *Coledium*, *Iowatrypa*, *Spinatrypa*, *Gibberosatrypa*, *Spinatrypina*, *Desquamatia*, *Athyris*, *Adolfia*, *Theodossia*, *Cyrtospirifer*, *Tenticospirifer*, *Emanuella*, *?Squamulariina* и *Cryptonella*.

Таким образом, выяснено, что возраст барминских слоев может несколько различаться в разных разрезах, т. е. быть позднефранским, франско-фаменским или раннефаменским. При этом установлено, что эти отложения содержат представителей как франских, так и фаменских родов, существовавших вместе. Например, здесь

отмечается самое раннее появление представителей *Sentosioides*, *Eoparapho-rhynchus* и *Trifidorostellum*, и самое позднее — атрипид и пентамерид. Изучение брахиопод из барминских слоев, а также подстилающих и перекрывающих их отложений, позволило выявить два этапа вымирания брахиоподовой фауны: на границе франа/фамена и в кровле барминских слоев. Установлено, что по брахиоподам граница франа/фамена на Урале совпадает с вымиранием родов *Devonoproductus*, *Hypothyridina*, *Calvinaria*, *Septalaria*, *Koltubania*, *Atryparia*, *Theodossia*, *Cyrtina*, *Squamulariina*, *Tecnocyrtina* и резким сокращением численности представителей отрядов Pentamerida и Atrypida. Второй уровень вымирания совпадает с кровлей барминских слоев, когда исчезают рода спириферид *Emanuella* и *Warrenella*, а также последние пентамериды (*Gypidula*) и атрипиды (*Iowatrypa*, *Spinatrypa*, *Gibberosatrypa*, *Spinatrypina*, *Desquamatia*). Следовательно, возможно разделить верхнефранскую и нижнефаменскую части барминских слоев не только по конодонтам, но и брахиоподам.

Первое упоминание о наличии брахиоподового комплекса с видом-индексом барминских слоев на восточном склоне Урала было сделано Г. А. Степановой [9]. Приведенный ею комплекс был найден в отложениях в устье р. Колпачка (правого притока р. Урал южнее Ириклинского водохранилища), в органогенно-обломочных известняках, переслаивающихся с конгломератами, гравелитами, песчаниками и глинистыми сланцами. Впоследствии аналогичные определения были сделаны нами по новым находкам еще из двух разрезов восточного склона Южного Урала, которые, как и предыдущий, расположены на территории Магнитогорской мегазоны. В обоих случаях брахиоподы были определены из перемещенных глыб массивных биогермных известняков, залегающих среди разнородного конгломерата. Первое обнажение находится на левом берегу р. Худолаз, в 12 км к северо-северо-востоку от г. Сибай, в 2 км выше по течению реки от северной окраины д. Казанка. Здесь из двух глыб были определены брахиоподы комплекса *Parapugnax markovskii*, при этом установлены представители девяти родов: *?Mesoplica*, *?Rhytialosia*, *Schuchertella*, *Schizophoria*, *Eoparaphorhynchus*, *Parapugnax*, *Athyris*, *Theodossia* и *Cyrtospirifer*. Следует отметить, что в четырех других глыбах разреза были определены позднеживетские брахиоподы, где, в частности, присутствовал *Stringocephalus burtini* Defr. Второй разрез находится южнее г. Сибай, в окрестностях д. Алексеевка, обнажается на правобе-

режье р. Малая Уртазымка (правый приток р. Урал), в правом борту первого большого лога выше д. Алексеевка, около 500—600 м выше устья лога. В одной из глыб известняка, представляющего собой брахиоподовый ракушняк, были определены представители 17 родов брахиопод: *Productella*, ?*Spinulicosta*, ?*Leioproductus*, *Schuchertella*, *Schizophoria*, *Hypothyridina*, *Eoparaphorhynchus*, *Canavirila*, *Septalaria*, *Parapugnax*, *Gibberosatrypa*, ?*Spinatrypina*, *Athyris*, ?*Adolfia*, *Cyrtospirifer*, *Tenticospirifer* и *Cryptonella*; среди них также присутствует *Parapugnax markovskii*. В расположенном рядом обнажении в двух глыбах известняка найдены комплексы брахиопод, характерные для несколько более раннего, аскынского, но предбарминского возраста [8]. По наличию в барминском комплексе в первом случае представителей рода *Theodossia*, а во втором — рода *Hypothyridina*, было сделано предположение о позднефранском возрасте вмещающих отложений.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 08-05-00575 и Contribution to IGCP 499 Project.

Литература

1. *Абрамова А. Н.* Франский ярус западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1999. 55 с.
2. *Домрачев С. М.* Девон хребта Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала // Девон Западного Приуралья. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1952. С. 5—121. (Тр. ВНИГРИ, вып. 61).
3. *Иванов К. С., Бикбаев А. З., Бороздина Г. Н. и др.* Основные проблемы фациальной и фаунистической корреляции верхнедевонских отложений Урала // Геология Урала и сопредельных территорий / Институт геологии и геохимии УрО РАН: Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2007. С. 161—184.
4. *Марковский Б. П.* Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала // Мат. ВСЕГЕИ. Общ. сер. Госгеолиздат, 1948. Сб. 8. С. 22—28.
5. *Марковский Б. П.* Барминская пачка (известняки, свита, слои, горизонт) // Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. Л.: Недра, 1975. С. 59—60.
6. *Мизенс А. Г.* Брахиоподовые комплексы из пограничных франско-фаменских отложений южноуральских разрезов «Большая Барма» и «Аккыр» (стратотипа и парастратотипа барминских слоёв) // Литосфера, 2007. № 6. С. 93—110.
7. *Мизенс Г. А.* Колебания уровня Мирового океана и осадконакопление в девонских глубоководных бассейнах юга Урала // Литосфера, 2003. № 4. С. 43—64.
8. *Мизенс Г. А., Мизенс А. Г.* О возрасте известняковых конгломератов в основании зилаирского флиша на восточном склоне Южного Урала // В. М. Подобина (ред.). Эволюция жизни на Земле: Материалы II Международного симпозиума. Томск: НТЛ, 2001. С. 197—198.
9. *Степанова Г. А.* Биостратиграфия девона восточного склона Южного Урала // Советская геология, 1989. № 5. С. 54—65.
10. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Межведомственный комитет России, 1993.
11. *Юдина Ю. А.* Ринхонеллиды из барминских отложений западного склона Южного Урала // Палеонтол. журнал, 1997. № 5. С. 63—67.
12. *Abramova A. N., Artyushkova O. V.* The Frasnian-Famennian boundary in the Southern Urals // Geol. Quart. 2004. V. 48. № 3. P. 217—323.
13. *Johnson J. G., Klapper G., Sandberg C. A.* Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. Geological Society of America Bulletin. 1985. V. 96. P. 567—587.

МИКРОТЕРИОФАУНА ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО ТИМАНА

Д. В. Пономарев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В работе приводятся данные предварительного изучения фауны мелких млекопитающих позднеледниковья и голоцена из четырех пещерных местонахождений с одинаковой тафономией, расположенных на Южном и Среднем Тимане в бассейнах рек Седью и Печорской Пижмы.

Сведения об истории териофауны Южного Тимана получены в результате исследования остатков мелких млекопитающих из местонахождений Седью 1 и 2 [1, 5]. Местонахождения располагаются всего в полутора десятке метров друг от друга на правом берегу р. Седью (притока р. Ижма) на высоте около 10 м от уреза

реки, примерно в 1 км ниже по течению от пос. Седью в береговом обнажении палеозойских рифогенных известняков. Местонахождение Седью 1 представляет собой небольшой грот: ширина его входной части и высота составляют 1, а глубина достигает 5 м, а Седью 2 — ниша в этом же обнажении шириной 1.3, высотой 2.3 и длиной 1.7 м.

В разрезе рыхлых отложений местонахождения Седью 1 вскрываются два горизонта суглинистых отложений, а в строении разреза Седью 2 принимают участие четыре слоя, образованные супесчаными и песчаными осадками.

Все слои грота Седью 1 содержат костные остатки позвоночных, в основном мелких млекопитающих, а в местонахождении Седью 2 костные остатки найдены в отложениях верхней части разреза (табл. 1, 2). По костям из средней части слоя 1 Седью 1 была получена радиоуглеродная датировка — 10560 ± 280 лет назад (ИГАН-3224), что приходится на поздний триас или, в более широком понимании, на плейстоцен-голоценовый рубеж [1]. Позднее были получены AMS датировки по костям посткраниального скелета белки и выхухоли, давшие возраст 1270 ± 35 (GrA 38525) для белки и 12310 ± 60

Таблица 1

Видовой состав, количество щечных зубов и соотношение остатков (доли видов в слое, %) мелких млекопитающих из отложений грота Седью 1

Род/вид	Слой 1 0—20см	%	Слой 1 20—45см	%	Слой 2	%
<i>Arvicola terrestris</i>	343	8.29	139	8.92	35	2.32
<i>Cl. ex. gr. rutilus-glareolus</i>	235	5.68	79	5.07	39	2.59
<i>Clethrionomys rufocanus</i>	55	1.33	18	1.16	8	0.53
<i>Desmana</i> sp.	2	0.05	0	0.00	0	0.00
<i>Dicrostonyx</i> sp.	144	3.48	35	2.25	96	6.37
<i>Lemmus sibiricus</i>	2139	51.67	867	55.65	924	61.31
<i>Microtus agrestis</i>	127	3.07	53	3.40	0	0.00
<i>Microtus gregalis</i>	373	9.01	142	9.11	252	16.72
<i>Microtus middendorffii</i>	76	1.84	26	1.67	21	1.39
<i>Microtus oeconomus</i>	418	10.10	153	9.82	56	3.72
<i>Myopus schisticolor</i>	136	3.29	8	0.51	31	2.06
<i>Ochotona pusilla</i>	70	1.69	36	2.31	40	2.65
<i>Pteromys volans</i>	11	0.27	0	0.00	2	0.13
<i>Sciurus vulgaris</i>	6	0.14	2	0.13	1	0.07
<i>Tamias sibiricus</i>	4	0.10	0	0.00	1	0.07
Всего	4140	100.00	1558	100.00	1507	100

Таблица 2

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

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

(GrA 38567) для выхухоли [3]. Возраст отложений Седью 2, судя по строению разреза и составу фауны, поздний голоцен.

Материалы по Среднему Тиману получены из раскопок в местонахождениях Пижма 1 и 3 расположенных на расстоянии нескольких десятков метров друг от друга на левом берегу р. Печорская Пижма, в 1.5 км выше дер. Верховской в береговом обнажении каменноугольных известняков на высоте ~50 м от уреза реки. Грот Пижма 1 почти не имеет предвходовой площадки, ширина его входной части — 5 м, высота — 2.5 м, длина — 6.5 м. В разрезе рыхлых отложений вскрываются шесть горизонтов разного литологического состава, пять верхних слоев содержат остатки позвоночных (табл. 3). Радиоуглеродное датирование костей из слоя 5, проведенное Л. Д. Сулержицким (ГИН РАН), показало возраст 9940 ± 150 лет (ГИН-10570), что приходится на ранний пребореальный период голоцена.

Пижма 3 представляет собой сквозную полость небольшого размера. В строении разреза рыхлых отложений принимают участие три горизонта, из которых два верхних содержат костные остатки млекопитающих и других позвоночных животных (табл. 4).

Всего по составу и структуре комплексов остатков выделяется три типа фауны, которые можно обозначить как дикростониксно-грегалисный (к этому же типу, вероятно, относится и комплекс остатков из слоя 2 Пижмы 3, в котором остатки копытного лемминга, сибирского лемминга и узкочерепной полевки найдены примерно в равных количествах), леммусный и лесной типы.

Самый ранний этап истории формирования современной фауны мелких млекопитающих

можно описать по материалам из Седью 1 и нижних горизонтов Пижмы 1 и 3. По составу и структуре локальная фауна Седью 1 больше всего схожа с сообществом из слоя 4 Студеной пещеры, возраст которой оценивается как ранне-средневалдайский [7]. По данным Н. Г. Смирнова [7] в нижней части слоя 4 найдены остатки сибирского лемминга (29.2 %), копытного лемминга (20.8 %), узкочерепной полевки (12.5 %), полевки-экономки (12.5 %), темной полевки (12.5 %), водяной полевки (8.3 %) и рыжих полевок (4.2 %). Однако три радиоуглеродные датировки не оставляют сомнений в возрасте данного комплекса. Первая датировка 10560 ± 280 лет назад (ИГАН-3224), выполненная по смеси мелких костей, омоложена из-за примеси «молодых» остатков, что было ясно показано результатами AMS датирования отдельных костей [3]. Очевидно, что ядро фаунистического комплекса из Седью 1 датируется беллингом и состоит из тундровых видов с преобладанием настоящих леммингов и водяной полевки (леммусный тип фауны), и эта фауна отличается от позднеледниковых локальных фаун Урала, где доминируют копытный лемминг и узкочерепная полевка. Скорее всего, указанные отличия свидетельствуют о решающем влиянии тафономических факторов на структуру данной локальной фауны.

В возрастном отношении комплексы остатков из слоя 5 грота Пижма 1 и слоя 2 Пижмы 3, по нашему мнению, незначительно отличаются от сообщества из Седью 1. По составу и структуре (дикростониксно-грегалисный тип фауны) они схожи с комплексом остатков из бурого суглинка А Медвежьей пещеры [7], где доминирующее положение по числу остатков хоть и принадлежит сибирскому леммингу (30 %) и узко-

Таблица 3
Видовой состав и соотношение остатков (доли видов в слое, %) мелких млекопитающих из грота Пижма 1

Род/вид	Слой 1	Слой 2	Слой 3	Слой 4	Слой 5
<i>Dicrostonyx</i> sp.	8.1	0.7	33.9	40	46.4
<i>Microtus gregalis</i>	—	—	10.4	34.6	30.7
<i>Lemmus sibiricus</i>	—	—	10.4	16.9	18.6
<i>Myopus schisticolor</i>	12.2	9.2	—	—	2.3
<i>Clethrionomys ex gr rutilus-glareolus</i>	17.6	23.2	6.0	2.1	0.6
<i>Microtus agrestis</i>	6.8	9.2	12.6	—	0.5
<i>Microtus oeconomus</i>	21.6	22.4	14.8	4.0	0.5
<i>Clethrionomys rufocanus</i>	20.3	26.4	6.0	2.3	0.2
<i>Arvicola terrestris</i>	13.5	9.0	4.9	0.2	0.2
<i>Ochotona</i> sp.	—	—	—	—	0.1
<i>Sicista betulina</i>	—	—	1.1	—	—

Таблица 4
Видовой состав и количество остатков мелких млекопитающих из местонахождения Пижма 3

Род/вид	Слой 1	Слой 2
<i>Ochotona</i>	–	8
<i>Pteromys volans</i>	–	–
<i>Sciurus vulgaris</i>	19	–
<i>Tamias sibiricus</i>	–	–
<i>Sicista betulina</i>	4	–
<i>Clethrionomys rufocanus</i>	61	13
<i>Cl. ex. gr. rutilus-glareolus</i>	197	36
<i>Dicrostonyx sp.</i>	2	70
<i>Lemmus sibiricus</i>	–	56
<i>Myopus schisticolor</i>	32	–
<i>Arvicola terrestris</i>	42	12
<i>Microtus gregalis</i>	8	43
<i>Microtus oeconomus</i>	124	18
<i>Microtus agrestis</i>	41	7
Всего	533	267

черепной полевке (32.5 %), а доля зубов копытного лемминга меньше (17 %), но характер доминирования не резко выражен. Кроме того, в комплексе остатков из Медвежьей пещеры виды лесной группировки занимают по числу остатков более заметное положение и являются не редкими, а обычными.

Второй этап развития фауны описывается по материалам из верхних горизонтов местонахождений Пижма 1, 3 и Седью 2. Лесной тип фауны, а также положение в разрезе костеносных слоев однозначно свидетельствуют о позднеголоценовом возрасте данных комплексов остатков. В структуре комплекса остатков грызунов из горизонтов 1 и 2 грота Пижма 1 доминирующее положение принадлежит лесным видам 56.9 % в слое 1 и 68 % в слое 2 и видам околотовных местообитаний 35.1 и 31.4 %. В целом, эта фауна имеет типичный лесной облик, однако, здесь найдены остатки и одного тундрового вида — копытного лемминга (8 и 0.7 %), что является интересной особенностью данного местонахождения. Современное распространение копытного лемминга на юг на востоке равнинной территории региона ограничивается 65°30' с.ш. [9], т. е. граница проходит примерно в 50 км к северу от грота Пижма 1. На наш взгляд, наиболее вероятные причины наличия в слоях 1 и 2 остатков копытного лемминга — обитание этого вида в какие-то годы пиков численности.

В отложениях Седью 2 найдены рыжая и красная полевки (вместе 78.4 %), красно-се-

рая полевка (8.5 %), полёвка-экономка (4.9 %), темная полёвка (4.2 %), лесной лемминг (3.9 %). К редким и очень редким видам относится бурундук (0.08 %) и водяная полевка (0.08 %).

Позднеголоценовые сообщества Тимана представляют собой типично таежные комплексы, не отличающиеся от других лесных сообществ, описанных, например, для Северного Урала [8].

Таким образом, в истории формирования современной фауны мелких млекопитающих Среднего и Южного Тимана выделяется два крупных этапа: позднеплейстоценовый и позднеголоценовый, различающиеся по составу и структуре фауны и хорошо сопоставляемые с динамикой природной среды. Вместе с тем, следует отметить, что более мелкие фазы динамики териофауны, описанные на территории Европейского Северо-Востока [2], пока выделить на имеющемся материале невозможно. Установление таких тонких перестроек сообществ мелких млекопитающих составляет основную цель будущих исследований.

Литература

1. Пономарев Д. В. Остатки млекопитающих из местонахождения Седью 1 на Южном Тимане // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы XV научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 107—111.
2. Пономарев Д. В. Позднеплейстоцен-голоценовая мегатериофауна северо-востока европейской части России // Четвертичная палеозоология на Урале: Сб. научных трудов. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2003. С. 123—132.
3. Пономарев Д. В., Кряжева И. В. Новые данные о возрасте местонахождения Седью 1 на Южном Тимане // Структура, вещество, история литосферы Тимано — Североуральского сегмента. Материалы XVII научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 200—202.
4. 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).
5. Пономарев Д. В., Панченко И. В. Микротериофауна из местонахождения Седью 2 (Южный Тиман) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы XVI научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 162—164.
6. Смирнов Н. Г. Новое в четвертичной палеонтологии европейского Северо-Востока // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока Рос-

сии: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 286—288.

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

1996. С. 39—83.

8. Тетерина А. А. История фаун мелких млекопитающих Северного Урала в позднем плейстоцене и голоцене. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Екатеринбург, 2003. 23 с.

9. Фауна европейского Северо-Востока России. Млекопитающие. Т. II, ч. 1. СПб.: Наука, 1994. 280 с.

МЕСТО УФИМСКОГО ЯРУСА В ОБЩЕЙ ОБНОВЛЕННОЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ШКАЛЕ НА ПРИМЕРЕ ПЕЧОРСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

С. К. Пухонто

Государственный геологический музей 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, где она примыкает к западной границе Предуральского краевого прогиба. Только казанский ярус имеет этот 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. Вопросы статуса стратиграфических подразделений пермской системы подробно освещены в работах А. В. Гоманькова, В. К. Голубева, С. К. Пухонто и других исследователей. Одна из основных проблем связана с проведением границы между нижним и средним отделами перми в основании казанского яруса. Уфимский ярус в составе соликамского и шешминского горизонтов отнесен к нижнему отделу, что вызывает определенные возражения, так как эти горизонты имеют разную возрастную характеристику.

В Предуральском краевом прогибе нижнепермские отложения представлены морскими карбонатными и обломочными породами, имеющими мощность 1—2 км. Во впадинах Печорского Приуралья и на юге Оренбургской и Ак-

тубинской впадин их мощность возрастает до 3—4 км. Верхне- и среднепермские отложения в пределах краевого прогиба представлены лагунно-континентальными отложениями, мощность которых достигает во впадинах Печорского Приуралья и на юге прогиба 4 км.

В уфимский век в Предуральском прогибе и на востоке Русской платформы отлагались преимущественно песчано-глинистые красноцветные осадки аллювиальных равнин и озерных бассейнов.

Уфимский ярус выделен А. В. Нечаевым в 1915 г. как нижний ярус пермской системы. Так он называл толщу осадков, «залегающих между пермо-карбоном и казанским ярусом». В основу выделения яруса и его деления на соликамский и шешминский горизонты были положены литологофациальный и биофациальный признаки. Мощность уфимских отложений в стратотипической местности составляет 500 м.

Отложения соликамского горизонта в стратотипических разрезах рек Колва, Вишера и Кама (Среднее Приуралье) представлены сульфатно-терригенно-карбонатными отложениями, с пеллциподами, остракодами, конхостраками и редкими ископаемыми растениями.

К северу от стратотипической местности аналоги соликамских отложений прослеживаются в Верхнепечорской и Большесынинской впадинах, на всей территории Печорского бассейна и в Печорской синеклизе. Здесь соликамский горизонт представлен сероцветными глинисто-песчаными отложениями, а на севере — с прослоями углей и горизонтами с морской фауной. Органические остатки представлены остракодами, пеллциподами, брахиоподами, остатками

рыб, крыльями насекомых и единичными позвоночными. Флористический комплекс достаточно представительный.

Отложения шешминского горизонта в стратотипической местности по рекам Шешма, Кама и Белая от г. Благовещенска вниз по реке до пос. Дюртюли представлены бурыми и красновато-бурыми косослоистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, глинистыми мергелями, редкими известняками серыми с синеватым оттенком. Органические остатки представлены двустворчатыми моллюсками, остракодами и ископаемыми растениями. Флористический комплекс достаточно беден.

Отложения шешминского горизонта, распространённые к северу от стратотипической местности, представлены пестроцветными, а на севере — сероцветными и зеленоватосерыми циклически переслаивающимися аргиллитами и алевролитами с мощными пачками песчаников и единичными прослоями гравелитов. Угленосность этой части разреза достаточно высокая. Из органических остатков встречаются двустворчатые моллюски, остракоды, конкострахи и ископаемые растения, комплекс которых более богатый, чем в стратотипической местности [6, 7].

Самый существенный рубеж изменения состава и характера ископаемых организмов в Печорском Приуралье происходит на границе воркутской и печорской серий [6, 7]. Однако, согласно Стратиграфическим схемам перми Урала 1994 г. этот уровень отождествляется с границей, проводимой внутри шешминского горизонта, с чем трудно согласиться, так как первые элементы шешминской флоры в Печорском Приуралье появляются только в отложениях печорской серии.

Вопрос о существовании уфимского яруса как самостоятельной стратиграфической единицы, включающей соликамский и шешминский горизонты, постоянно дискутируется. О шатком положении уфимского яруса высказывались Г. Н. Фредерикс, А. А. Чернов, а позднее — Е. И. Тихвинская. В 1946 г. она писала, что «нет ни малейших оснований отделять “соликамские плитняки” от толщи генетически с ними связанных верхнекунгурских образований и соединять их с толщей чуждых им по происхождению казанских морских отложений» [9]. В 1952 г., проводя корреляцию верхнепермских красноцветных отложений, Е. И. Тихвинская показала, что «...красноцветы Приуралья, ранее ошибочно выделенные А. В. Нечаевым в особый “уфимский ярус”, на деле представляют собой комплекс разновозрастных красноцветных отло-

жений» [9]. Она выделяет в них отложения кунгурского, казанского и татарского возраста. Красноцветы «уфимской свиты» подразделяются на бирскую свиту верхнекунгурского, юговскую свиту нижнеказанского и белебеевскую свиту верхнеказанского возраста.

Не в пользу уфимского яруса говорят исследования последнего десятилетия, проведенные Н. К. Есауловой [3], Г. В. Котляр и др. [5], С. К. Пухонто [8] и др. Авторами установлен кунгурский возраст аналогов соликамского горизонта в морских и континентальных отложениях севера Предуральяского прогиба.

Кроме того, позвоночные, найденные в аналогах соликамского горизонта на юге Косью-Роговской и Верхнепечорской впадин, представлены нижнепермскими батрахозаврами и стегоцефалами. Присутствующие здесь пелециподы, остракоды, остатки рыб имеют нижнепермский облик. Особенно хорошо изучена фауна позвоночных из Интинского района юга Печорского бассейна [2].

Среди насекомых преобладают особи с массивным телом — протоортооптеры, протолаттоиды, тараканы. Б. Б. Родендорфом определена *Vorkutica tschernovi* Rohd., «возраст которой вряд ли моложе нижнего кунгура» (Родендорф, 1947). В средней части интинской свиты в горизонте Ia много отпечатков крыльев *Sindon* sp.

Граница между нижним и средним отделами перми проводится в основании казанского яруса, при этом шешминский горизонт входит в состав уфимского яруса, отнесенного к нижней перми. Шешминский горизонт, содержащий органические остатки казанского возраста, должен быть присоединен к казанскому ярусу. Это подтверждается многими исследователями, которые считают шешминские отложения фаціальным аналогом нижней части морской казани [1, 4]. В отложениях шешминского горизонта в Печорском бассейне в комплексе с элементами казанской флоры встречаются отпечатки растения неопределенного систематического положения рода *Wattia*, характерного для роадских отложений Северного — Центрального Техаса (США) (DiMichele W.A and all., 2001). Здесь же присутствуют элементы Ангарской флоры — *Walchia*, *Samaropsis*, кордаиты, каламиты и др. В Печорском бассейне все известные виды ваттий встречены только в верхнепермских отложениях, появляются на границе воркутской и печорской серий и широко распространены по всему разрезу печорской серии, образуя корреляционные горизонты. Поэтому логичнее искусственно создан-

ный уфимский ярус исключить из Стратиграфической шкалы перми, при этом шешминский горизонт присоединить к казанскому ярусу, а соликамский вернуть в кунгурский ярус, как это было до 1962 г. В этом случае границу между Приуральским и Биармийским отделами перми Общей Обновленной стратиграфической шкалы для Бореальных регионов следует проводить в основании шешминского горизонта.

Литература

1. Буров Б. В., Есаулова Н. К. Основные рубежи пермской истории Волго-Уральского бассейна // Структура и статус Восточно-Европейской стратиграфической шкалы пермской системы. Казань: КГУ, 2004. С. 11—14.
2. Дмитриев Г. А. Условия захоронения нижнепермских позвоночных в Интинском районе и их палеогеографическое значение. // Тр. геолог. совещ., посвящен. 25-летию геолог. изучения Печор. уг. бас. в г. Воркута, 15—25 сент. 1955 г. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1958. С. 137—149.
3. Есаулова Н. К. Флора и фитоценозная шкала верхней перми Волго-Уральской стратотипической области // Дисс. в форме научн. докл. на соискан. уч. ст. д. г.-м. н. Казань: КГУ, 1998. 65 с.
4. Котляр Г. В. Переходные кунгурско-казанские отложения и граница нижнего и среднего отде-

лов Общей стратиграфической шкалы пермской системы // Структура и статус Восточно-Европейской стратигр. шкалы пермской системы. Казань: КГУ, 2004. С. 32—33.

5. Котляр Г. В., Коссовая О. Л., Шишков С. Б., Журавлев А. В., Пухонто С. К. Граница отделов перми в разнофациальных отложениях севера Европейской России: событийно-стратиграфический подход // Стратиграфия. Геолог. коррел., 2004. Т. 12, №5. С. 29—54.

6. Пухонто С. К. Стратиграфия и флористическая характеристика пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. Москва: 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 фитоистратиграфии. Тр. Международ. палеоботан. конф. Москва: ГЕОС, 2005. С. 262—270.

8. Пухонто С. К. Уфимский ярус в Печорском Приуралье. // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Материалы Всерос. конф. Казань: КГУ, 2007. С. 263—266.

9. Тихвинская Е. И. Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы // Уч. Зап. Казанского гос. ун-та. Т. 106. Кн. 4. Геология. Вып. 16. Казань: КГУ, 1946. 354 с.

СТРАТИГРАФИЯ МАЛОУРАЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

С. Т. Ремизова, Д. Н. Ремизов

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Изучение стратифицированных вулканогенно-осадочных отложений Малоуральской гряды нами проводилось в Таньюско-Тыкотловском районе Войкарской структурно-формационной зоны. Согласно утвержденной легенде Полярно-Уральской серии листов здесь выделяются войкарская, малоуральская, варчатинская свиты и кевсоимская толща [1]. В объяснительной записке к геологической карте миллионного масштаба, готовящейся к изданию, в Малоуральской подзоне выделяются нерасчлененные устьконгорская и войкарская свиты, а также малоуральская, кевсоимская, варчатинская, дзеля-варчатинская свиты. По поводу объемов и состава указанных свит существуют разночтения.

Первая стратиграфическая схема вулканогенно-осадочных образований Малого Урала разработана В. В. Маркиным [2]. **Устьконгорская** свита первоначально была выделена им с названием **хараматолоуская** среднего ордавика. Отложения свиты в пределах Таньюско-Тыкотловского района не выявлены.

Войкарская свита подразделялась на нижнемусюрские, верхнетэренские, войкарские и налиматинские слои, которые различались по составу и районам развития, но занимали одинаковое стратиграфическое положение, т. е. формировались одновременно. По сути, выделенные слои представляют собой самостоятельные свиты или толщи, замещающие друг друга по латерали. Возраст войкарской свиты (D_1 — D_2^1) опре-

делялся стратиграфическим положением ее между ленточно-полосчатыми алевропелитами таньинской свиты ($S_2—D_1$) и известняками с эйфельской (по современным представлениям, позднеэмско-раннеэйфельской) фауной варчатинской свиты. Собственно войкарские слои В. В. Маркина отвечают войкарской свите в современном понимании и представлены в основном «спилитами» с шаровой отдельностью. Подчиненную роль здесь играют пироксен-плагноклазовые порфириды и мандельнштейны. «В тесной связи со спилитово-диабазовой серией войкарских пород находятся альбитофиры, ортофиры (по определению Н. П. Лупановой, бескварцевые порфиры) и их туфы» [2]. Возраст свиты в легенде Полярно-Уральских листов определен как поздний ордовик–ранний силур путем сопоставления «спилитов» войкарской свиты с датированными палеонтологически «спилитами» устьконгорской свиты. Однако имеющиеся данные о петрохимических свойствах пиллоу-лав обеих свит не позволяют проводить меж ними аналогию. Поэтому определение возраста войкарской свиты ($D_1—D_2^1$) по стратиграфическому положению представляется более приемлемым.

Под спилитами В. В. Маркин отмечает ленточно-полосчатые туффиты, которые могут быть отнесены как к таньинской свите, так и к налиматинским слоям. Над спилитами войкарских слоев им установлены и подтверждены нашими наблюдениями такие же туффиты. Сделано предположение о слиянии ленточно-полосчатых туффитов таньинских слоев с налиматинскими там, где войкарские спилиты замещаются налиматинскими слоями. В связи с этим считаем логичным выделение **таньинской** свиты в большем объеме, включая в нее налиматинские слои. Название «**таньюская**» свита правильнее орфографически (по названию р. Тань-Ю). Возраст таньюской свиты определяется как $S_2^?—D_1$. Силурийский возраст предположителен, т. к. палеонтологически слабо обоснован. Имеются непредставительные находки конодонтов в районе Третьей Рудной горки [3], а также единственная находка брахиопод в линзе известняка по р. Лень-Ю: *Platyceras* sp., *Entomis* sp., *Lissatrypa* aff. *kuschvensis* Tschern. На этот список брахиопод уже более полувека даются ссылки для подтверждения силурийского возраста пород в районе р. Лень-Ю, хотя ни одной повторной находки силурийской фауны здесь сделано не было. Кроме того, являясь руководящим для пржидольского яруса верхнего силура, вид *Lissatrypa kuschvensis* может встречаться и в нижнем девоне [4]. По данным А. П. Прямоносова конодон-

ты, найденные в районе Лень-Ю, указывают на лоховский ярус нижнего девона. Раннедевонский возраст таньюской свиты подтвержден палинологическими данными (определения О. П. Тельновой) и комплексом известковых водорослей (определения С. Т. Ремизовой) по р. Кевсоим (налиматинские слои).

Варчатинская свита была выделена В. В. Маркиным и считалась им среднедевонской на основании богатого комплекса фауны «эйфельского» возраста. По современным представлениям карпинский и большая часть тальтийского горизонтов относятся к эмскому ярусу. Именно на эти горизонты указывают встреченные палеонтологические остатки из варчатинской свиты. Из представленного комплекса для этого интервала наиболее характерными являются брахиоподы *Ivdelinia ivdelensis* (Khod.), *Carinata arimaspa* (Eich.), кораллы *Grypophyllum striatum* Soshk., *Neocolumnaria vagranensis* Soshk., криноидеи *Cupressocrinites crassus* Goldf., *C. abbreviatus* Goldf. Таким образом возраст варчатинской свиты D_1 (эмс) — D_2^1 (ранний эйфель).

Для **дзеля-варчатинской** свиты, выделенной В. В. Маркиным, наиболее характерными являются «грубообломочные туфы, переходящие местами в брекчии» [2]. Возраст дзеля-варчатинской свиты слабо обоснован палеонтологически и предположительно считается средне-позднедевонским. Здесь отмечались находки конодонтов *Belodella firminosa* Snigireva, указывающие на эмс-эйфельский возраст [5]. По данным В. В. Маркина, найдены также остатки брахиопод предположительно живетского возраста.

Наибольший разброс во мнениях по поводу объема и содержания свит, вошедших в легенду Полярно-Уральских листов, существует относительно **малоуральской** свиты. Эта свита была выделена Н. И. Литовченко и В. А. Романенковым в ходе геолого-съёмочных работ в 1964 г. Под малоуральской свитой они понимали единую осадочно-вулканогенную формацию, распространенную на территории Малого Урала, и подразделяли ее на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Возраст свиты определялся как средний-поздний девон. Датировка нижней подсвиты в отчете Н. И. Литовченко и В. А. Романенкова в основном дается по комплексам макрофауны, указанным В. В. Маркиным из отложений варчатинской свиты. Таким образом, нижняя подсвита малоуральской свиты оказывается аналогом ранее выделенной варчатинской свиты, а также охватывает и таньюскую свиту, судя по характеристике географического распространения малоуральской свиты.

К верхней подсвите отнесены агломератовые полимиктовые туфы «конгломератовидного облика». Эта ассоциация является аналогом дзеля-варчатинской свиты В. В. Маркина. Возраст верхней подсвиты малоуральской свиты Н. И. Литовченко определял как D_{2-3} , хотя ее позднедевонский возраст палеонтологически не подтвержден.

Следовательно, малоуральская свита в легенде Полярно-Уральских листов уменьшена в объеме на часть разреза, соответствующую варчатинской и дзеля-варчатинской свитам, по сравнению с объемом, который вкладывали в нее авторы свиты. Если же малоуральская свита вошла в легенду в первоначальном (авторском) объеме, то в легенде оказывается отображенным удвоенный разрез вулканогенно-осадочных отложений, поскольку в ней варчатинская и дзе-

ля-варчатинская свиты выделены самостоятельно, хотя они уже были включены в малоуральскую свиту. На рисунке представлено соотношение стратиграфических подразделений вулканогенно-осадочных образований Малоуральской гряды по представлениям различных авторов. В связи с таким нелогичным использованием понятия «малоуральская свита», предлагаем исключить ее из легенды и вернуться к более обоснованной схеме стратиграфических подразделений, предложенной В. В. Маркиным, и подтвержденной нашими данными.

Также считаем излишним выделение в легенде кевсоимской толщи, описанной Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым как трахиандезитовый комплекс [5], поскольку породы трахиандезитового состава являются составляющей частью варчатинской свиты.

Н.П. Лупанова, В.В. Маркин, 1964	Н.И. Литовченко, В.А. Романенков, 1964	Легенда..., 1998	По авторам	
Дзеля-варчатинская свита, $D_2^2-D_3^1$	Малоуральская свита, D_2-D_3	Верхняя подсвита	Дзеля-варчатинская свита, $D_2-D_3?$	
Варчатинская свита, D_2^1				Варчатинская свита, $D_1-D_2^1$
Войкарская свита, $D_1^2-D_2^1$		Нижняя подсвита	Кевсоимская толща, S_2-D_1	Войкарская свита, $S_2?-D_1$
Войкарские слои				
Войкарские слои			Малоуральская свита, S_2-D_1	
Таньинская свита, S_2-D_1				
Соим-юганская свита, S_2-D_1	Войкарская свита, O_2-S_1			
Хараматалоуская свита, O_2				
			Таньинская свита, $S_2?-D_1$	

Схема сопоставления литостратиграфических подразделений на Малом Урале

Литература

1. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Объяснительная записка. Отв. исполнитель М. А. Шишкин. Воркута, 1998.
2. Лупанова Н. П., Маркин В. В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория (восточный склон Полярного Урала). М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1964. 175 с. (Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. XII).
3. Прямоносов А. П., Бороздина Г. Н. Палеонтологическое подтверждение силурийского возраста тоу-

пугольской толщи (скарново-магнетитовое проявление 3-я Рудная горка, Полярный Урал) // Уральский геологический журнал, 2006. №3 (51). С. 53—56.

4. Гарифуллина А. А. Ранне- и среднедевонские брахиоподы западного склона Южного Урала и их стратиграфическое значение // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. М.: Наука, 1985. С. 94—100.

5. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулканоплутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДАТИРОВКИ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСТРОВОДУЖНЫХ И ОФИОЛИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

А. В. Рязанцев, А. А. Белова, С. Г. Самыгин, А. А. Феготова, А. А. Третьяков

Геологический институт РАН, Москва

В структуре зоны Уралтау и на ее продолжении в Эбетинской антиформе распространены вендские комплексы, сформированные в обстановке конвергентной окраины. В ядре Эбетинской антиформы лушниковский осадочно-вулканогенный комплекс несогласно с размывом перекрыт отложениями тремадока. Вулканиды по составу относятся к островодужным. Субвулканические кварцевые диориты комплекса имеют U-Pb изотопный возраст 590 ± 4 млн лет [3].

Лушниковский комплекс интродирован меридионально вытянутым массивом гранитоидов размером $0.6 \text{—} 1.4 \times 12$ км. На правом берегу р. Эбета из гранитов в пробе 2419 ($50^\circ 58' 07.6''$ с.ш., $58^\circ 17' 06.1''$ в.д.) выделены цирконы, U/Pb возраст которых — 577 ± 8.6 млн лет (здесь и далее — метод SHRIMP-II, анализы проведены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ).

В междуречье рр. Губерля и Большая Каяла (рис. 1) среднекристаллические граниты

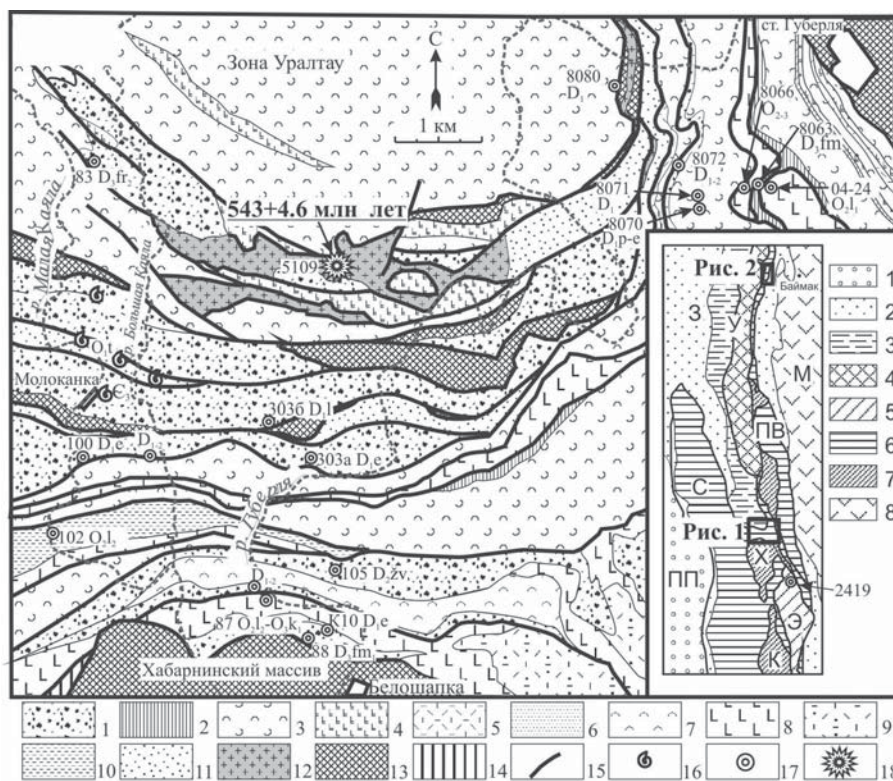


Рис. 1. Вендские граниты в структуре палеозойских комплексов в междуречье рек Губерля, Большая и Малая Каяла (зона сочленения Уралтауской, Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон).

1 — полимиктовый олистостром ($D_3 fm_1?$); 2 — красноцветные алевролиты ($D_3 fm_1$); 3—6 — вулканогенно-осадочная толща (D_1): 3 — туффиты, 4 — базальты, 5 — риолиты, 6 — кварцевые песчаники; 7—10 — губерлинская свита (O_{2-3}): 7 — туфы, туффиты, алевролиты, 8 — базальты, 9 — риолиты, 10 — красные туфогенные алевролиты; 11 — кидрясовская свита ($O_1 t$) — песчаники и алевролиты; 12 — гранитоиды (V); 13 — офиолиты и серпентинитовые меланжи; 14 — метабазальты — амфиболиты и зеленые сланцы; 15 — разрывные нарушения; 16—17 — места находок органических остатков, их номера и возраст: 16 — ракушняковой фауны, 17 — конодонтов; 18 — место отбора пробы на цирконы и возраст.

На врезке схема основных структур и комплексов на Южном Урале и положение описанных участков.

1 — каменноугольные и пермские флиш и молассы Предуральяского краевого прогиба (ПП); 2 — фаменские граувакки Зилаирского прогиба (З) и Магнитогорской зоны (М); 3—4 — зона Уралтау (У): 3 — суванякский комплекс — палеозойские и докембрийские комплексы континентального подножья, 4 — максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс; 5 — вендский комплекс дифференцированных вулканидов, верхнекембрийско-нижнеордовикские аркозы и др. Эбетинской антиформы (Э); 6 — аллохтоны ордовикско-девонских кремнистых, вулканогенных островодужных комплексов, офиолитов, меланжей, олистостромов в Сакмарской (С) и Присакмаро-Вознесенской (ПВ) зонах; 7 — массивы офиолитов: Х — Хабарнинский, К — Кемпирсайский; 8 — девонские островодужные комплексы Магнитогорской зоны (М)

слагают тектонические пластины на границе зоны Уралтау и Сакмарского аллохтона. Граниты прорывают гнейсы и амфиболиты. Вблизи них наблюдаются мелкие блоки ороговикованных серпентинитов, базальтов, риолитов. Граниты перекрываются аркозами кидрясовской свиты тремадока. Другие аллохтоны в структуре сложены нижнедевонскими образованиями, полимиктовым олистостромом и пачкой вишневых алевролитов фамена, вулканогенными образованиями губерлинской свиты ордовика [2]. Верхнее структурное положение занимает аллохтон Хабарнинского мафит-ультрамафитового массива.

Из пробы гранитов 5109 ($51^{\circ}16'13.8''$ с.ш., $58^{\circ}04'54.7''$ в.д.) получены цирконы, для которых определен возраст 543 ± 4.6 млн лет. По составу граниты Эбетинской антиформы и на юге зоны Уралтау сходны. Породы соответствуют плагиогранитам и лейкогранитам субщелочной, известково-щелочной серии с натриевым типом щелочности. По содержанию Al_2O_3 граниты относятся к металюминиевым и пералюминиевым, для последних характерна повышенная корунднормативность. Породы обогащены легкими РЗЭ, деплетированность по Eu отсутствует, либо проявлена слабо. На мультиэлементных спектрах проявлена обогащенность пород элементами группы LILE, K и Zr на фоне деплетированности Nb, Sr и Ti. Спектры распределения элементов-примесей в гранитоидах типичны для субдукционных комплексов и на дискриминационных диаграммах точки составов попадают в область гранитов островных дуг.

Более древние датировки получены для гранитов в структуре Присакмаро-Вознесенской зоны. Здесь на зону Уралтау, сложенную кварцито-сланцами, с востока надвинута пластина метаморфизованных вулканитов — базальтов и субвулканических риолитов (баймак-бурибаевская свита (?)). Кремни среди базальтов в точке 8029/1 содержат нижнедевонские конодонты (определения В. А. Аристова и С. В. Дубининой (ГИН РАН)). Восточнее тектоническая пластина сложена офиолитами (Чингизовский массив), разрез которых представлен дунит-гарцбургитовым, полосчатым, дайковым комплексами и базальтами (рис. 2). Офиолиты подстилаются пластиной амфиболитов, а перекрываются тектоническим покровом, сложенным кремнями (D_{1-3}) и граувакками (D_3 fm). Дайки простираются параллельно общей стратификации и падают на восток под углом $60-70^{\circ}$. Содержания SiO_2 в дайках варьирует от 51 до 59 %. Типичны повышен-

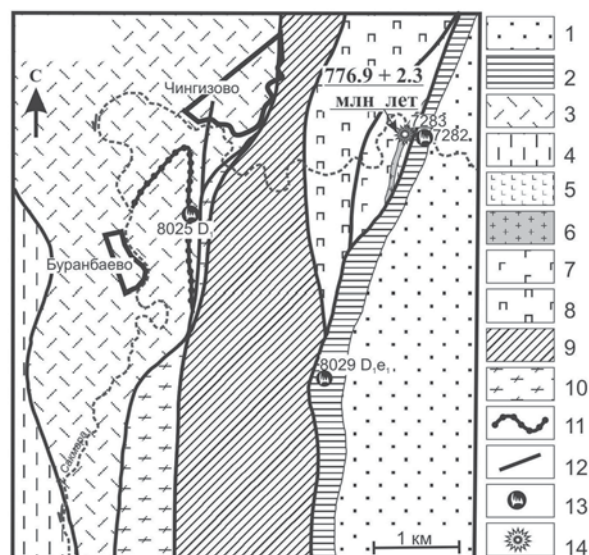


Рис. 2. Чингизовский офиолитовый массив в структуре палеозоид Присакмаро-Вознесенской зоны.

1 — граувакки зилаирской свиты (D_3 fm); 2 — кремнистая толща (D_1 - D_3 fm); 3 — баймак-бурибаевская свита (?) (D_1), базальты, субвулканические тела риолитов; 4 — кварцито-сланцы максютовского комплекса; 5 — базальты; 6 — гранитоиды; 7 — комплекс параллельных даек; 8—9 — дунит-гарцбургитовый комплекс: 8 — пироксениты, габбро полосчатого комплекса, 9 — офиолиты; 10 — амфиболиты; 11 — горизонт кремней; 12 — разрывные нарушения; 13 — места находок конодонтов их и возраст; 14 — точка отбора пробы на цирконы

ные содержания MgO , низкие TiO_2 и Al_2O_3 , характерные для бонинитов. Вблизи кровли дайкового комплекса залегает силл мелко-среднезернистых кварцевых диоритов с ксенолитами долеритов. Главные минералы диоритов — плагиоклаз, кварц, роговая обманка и КПШ (до 5—7 %). Акцессорные — циркон и апатит. Вторичные минералы: альбит, хлорит, эпидот (пистацит) и кварц.

По составу пород дайкового комплекса массив может сравниваться с Хабарнинским массивом, для плагиогранитов которого получены датировки 394 ± 2 млн лет [1]. Однако в точке 7283 ($52^{\circ}38'59.6''$ с.ш., $58^{\circ}02'35.8''$ в.д.) выделены цирконы, возраст которых 776.9 ± 2.3 млн лет. Для надежной интерпретации этой датировки пока недостаточно данных и геохронологические исследования комплекса следует продолжить.

Выполнено при финансовой поддержке ОНЗ №10 и РФФИ, грант 07-05-00158.

Литература

1. Пушкарев Е. В., Ферштатер Г. Б., Костицын Ю. А. Новые данные об изотопном возрасте магматических пород Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона: геологические следствия // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 277—285.

2. Рязанцев А. В., Дубинина С. В., Кузнецов Н. Б., Белова А. А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника, 2008. № 5. С. 49—78.

3. Самыгин С. Г., Федотова А. А., Бибикина Е. В., Карякин Ю. В. Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал) // Докл. РАН, 2007. Т. 416. № 1. С. 81—85.

СОЛИКАМСКИЙ КОМПЛЕКС НЕМОРСКИХ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕЙ ПЕРМИ ПЕЧОРСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

В. В. Силантьев

Казанский государственный университет, Казань

Неморские двустворчатые моллюски (НДМ) из соликамской свиты Соликамской впадины Предуральского прогиба — стратотипической местности развития соликамского горизонта и одноименной свиты — получили в последние десятилетия подробную таксономическую и биостратиграфическую характеристику [1, 2, 3 и др.]. В пределах страторегiona в соликамском горизонте по НДМ выделены четыре местные биостратиграфические экозоны, снизу вверх: *Palaeomutela stegocephalum*, *Palaeomutela laeae*, *Concinella concinnaeformis*, *Redikorella kanevi* [4]. Зональные комплексы НДМ местных экозон соликамского горизонта прослеживаются в пределах восточной части Восточно-Европейской платформы, по всему Печорскому бассейну и на обширной территории Ангарской биогеографической области. Изменение Общей стратиграфической шкалы пермской системы, выделение в ней трех отделов и отнесение уфимского яруса в объеме соликамского и шешминского горизонтов к нижнему Приуральскому отделу [5], вновь сделало актуальными задачи выяснения объема уфимского яруса, установления нижней границы Биармийского отдела в неморских фациях и т. д. В этой связи, НДМ, широко распространенные в красноцветных, соленосных и угленосных формациях перми, могут оказаться одним из инструментов, используемых для решения поставленных задач.

В Печорском Приуралье отложения, относимые к соликамскому горизонту, известны в Верхнепечорской, Большесынинской, Косью-Роговской впадинах и на гряде Чернышева. Неморские двустворки распространены в этих отложениях весьма широко и изучались В. В. Погоревичем, А. К. Гусевым, Н. Е. Яцук и Г. П. Каневым.

Приведенные ниже данные о систематическом составе двустворок основаны на резуль-

татах изучения коллекций, хранящихся в Геологических музеях Казанского государственного университета и Института геологии КНЦ УрО РАН. Географическая и стратиграфическая привязка местонахождений НДМ взяты из опубликованных обобщающих работ [6, 7, 8].

В Верхнепечорской впадине к соликамскому горизонту относится карбонатно-терригенная толща (250—500 м), соответствующая *шеркыртинским* и *кедровским* слоям схемы В. И. Чальшева [6]. Шеркыртинские слои содержат только морскую фауну. В кедровских слоях НДМ присутствуют на разных стратиграфических уровнях и представлены видами *Palaeomutela stegocephalum* Netsch., *P. attenuata* Gus., *P. markini* Bet., *P. opima* (Kanev), *P. laeae* Sil., *Redikorella kanevi* Sil., *Concinella concinnaeformis* Pog., *C. komiensis* (Kan.), *C. trapezoidalis* (Krotow), *C. declivae* (Kan.). Анализ распределения НДМ по разрезу позволяет выделить аналоги экозон *Palaeomutela laeae*, *Concinella concinnaeformis* и *Redikorella kanevi* соликамского горизонта страторегiona.

В Большесынинской впадине к соликамскому горизонту Г. П. Канев [8] относит полностью *кырташорскую* свиту [9], сложенную терригенными породами с прослоями известняков и мергелей. В разрезе по р. Б. Сыня [10] в средней части кырташорской свиты (40 м) выявлено четыре уровня с НДМ, среди которых определены *Palaeomutela stegocephalum*, *P. attenuata*, *P. markini*, *P. opima*, *P. laeae*, *Concinella concinnaeformis*, *C. komiensis*, *C. declivae*. Распределение НДМ по разрезу позволяет установить аналоги экозон *Palaeomutela laeae* и *Concinella concinnaeformis* соликамского горизонта страторегiona. В вышележащей части разреза, относимой уже к шешминскому горизонту [10], встречены НДМ *Concinella concinnaeformis*,

C. komiensis, *C. declivae*, *C. trapezoidalis*, *Redikorella alta* (Pog.) и *R.sp.* В Соликамской впадине представители рода *Redikorella* составляют основу комплекса экозоны *Redikorella kanevi*, характеризующей верхнюю часть соликамского горизонта.

В Косью-Роговской впадине отложения, относимые к соликамскому горизонту, изучены в юго-западной и северо-восточной частях впадины.

В юго-западной части впадины аналоги соликамских отложений установлены в верховьях р. Косью, по р. Кожим и в окрестностях г. Инты. В верховьях р. Косью к соликамскому горизонту относятся *шеркыртинские* и *кедровские* слои сероцветно-красноцветной карбонатно-терригенной толщи [6]. НДМ встречены только в кедровских слоях и представлены видами *Palaeomutela stegocephalum*, *P. attenuata*, *P. markini*, *P. opima*, *P. cf. laeae*, *Concinella concinnaeformis*, *C. declivae*, *Redikorella kanevi*, *R. alta*. При этом, в разрезе последовательно прослеживаются аналоги экотон *Palaeomutela laeae*, *Concinella concinnaeformis* и *Redikorella kanevi* соликамского горизонта страторегии.

Примечательно, что к северу от верховий р. Косью представители рода *Palaeomutela* в отложениях, сопоставляемых с соликамским горизонтом, не встречены.

В разрезе по р. Кожим к соликамскому горизонту относят *кожимрудницкую* свиту и большую часть *интинской* свиты [11, 12]. В кожимрудницкой свите (542 м) неморские двустворки не обнаружены. Интинская свита представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями каменного угля и конкрециями сидеритов. Мощность интервала, относимого к соликамскому горизонту, составляет 478 м. В его верхней части выявлено три уровня с НДМ *Redikorella kanevi*, *R. starobogatovi*, *R. alta*, *Concinella concinnaeformis*, *C. komiensis*. По таксономическому составу данный комплекс в целом сопоставим с комплексом экозоны *Redikorella kanevi* соликамского горизонта страторегии. Аналогичный комплекс НДМ, состоящий из представителей родов *Redikorella* и *Concinella* встречен в отложениях интинской свиты (455 м) скв. 2279, пробуренной вблизи г. Инты.

В северо-восточной части Косью-Роговской впадины соликамские отложения выделяются в районе г. Воркуты, где к ним относят [13] *лекворкутскую* свиту (в полном объеме) и почти всю *интинскую* свиту, подразделенные на 13 пакетов, от F до T. Лекворкутская свита (400—900 м) представлена переслаивающимися серо-

ветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими пласты угля. В разрезе свиты наблюдается чередование слоев с морской и неморской фауной. Интинская свита (270—1100 м) имеет тот же литологический состав, что и лекворкутская свита, отличаясь от нее лишь отсутствием слоев с морской фауной. Комплекс НДМ, встреченный в лекворкутской и интинской свитах, включает *Redikorella kanevi*, *R. starobogatovi*, *R. explanata* (Kan.), *R. alta*, *Sinomya kriegeri* Pog., *S. longissima* Pog., *S. gemina* Pog., *Concinella concinnaeformis*, *C. komiensis*, *C. trapezoidalis*, *C. declivae*. Представители рода *Concinella* встречаются по всему разрезу, но до вида определены только в интервале пакетов от I до R; к этому же интервалу приурочены и представители рода *Redikorella*. Весьма интересным является присутствие в лекворкутской свите (пакеты от S до N) представителей рода *Sinomya* Betekhtina, 1966 [14, 15]. В других районах Печорского Приуралья представители этого рода пока не встречены, но виды *Sinomya*, родственные лекворкутским, обнаружены в соликамских отложениях Соликамской впадины [4]. Вероятно, некоторые формы, относимые к *Sinomya*, являются представителями рода *Prokopievskia* Ragozin, 1933, характерного для кунгурских отложений (кемеровский и усятский горизонты) Ангарида. Поэтому, следует, по-видимому, признать правомочность отнесения лекворкутской свиты к кунгурскому ярусу [14, 16].

На гряде Чернышева НДМ соликамского возраста встречены в отложениях *кушигорской* свиты (около 150 м), обнажающейся по р. Шарью и сложенной переслаивающимися серыми и пестроцветными песчаниками, алевролитами и глинами, содержащими тонкие прослои угля. На четырех стратиграфических уровнях встречены ассоциации НДМ, включающие виды *Redikorella kanevi*, *R. cf. kanevi* и *R. alta*.

В целом, комплекс неморских двустворок соликамского горизонта стратотипической местности (Соликамская впадина) уверенно прослеживается в одновозрастных отложениях Печорского Приуралья. Экотон соликамского горизонта, установленные по НДМ, фиксируются в разрезах Верхнепечорской и Большесынинской впадин, а также в юго-западной части Косью-Роговской впадины. В более северных районах ассоциации рода *Palaeomutela* не встречены, а стратиграфический диапазон распространения ассоциаций НДМ, включающих представителей родов *Redikorella* и *Concinella*, увеличивается и возможно захватывает отложения кунгурского яруса.

Литература

1. *Silantiev V. V. Redikorella, a new non-marine bivalve from the Ufimian (Upper Permian) of West Russia* // N. Jb. Geol. Palaont., Mh. 1994, N 11. P. 692—702. Stuttgart.
2. *Силантьев В. В.* Палеомутелы (неморские двустворки) соликамского горизонта Соликамской впадины // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1995. Т. 70. Вып. 5. С. 73—82.
3. *Силантьев В. В.* Уфимский ярус. Соликамский горизонт // Биота Востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми. М.: ГЕОС, 1998. С. 37—54.
4. *Силантьев В. В.* Соликамский горизонт Пермского Приуралья // Стратотипы и опорные разрезы Поволжья и Прикамья. Казань: Экоцентр, 1996. С. 13—55.
5. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
6. *Чальшев В. И., Варюхина Л. М.* Биостратиграфия верхней перми северо-востока Европейской части СССР. Л.: Наука, 1968. 244 с.
7. Корреляция разнофациальных разрезов верхней перми Севера Европейской части СССР / *Л. М. Варюхина, Г. П. Канев, Н. А. Колода, В. А. Молин и др.* Л., 1981. 160 с.
8. *Канев Г. П.* Пермские двустворчатые моллюски гряды Чернышева. Сыктывкар, 1994. 82 с.
9. *Муравьев И. С.* Стратиграфия и условия формирования пермских отложений Печорского Приуралья. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1972. 203 с.
10. *Канев Г. П.* Биостратомия позднепермских двустворчатых моллюсков Северного Приуралья // Материалы по методам тафономических исследований. Саратов, 1992. С. 81—96.
11. *Чувашинов Б. И., Молин В. А., Канев Г. П., Черных В. А.* Терригенные отложения нижней и верхней перми // Пермская система Земного шара: Материалы Международного конгресса. Путеводитель геологических экскурсий. Ч. 4. Разрезы пермской системы Приполярного Урала. Свердловск, 1991. С. 23—50.
12. Биота Востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми. М.: ГЕОС, 1998. 356 с.
13. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала: Пермская система. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, Уралгеолком, 1994.
14. *Погоревич В. В.* Некоторые неморские двустворки угленосной перми Печорского бассейна // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 345. М.: Наука, 1977. С. 44—70.
15. *Яцук Н. Е.* Экостратиграфия пограничных горизонтов воркутской серии Печорского бассейна // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Вопросы экостратиграфии. М.: Наука, 1979. С. 68—75.
16. *Пухонто С. К.* Стратиграфия и флористическая характеристика пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. М.: Научный мир, 1998. 312 с.

НЕМОРСКИЕ ДВУСТВОРЧАТЫЕ МОЛЛЮСКИ ИЗ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИТИМАНЬЯ (БАССЕЙН РЕКИ ВЫМЬ)

В. В. Силантьев, С. В. Куркова

Казанский государственный университет, Казань

Коллекция пермских неморских двустворчатых моллюсков (НДМ) с территории Юго-Западного Притиманья, хранящаяся в Геологическом музее Казанского государственного университета, насчитывает более 500 хорошо сохранившихся экземпляров раковин, происходящих из разных стратиграфических интервалов разреза. Ее основу составляют послонные сборы С. Н. Митякова и В. В. Силантьева, проводившиеся при геологической съемке листов Р-39-Х, XVI и XVII в 1987—1992 гг. Отдельные образцы были доставлены в 1992—2004 гг. Н. Ф. Ивановым и Г. П. Каневым.

Интерес к этой коллекции вызван тем, что в пределах рассматриваемой территории слои с

НДМ переслаиваются в разрезе пермских отложений как со слоями, содержащими руководящие морские окаменелости (брахиоподы, наутилоидеи), так и со слоями, включающими остатки наземных четвероногих (зона *Parabradysaurus silantjevi*, местонахождение Усть-Коин) [1]. Это позволяет повысить точность возрастной датировки комплексов НДМ и увеличить их корреляционный потенциал. Кроме этого, ревизия пермских НДМ, базирующаяся на новой системе признаков родового ранга [2, 3], позволила скорректировать полученные ранее выводы о таксономическом разнообразии НДМ и их биостратиграфическом значении [4]. В частности,

исследования микроструктуры раковин установили возможность выделения новых родов для НДМ, отнесенных условно к родам *Concinella* Betekhtina, 1966 и *Naiadites* Dawson, 1860.

Согласно современной Общей стратиграфической шкале фанерозоя [5], р. Вымь вскрывает отложения Приуральского (P_1) и Биармийского (P_2) отделов пермской системы. Слои с НДМ встречены на разных стратиграфических уровнях уфимского, казанского и уржумского ярусов.

Уфимский ярус (P_{1u}) представлен красноцветными алевролитами и аргиллитами, содержащими редкие прослои мергелей и известняков. В верхней части разреза, в пачке (около 30 м) кирпично-красных алевролитов, обнажающейся на правом берегу р. Вымь в интервале 1000—1500 м ниже устья р. Помрас, обнаружены два слоя с неморскими двустворками. В них определены *Palaeomutela attenuata* Gusev, *P. ex gr. stegocephalum* Netsch., *Redikorella starobogatovi* Silantiev, *R. alta* (Pogor.), *R. sp.*, *Concinella (?) concinnaeformis* Pogor., *C. (?) komiensis* (Kanев), *C. (?) declivae* (Kanев). Встреченный комплекс НДМ имеет много общего с комплексом из отложений стратотипа соликамского горизонта, расположенного в Соликамской впадине.

Казанский ярус (P_{2kz}) подразделяется на нижний и верхний подъярусы. **Нижнеказанскому подъярису** соответствует *чевьюская свита*, в которой можно выделить три пачки: нижнюю, среднюю и верхнюю.

В подошве *нижней пачки*, согласно залегающей на отложениях уфимского яруса, наблюдается слой органогенного известняка (0.1—0.2 м) с брахиоподами *Licharewia rugulata* (Kut.) и др. Вышележащая часть разреза (25—45 м) характеризуется преобладанием косослоистых песчаников с обильными остатками морских двустворок, более редкими гастроподами, брахиоподами и чешуйками рыб. На правом берегу Выми, в 2.5 км ниже устья р. Помрас, в породах пачки найдены *Palaeomutela cf. olgae* Gusev, *P. attenuata* Gus., *P. markini* Bet., а в районе устья р. Коин — *Sinotya (?) sp.*

Средняя пачка (15—25 м) сложена сероцветными известковистыми аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников, пестроцветных анальцимовых аргиллитов и органогенно-обломочных известняков, в том числе фосфатных (с содержанием P_2O_5 от 0.4—1.0 до 14—23 % [6]). Переслаивающиеся слои с морской и неморской фауной отличаются друг от друга только по характеру органических остатков.

Морская фауна приурочена к различным типам пород, включая фосфатные. Она представлена обедненным комплексом двустворок и брахиопод *Lingula orientalis* Gol; разрозненные створки лингул встречаются по всему разрезу пачки.

Неморская фауна представлена двустворками *Palaeomutela attenuata* Gus. и *P. ex gr. olgae* Gus., местами образующими линзовидные прослои ракушняков. Совместно с НДМ встречаются конхостраки, чешуя рыб, обломки костей тетрапод.

Верхняя пачка (30—45 м) сложена главным образом аргиллитами, алевролитами и песчаниками, вмещающими прослои мергелей и известняков. Породы содержат богатый комплекс морских двустворок и брахиопод, совместно с которыми встречаются гастроподы, скафоподы, мшанки и морские лилии.

В верхней пачке обнаружены два слоя с НДМ. Один из них выделен в подошве пачки в районе устья р. Кэмысь и содержит *Palaeomutela attenuata* Gus. и *P. ex gr. olgae* Gus. (линза ракушечника в конгломерате). Второй слой расположен в кровле пачки в районе устья р. Коин, на границе с отложениями верхнеказанского подъяруса. В нем определены *Palaeomutela umbonata* (Fischer), *P. attenuata* (Gus.), *P. olgae* (Gus.), *Prilukiella (?) sp.*, многочисленные *Naiadites (?) sp.*; отмечены остатки конхострак.

Морская фауна чевьюской свиты имеет типично казанский облик. Раннеказанский возраст свиты устанавливается по находке брахиопод *Licharewia rugulata* (Kut.), руководящих для нижнеказанского подъяруса стратотипической местности. Таксономический состав комплекса НДМ полностью подтверждает такой вывод. Интересна находка *Naiadites (?) sp.*: подобные формы характерны для камышлинских слоев нижнеказанского подъяруса Нижнего Прикамья.

Верхнеказанскому подъярису соответствует *весьлянская свита* (40—60 м), сложенная карбонатными и глинисто-карбонатными породами и подразделяющаяся на две пачки. **Нижняя пачка** (20 м) сложена светло-серыми, преимущественно органогенными известняками с прослоями мергелей, содержащими исключительно морскую фауну. **Верхняя пачка** (20—30 м) сложена светло-серыми мергелями, чередующимися с пелитоморфными известняками. Органические остатки в пачке не обнаружены; к казанскому ярусу она отнесена условно.

Таксономический состав фауны свидетельствует в целом о казанском возрасте свиты; позднеказанский возраст принят на основании

палеоэкологического анализа фаунистического комплекса и положения свиты в общем разрезе.

Уржумский ярус (P_2 уг) залегает на казанских отложениях трансгрессивно. Он сложен светло-серыми мергелями и известняками, внешне очень похожими на породы верхней пачки веслянской свиты.

На отрезке р. Вынь между устьями ее левых притоков — рек Коин и Кэмысь — уржумские отложения выполняют ядро крупной синклиналильной структуры; их возраст устанавливается по находке двустворок *Prilukiella* sp.

В районе устья р. Бэжьюдор уржумский ярус лежит непосредственно на нижнеказанских отложениях. Начинается он со слоя (около 1 м) черного углистого алевролита с прослойками (1—3 см) горючего сланца и каменного угля. В этом слое встречены раковины *Anadontella* sp. Выше залегает толща (45 м) светло-серых мергелей и пелитоморфных известняков. В ее основании обнаружены *Palaeomutela* sp. и *Prilukiella lata* (Netsch.). Выше по разрезу НДМ выявлены еще на четырех стратиграфических уровнях, в каждом из которых встречены раковины *Prilukiella mirabilis* Gus., совместно с которыми встречаются *Palaeomutela krotowi* (Netsch.), *P. ex gr. olgae* Gus., а также гастроподы. Установленный комплекс неморских двустворок является характерным для уржумского яруса страторегиона [7, 8] и прослеживается не только в Печорском бассейне, но и в пределах Ангарской биогеографической области.

Литература

1. Голубев В. К. Биостратиграфия верхней перми Европейской России по наземным позвоночным и про-

блемы межрегиональных корреляций пермских отложений // Верхнепермские стратотипы Поволжья: Докл. Межд. симпозиума. М.: ГЕОС, 1999. С. 228—240.

2. Силантьев В. В., Перегоедов Л. Г. Принципы единой систематики неморских двустворчатых моллюсков позднего палеозоя // Эволюция жизни на Земле: Материалы III Международного симпозиума. Томск, 2005. С. 18—19.

3. Силантьев В. В., Куркова С. В. Неморские двустворчатые моллюски перми востока Восточно-Европейской платформы: систематика и биостратиграфия // ПАЛЕОСТРАТ-2009. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Программа и тезисы докладов. Под ред. А. С. Алексеева. М.: ПИН РАН, 2009. С. 37—38.

4. Silantiev V. V. Upper Permian non-marine bivalves of West Russia: some new data // Abstracts of XIII International Congress on Carboniferous-Permian. Poland. P. 132.

5. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с. (Межведомственный стратиграфический комитет России, ВСЕГЕИ).

6. Мутяков С. Н., Силантьев В. В. О находке фосфоритов в верхнепермских отложениях Западного Прикамья // Развитие и использование ресурсов минерального сырья для сельского хозяйства. М.: Недра, 1991. С. 231—235.

7. Гусев А. К. Неморские двустворчатые моллюски верхней перми Европейской части СССР. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1990. 293 с.

8. Силантьев В. В. Двустворчатые моллюски // Стратотипический разрез татарского яруса на р. Вятке. Под ред. А. В. Гоманькова. М.: ГЕОС, 2001. С. 83—96.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ОСТРАКОДОВОЙ ФАУНЫ В РАННЕМ КАРБОНЕ СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО БАССЕЙНА

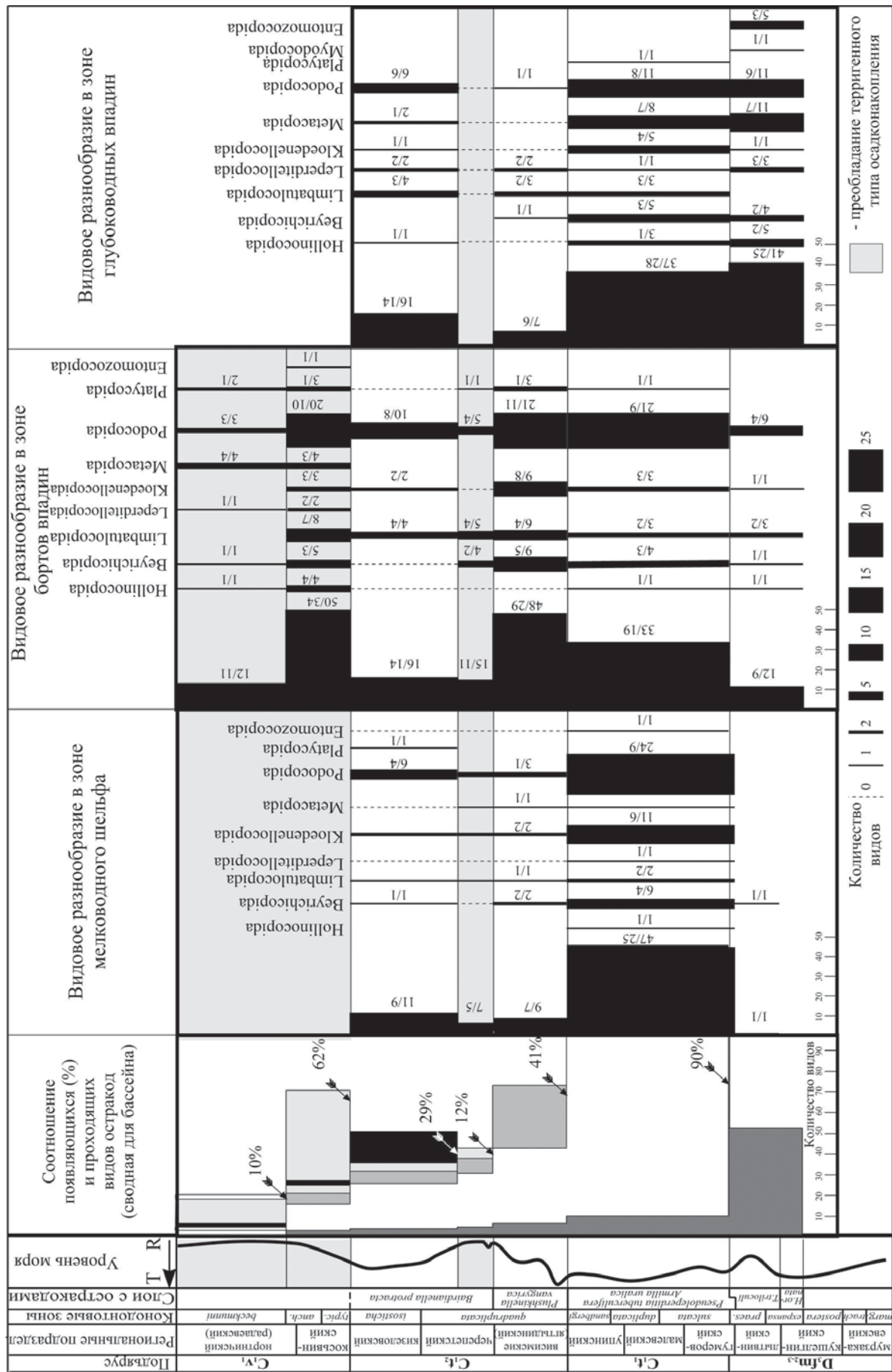
Д. Б. Соболев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Рассматривая график соотношения появляющихся и проходящих видов остракод в раннекаменноугольном североуральском бассейне, можно отметить несколько рубежей на которых происходит резкое изменение в составе остракодовой фауны (см. рисунок).

Поздний фамен — ранний турне. На границе девона и карбона в отложениях бортов шельфовых впадин происходит увеличение ви-

дого разнообразия за счет появления типичных раннекаменноугольных представителей остракод. Однако смена комплексов происходит постепенно, так как часть фаменских видов остракод продолжают существовать и в раннем карбоне. В глубоководных впадинах на этом рубеже наблюдается иная картина. Видовое разнообразие незначительно снижается. На смену фаменским остракодам сообщества глубоковод-



Видовое разнообразие остракод Североуральского палеобассейна в позднефаменско-ранневизейское время в различных зонах шельфа (цифры обозначают количество видов / родов)

ных шельфовых впадин пришли раннекаменноугольные формы сообщества бортов внутришельфовых впадин и остракоды сообщества открытого шельфа, которые были переотложены с более мелководных частей шельфа. Глубоководный комплекс практически полностью исчезает. При этом глубоководный облик самих отложений не изменился: также преобладали глинисто-карбонатно-кремнистые радиоляриевые отложения с прослоями карбонатных песков турбидитного происхождения. В итоге происходит практически полная смена фауны остракод.

В близи границы фамен-турне как на региональном уровне, так и во многих регионах мира фиксируется позднедевонское (хангенбергское) регрессивно-трансгрессивное событие, с которым связано массовое вымирание различных групп организмов [5]. Проявление этих эвстатических движений в Кожимской глубоководной шельфовой впадине явилось причиной массового вымирания представителей глубоководного комплекса фауны остракод. В Тюрингии значительная часть аналогичного комплекса остракод продолжала существовать и в раннем карбоне [7]. В более мелководных отложениях бортов впадин проявление этого события не носило катастрофического характера, а характеризуется более плавным эволюционным переходом. Причем, в основном за счет близко родственных групп остракод из сообщества бортов внутришельфовых впадин. Важно отметить, что некоторые представители остракод считавшиеся вымершими во фране уцелели в бортовых частях осадочного бассейна (новый вид рода *Mennerites*) до конца фамена.

Ранний — поздний турне. На рубеже упинского и висимского (ягтыдинского) времени произошло постепенное, но существенное (~40%) обновление фауны остракод. При этом общее видовое разнообразие остракод снизилось на четверть (см. рисунок). В различных частях североуральского палеобассейна эти изменения проявились по-разному. В зоне мелководного шельфа висимский (ягтыдинский) комплекс был в пять раз беднее, чем малевско-упинский. В зоне бортов внутришельфовых впадин наоборот наблюдается постепенное увеличение видового и родового разнообразия остракодовой фауны. В основном это произошло за счет увеличения таксонов из отрядов *Beurichicorida*, *Limbatulocorida*, *Kloedanellocorida*. Крайне бедным комплексом остракод охарактеризованы отложения, формировавшиеся во впадинах шельфа.

На рассматриваемом рубеже в последние десятилетия различными исследователями вы-

деляются новые местные и биостратиграфические подразделения: в Донбассе — каракубский горизонт [1], в Тимано-Печорской провинции — ягтыдинский горизонт [2], в южном Приуралье — висимский горизонт [6]. Этот стратиграфический уровень предложено рассматривать в объеме трансгрессивно-регрессивного цикла с максимумом трансгрессии, отвечающим средне-турнейскому бескислородному событию и биостратиграфически датированного по различным группам органических остатков [3, 4].

Значительное снижение видового разнообразия в мелководных зонах вероятнее всего связано с постепенной регрессией, достигшей своего максимума в раннечерепетское время. Поэтому большая часть этого стратиграфического уровня в отложениях мелководного шельфа была размыта. Всплеск видового и родового разнообразия остракод в бортовых частях бассейна частично связан с миграцией мелководных остракод при регрессии, но в основном за счет появления новых видов и родов из сообщества бортов внутришельфовых впадин. Резкое обеднение комплекса остракод во впадинах, скорее всего, связано с кратковременной трансгрессией, окончательно уморившей остракоды из сообщества глубоководных впадин.

Висимский (ягтыдинский) — черепетский горизонт. На рубеже висимского (ягтыдинского) и черепетского времени произошло резкое сокращение видового и родового разнообразия остракод (более 40 %) во всех зонах шельфа (см. рисунок). С началом кратковременного трансгрессивного цикла по бортам впадин еще продолжали обитать характерные для них сообщества обедненным составом, однако с началом регрессии и преобладании терригенного типа осадконакопления они исчезают (мигрируют) и появляются значительно обедненным комплексом только в трансгрессивной фазе раннечерепетского времени. Интересен факт первого появления в бортах впадин некоторых представителей остракод обитавших в замутненных бассейнах с терригенным типом осадконакопления в ранне черепетское время, тогда как ранее они были известны только в визейских отложениях: *Ectodemites gibbosus* (Zan) и *Xixinopsis uralica* Sob.

Постепенная трансгрессия в черепетское время приводит к незначительному увеличению видового и родового разнообразия остракод. В основном это представители сообщества открытого шельфа и в незначительной части сообщества бортов внутришельфовых впадин.

Кизеловский — косьвинский горизонт. На этом рубеже фиксируется существенное увели-

чение разнообразия фауны остракод в зоне бортов внутришельфовых впадин, более половины из которых появляются впервые. Вероятно, это было связано с постепенным сокращением морских обстановок, что привело к миграции мелководных таксонов в заполняющиеся впадины, а также способствовало адаптации к терригенному типу осадконакопления.

В заключении следует отметить, что критические явления в развитии раннекаменноугольных остракод, связанные с эвстатическими колебаниями уровня моря, по-разному отражаются в различных зонах шельфа. Наиболее резко они проявлены в мелководных и глубоководных зонах. На мелководье существенную «критическую» роль играли регрессии, в результате которых происходили размывы и перерывы в осадконакоплении. В глубоководных шельфовых впадинах «критическую» роль в развитии фауны играли трансгрессии, зачастую приводившие к возникновению бескислородных условий и массовым вымираниям биоты. Наиболее спокойно на изменение глубин реагировали комплексы остракод селившихся на склонах впадин, где всегда имелась возможность к миграции на небольшие расстояния, а вследствие этого не прерывались родственные связи.

Литература

1. Бражникова Н. Е., Айзенберг Д. Е., Берченко О. И., Винниченко Л. В., Полетаев В. И. Пограничные отложения девона и карбона Донбасса // Граница де-

вона и карбона на территории СССР. Минск, 1988. С. 70—78.

2. Дуркина А. В. О зональном расчленении пограничных отложений нижнее-верхнетурнейского подъярусов по фораминиферам и о границе между ними в Тимано-Печорской провинции // Биостратиграфия среднего-верхнего палеозоя Русской платформы и складчатых областей Урала и Тянь-Шаня. М.: ВНИГНИ, 1995. С. 73—79.

3. Еременко Н. М., Вевель Я. А., Журавлев А. В., Соболев Д. Б. Комплексное обоснование ягтыдинского горизонта на западном склоне севера Урала // “Эволюция взглядов на геологию и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции”. Материалы юбилейной научно-практической конф., посвященной 70-летию ГУП РГ ТП НИЦ. Ухта, 2008. С. 133—138

4. Журавлев А. В. Следы среднетурнейского биотического события на севере Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 1. С. 26—32.

5. Корень Т. Н. (ред.) Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. Метод. пособие. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 166 с.

6. Чижова В. А. Межрегиональная корреляция разнофациальных верхнефранско-нижневизейских отложений по остракодам // Биостратиграфия среднего-верхнего палеозоя Русской платформы и складчатых областей Урала и Тянь-Шаня. М., 1995. С. 109—117.

7. Blumenstengel H. Die Ostrakoden fauna der Wocklumeria-Stufe (Oberdevon) bei Saalfeld im Thüringer Schiefergebirge // Zeitschrift geol. Wiss., 1979. Bd. 7. H. 4. S. 521—557.

КОНОДОНТЫ РОДА *STENOGNATHODUS* FAY, 1959 ИЗ НИЖНЕГО СИЛУРА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Л. В. Соколова

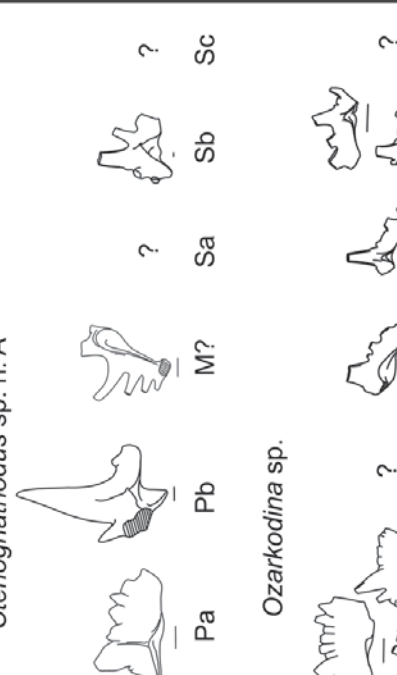




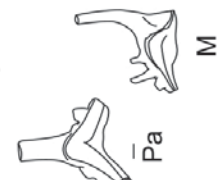

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Род *Stenognathodus* длительное время рассматривался как своеобразный эндемичный конодонтовый таксон, представленный единственным типовым видом *Ct. murchisoni* [2].

В настоящее время данные о видовом разнообразии и географическом распространении ктеногнатодусов значительно пополнились: установлено присутствие представителей рода в силуре Канады и США, изучены видовое разнообразие и стратиграфическое распространение рода в венлоке и лудлове Прибалтики и Швеции (о-в Готланд) [5, 6]. Из последних двух ре-

гионов описаны 10 видов рода *Stenognathodus*, два из которых являются общими для силура Эстонии и Швеции [6].

На территории Тимано-Североуральского региона представители рода *Stenognathodus* были впервые установлены С. В. Мельниковым [4]. В силурийских отложениях Приполярного Урала им выделено и монографически описаны 4 вида, а также определено их вертикальное распространение от лландовери (верхняя часть яренейского горизонта) до пржидола (гребенской горизонт) в разрезе р. Кожым (обн. 217) [3].

Местонахождение	Возраст	Литологическая характеристика образца	Конodontы	Другая фауна
р. Кожым, обн. 109	Венлок.	Темно-серый до черного, глинистый доломитизированный известняк.	<p><i>Stenognathodus</i> sp. n. A</p>  <p>Pa Pb M? Sa Sb Sc ?</p> <p><i>Ozarkodina</i> sp.</p>  <p>? ? ?</p>	брахиоподы <i>Hyattidina</i> sp.
р. Щугор, обн. 10ц	Венлок. Брахиоподовая зона <i>Spirinella nordensis</i>	Серый доломитизированный известняк	<p><i>Oz. confluens</i></p>  <p>Pa</p> <p><i>Oz. excavata</i></p>  <p>Pa</p> <p><i>Stenognathodus</i> sp. n. B</p>  <p>Pa</p> <p><i>Oulodus</i> sp. 1</p>  <p>Pa M</p> <p><i>Corysognathus</i> ? sp.</p> 	сколекодонты, хитинозоа (?), остракоды

Комплексы конodontов из венлокских отложений рр. Кожым и Щугор

В результате изучения коллекции конодонтов, выделенных из нижнесилурийских отложений р. Кожым (обн. 109) и Щугор (обн. 10ц), автором установлены два новых вида *Stenognathodus* sp. А и *Stenognathodus* sp. В, определенные в открытой номенклатуре вследствие неполной реконструкции их мультиэлементных аппаратов.

Вид *Stenognathodus* sp. А установлен в слоях с брахиоподами *Hyattidina* sp., которые распространены преимущественно в венлокских отложениях Приполярного Урала [1]. Этот вид отличается от всех известных видов рода *Stenognathodus* строением М-элемента (см. рисунок).

Второй вид *Stenognathodus* sp. В (рисунок) определен из разреза р. Щугор (обн. 10ц). Совместно с этим видом присутствуют конодонты *Oz. confluens*, *Oz. excavata*, *Oulodus* sp. 1., *Corrysognathus* ? sp. Толща, подстилающая отложения с *Stenognathodus* sp. В, включает венлокские брахиоподы *Spirinella nordensis*. По морфологическому строению Ра-элемент *Stenognathodus* sp. В очень близок к аналогичному элементу в аппарате вида *Stenognathodus* sp. n. I Strömberg, 1997 из венлока о-ва Готланд [5].

Впервые установленные на Приполярном Урале совместные находки ктеногнатодусов с брахиоподами *Hyattidina* sp. и *S. nordensis*, позволяют предположить, что представители рода *Stenognathodus* могли существовать как в крайне мелководных, лагунных обстановках [2], так и в зонах сублиторали и открытого шельфа.

Количество элементов ктеногнатодусов в изученных пробах сильно различается: в щугорском комплексе с относительно высоким количеством родов конодонтов и со значительным преобладанием представителей *Oz. confluens* (64 %) род *Stenognathodus* представлен единич-

ными экземплярами (4,5 %). Значительно выше численность рода *Stenognathodus* (55 %) в составе кожымского комплекса, характеризующегося присутствием только двух родов *Ozarkodina* и *Stenognathodus*.

Таким образом, проведенное исследование позволило расширить представление о видовом разнообразии рода *Stenognathodus* в венлоке Приполярного Урала, получить данные об особенностях палеоэкологии рода в регионе и рассматривать представителей этого рода важными для региональной корреляции венлокских отложений Приполярного Урала с разновозрастными толщами о-ва Готланд и Прибалтики.

Литература

1. Безносова Т. М. Сообщества брахиопод и био-стратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона Северо-Восточной окраины палеоконтинента Балтика. Екатеринбург, 2008. 160 с.
2. Вийра В. Мелководный конодонт *Stenognathodus murchisoni* (Pander) (поздний венлок Эстонии) // Сообщества и биозоны в силуре Прибалтики / Под ред. Д. Л. Кальо, Э. Р. Клааманна. Таллин: «Валгус», 1982. С. 63—83
3. Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н. Нижний палеозой печорского нефтегазоносного бассейна. М.: Изд-во Академии горных наук. 2001. 105 с.
4. Мельников С. В. Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 136 с.
5. Strömberg C. The conodont genus *Stenognathodus* in the Silurian of Gotland, Sweden // Examensarbeten i historisk Geologi och Paleontologi nr 85. Abstract. 1997 // www.geobib.lu.se/publikationer/geologi/abstract/85abs_g.html
6. Viira V., Einasto R. Wenlock-Ludlow boundary beds and conodonts of Saaremaa Island, Estonia // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 2003. Vol. 52. № 4. P. 213—238.

ШАРЬЮ-ЗАОСТРЕНСКИЙ ТИП РАЗРЕЗА

Е. Е. Сухов

Казанский государственный университет, Казань

В основании разреза перми лежит заостренская толща. Названная толща была выделена в 1959 г. Ф. И. Енцовой. В литературе толща впервые упоминается в работе В. В. Погоревича и А. В. Македонова [1] как заостренские слои. Работами последних лет установлено широкое распространение заостренской толщи и стратиг-

рафическая самостоятельность, что дает основание для перевода этой толщи в ранг свиты. Заостренская свита на подстилающих породах верхнего карбона лежит согласно. На р. Заостренной свита (80—90 м) сложена массивными и слоистыми органогенно-обломочными и мелкокристаллическими известняками, содержащи-



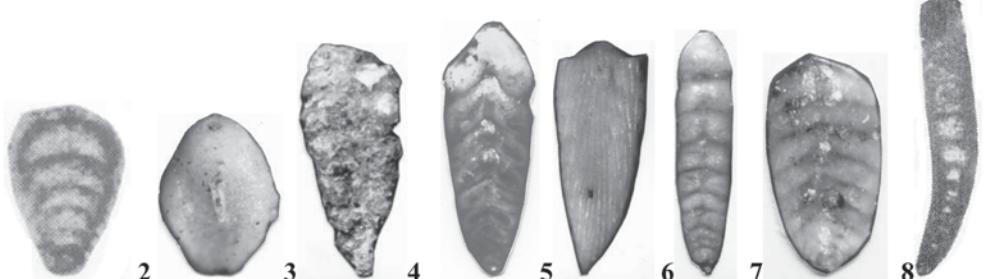
ми остатки фораминифер и изредка мшанок, кораллов и брахиопод. Часто встречаются водоросли. Из фораминифер в нижних 10 м разреза Ф. И. Енцовой указываются *Schwagerina fusiformis* Krot., *Sch. vulgaris* Scherb., *Pseudofusulina paragregaria* Raus. Выше, в верхней части разреза, в палеаплезиновых и детрисовых известняках встречены *Schwagerina moellari* Raus., *Sch. shamovi* Scherb., *Pseudofusulina fecunda* Scham. et Scherb. Венчается разрез свиты преимущественно детритусовыми известняками (до 45 м) с *Schwagerina sphaerica* Scherb. и редкими псевдофузулинами. Как видно из приведенных данных, в составе свиты присутствуют породы всех трех зон ассельского яруса.

На р. Шарью заостренская свита выходит на поверхность в нескольких пунктах. В верхнем по течению реки разрезе мощность свиты достигает 75—80 м, из которых обнажено около 60 м. По литологическому составу свита сходна здесь с только что описанным разрезом. Она лежит согласно на известняках верхнего карбона, охарактеризованных мшанками гжельского яруса. В нижней части разреза заостренской свиты (20—25 м) органических остатков не найдено, а выше, в интервале 40—45 м, встречены фузулиниды и мшанки. Состав приведенного списка органических остатков свидетельствует вполне определенно о принадлежности слоев к средней зоне ассельского яруса. В самом верху разреза в биоморфных и мелкодетритовых известняках, выступающих на бечевнике реки, встречены фораминиферы *Pseudofusulina aff. tschernyschewi* (Schellw.), *Ps. aff. perplexa* Grozd. et Leb., указывающие на сакмарский (тастубский) возраст. Закрытый интервал разреза между слоями сакмарского яруса и песчанистыми известняками, относимыми к кунгуру, составляет не более 15 м. Выпадение значительного интервала из разреза нижней перми, по-видимому, связано с развитием здесь дизъюнктивного нарушения. Заостренская свита сменяется вверх по разрезу толщей карбонатных пород с редкими фузулинидами, кораллами и довольно многочисленными мшанками и брахиоподами. О. Л. Эйнором она названа шарьинской. Небольшие обнажения известны на рр. Шарью, Заостренная. Толща легко обособляется в разрезе и по всем другим признакам может рассматриваться в ранге свиты. На р. Шарью свита изучалась в обн. 8 и 9. В первом из них на руч. Безымянном вскрыта верхняя часть свиты. Закрытый интервал между известняками карбона, образующими небольшие скалы на бортах ручья выше по его течению, и известняками шарьинской свиты, обна-

жающимися в русле ручья, составляет по мощности не более 30 м. Вскрытая часть свиты (около 15 м) сложена внизу светло-серыми, почти белыми органогенно-обломочными и вверху песчанистыми известняками с редкими фузулинидами и многочисленными мшанками и брахиоподами. Среди последних особенно выделяются крупные раковины спириферелл. В обн. 9 вскрыта нижняя часть шарьинской свиты, которая здесь согласно лежит на известняках заостренской свиты. Она представлена массивными детритовыми известняками с остатками кораллов. Среди фузулинид встречены многочисленные *Pseudofusulina ex gr. tschernyschewi* (Schellw.), указывающие на более древний (по сравнению с известняками в обн. 8), по всей вероятности, сакмарский возраст этой части разреза свиты. В русле реки в коренном залегании встречены песчаники посткунгурских отложений, что дает возможность определить путем вычисления мощность нижней части шарьинской свиты — примерно в 20 м. Таким образом, общая мощность этой свиты на р. Шарью не превышает 40—50 м. Возраст шарьинской свиты принимается как сакмаро-артинский. Однако следует иметь в виду, что объем свиты вследствие перерывов не везде одинаков. Местами, как в обн. 5, сохранились верхние горизонты свиты, представленные песчанистыми известняками с фораминиферами и мшанками, характерными для кунгурского яруса — *Protonodosaria proceraformis* (Gerke), *Nodosaria cf. cassiaformis* Igon., *Geinitzina cf. linguliformis* Lip., *Ichtyolaria cf. prima* (Gerke), *Ich. acutangula* Igon., *Hemigordius* sp. Приведенный комплекс близок к фаунистическому комплексу низов кожимской свиты, а именно к зоне *Nodosaria pseudoincelebrata* [2]. На размытой поверхности известняков шарьинской свиты лежит тайбельчигемская свита, представленная преимущественно терригенными породами, охарактеризованных фораминиферами, двустворками, мшанками и брахиоподами. Здесь на размытой поверхности известняков шарьинской свиты, охарактеризованных артинскими фузулинидами, мшанками и брахиоподами, лежит пачка (12 м) серых мелкозернистых тонкослоистых песчаников с двустворками, мшанками, брахиоподами. Песчаники сменяются вверх по разрезу зеленовато-серыми алевролитами (9 м) с редкими двустворками.

Далее в разрезе вновь следуют серые мелкозернистые песчаники (7 м), в отдельных прослоях известковистые с редкими фораминиферами (*Orthovertella minima* Igon.), двустворками, мшанками и брахиоподами. Песчаники перехо-

Характерные виды и виды-индексы Печорской провинции

Ярус	Серия	Свента	Зона	ХАРАКТЕРНЫЕ ВИДЫ И ВИДЫ-ИНДЕКСЫ	
Уфимский	Воркутская	Кожимрудницкая	Nodosaria netschajewi	 <ol style="list-style-type: none"> 1. <i>Pseudonodosaria antiqua</i> (Chap. et How.) 2. <i>Nodosaria netschajewi</i> Tscherd. 3. <i>Nodosaria krotowi</i> Tscherdynzew 4. <i>Ichtyolaria radegasta</i> Suchov 5. <i>Nodosaria ex gr. noinskyi</i> Tscherdynzew 6. <i>Ichtyolaria daniilowi</i> Suchov 7. <i>Ichtyolaria zavodovskiyi</i> (A.M.-Macl.) 8. <i>Dentalina kalinkoi</i> Gerke 	
			Nodosaria monile	 <ol style="list-style-type: none"> 1. <i>Hyperamminoides stabilis</i> Igonin 2. <i>Ichtyolaria mica</i> (Gerke) 3. <i>Ichtyolaria valeevae</i> Igonin 4. <i>Ichtyolaria reliqua</i> (Gerke) 5. <i>Ichtyolaria ra</i> Suchov 6. <i>Ichtyolaria acutangula</i> Igonin 7. <i>Ichtyolaria kirkbiiformis</i> (Gerke) 8. <i>Ichtyolaria dilemma</i> (Gerke) 9. <i>Nodosaria monile</i> Voron. 	
Кунгурский	Юньягинская	Кожимская	Nodosaria circumita	 <ol style="list-style-type: none"> 1. <i>Ichtyolaria prima</i> (Gerke) 2. <i>Saccamina parvula</i> Gerke 3. <i>Hyperamminoides granulatus</i> Gerke 4. <i>Ichtyolaria inflata</i> (Gerke) 5. <i>Ichtyolaria planilata</i> (Gerke) 6. <i>Ichtyolaria jacutica</i> (Schleifer) 7. <i>Ichtyolaria kruga</i> Suchov 8. <i>Nodosaria circumita</i> Zolot. 	

дят вверх по разрезу в зеленовато-серые (10—12 м) тонкослоистые алевролиты с редкими двустворками. Разрез свиты наращивается зеленовато-серыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками (3, 6 м) с глинисто-известковым цементом, с редкими двустворками, мшанками и брахиоподами. Завершается разрез свиты пачкой (от 9 до 20 м) преимущественно глинистых пород — алевролитов и аргиллитов с тонкими редкими прослоями песчаников и глинистых известняков. Среди ископаемых найдены раковины двустворок. Для нее характерно четкое циклическое строение с постепенным уменьше-

нием общего объема песчаных пород по отношению к глинистым и столь же постепенная смена мелководных морских фаций на лагунно-морские по направлению к кровле свиты. Песчаниковые пачки, лежащие в основании циклов, на юге гряды Чернышева обогащаются известковым материалом и целиком или частично переходят в песчанистые плитчатые известняки (обн. 5), однако состав органических остатков существенно меняется. Среди обломочного материала песчаников местами отмечались обломки раковин псевдофузулин и швагерин, что свидетельствует о размыве нижнепермских пород

Продолжение таблицы

Кунгурский	Кожимская	Nodosaria pseudoincelebrata		1. <i>Glomospira compressiformis</i> Igonin 2. <i>Cornuspira petschorica</i> Igonin 3. <i>Endothyranella tersa</i> Igonin 4. <i>Ammovertella nikitivi</i> Suchov 5. <i>Nodosaria magura</i> Suchov 6. <i>Ichtyolaria multicamerata</i> (Zolot.) 7. <i>Nodosaria pugioidea</i> Zolot. et Igon. 8. <i>Nodosaria pseudoincelebrata</i> Sossip.
		Nodosaria longissima		1. <i>Saccamina duplexa</i> Sossipatrova 2. <i>Tolypammima globulus</i> Suchov 3. <i>Tolypammima perforata</i> Suchov 4. <i>Trepeilopsis australiensis</i> Crespin 5. <i>Protonodosaria quadrangula</i> Gerke 6. <i>Nodosaria shikanica</i> Lipina 7. <i>Protonodosaria rauserae</i> Gerke 8. <i>Nodosaria galinae</i> Gerke et Karav. 9. <i>Nodosaria longissima</i> Sul.
		Nodosaria clavatoides		1. <i>Nodosaria clavatoides</i> Raus. et Scher. 2. <i>Ammodiscus septentrionalis</i> Gerke 3. <i>Orthovertella kojimia</i> Suchov 4. <i>Hyperamminoides ex gr. elegans</i> (Cush. et Wat.) 5. <i>Hyperamminoides proteus</i> (Cush. et Wat.) 6. <i>Tetrataxis conica</i> Ehrenb. 7. <i>Geinitzina parva</i> (Lipina)

во время накопления осадков тайбельчигемской свиты. Верхняя граница свиты отмечается появлением песчано-глинистых пород с пресноводными двустворками и пропластками углей. Общая мощность свиты в описанном разрезе составляет 60—70 м. Фораминиферовый комплекс включает следующие виды: *Glomospira ex gr. gordialis* (Park. et Jon.), *Orthovertella ex gr. protea* Cush. et Wat., *Ammovertella kungurensis* Zolot., *Nodosaria krotowi* Tscherd., *Ichtyolaria mica* (Gerke), *Ich. amygdaleformis* (Gerke). В составе этого комплекса находятся как кунгурские виды *Ammovertella kungurensis* Zolot., *Ichtyolaria amygdaleformis* (Gerke), расположенные в нижней половине разреза так и типично уфимские фораминиферы *Ichtyolaria mica* (Gerke), *Nodosaria monile* Voron. Приведенный комплекс с большой долей уверенности можно сопоста-

вить с комплексом фораминифер зоны *Nodosaria monile* (см. таблицу). К такому же выводу склоняется и В. П. Горский [3], утверждавший, что брахиоподово-мшанковый комплекс тайбельчигемской свиты характерен и для кожимрудницкой свиты Инта-Кожимского района. Тайбельчигемская свита также согласно покрывается кушшорской. На реках Шарью, Заостренная и Большая Сарьюга она плохо обнажена.

Таким образом, разрез Шарью-Заостренного типа отличается от разреза северных районов гряды Чернышева широким развитием карбонатных пород в артинском и кунгурском ярусах и песчано-глинистыми отложениями в уфимском ярусе. Для него характерно развитие региональных перерывов в пограничных слоях кунгурского и уфимского ярусов и на рубеже перми и триаса. По формационным особенностям раз-

рез Шарью-Заостренного типа гряды Чернышева близок к разрезу перми Инта-Кожимского района Косью-Роговской впадины Печорского бассейна.

Литература

1. Погоревич В. В. Пермская система // Геология месторождений угля и горючих сланцев в СССР. М., 1965. С. 83—96.

2. Сухов Е. Е. Комплексы фораминифер в разрезе по р. Кожим и их стратиграфическое значение // Вестник Тамбовского ун-та. Сер. естественные и технические науки. Тамбов, 2005. Т. 10, вып. 3. С. 309—314.

3. Горский В. П. О кожим-терровейской свите и рифовых образованиях на Приполярном Урале // Информационный сборник ВСЕГЕИ. 1960. № 24. С. 49—58.

МЕЛКИЕ ФОРАМИНИФЕРЫ РАЗРЕЗА РЕКИ ЩУГОР (БОЛЬШЕСЫНИНСКАЯ ВПАДИНА)

Е. Е. Сухов

Казанский государственный университет, Казань

Для южных районов Предуральяского прогиба опорным разрезом является разрез у «Нижних ворот» р. Щугор (обн. 3, по И. С. Муравьеву) [1]. Кыртадинская свита представлена в основном переслаиванием глин, алевролитов и песчаников; в средней и в верхней части наблюдаются алевролиты с песчаниками.

Большеелмачская свита представлена в основании песчаниками и оолитовыми известняками с многочисленными остатками раковин брахиопод [2], перекрывается глинисто-алевритовыми отложениями с прослоями мелкозернистых песчаников. В кыртадинской свите (слои 14—19, 23) обнаружено сообщество мелких фораминифер, среди которых следует выделить *Palaeonubecularia uniserialis* Reitlinger, *Tolypammia kusjarkulensis* Lipina, *Nodosaria kirtadiensis* Igonin. В своем большинстве выделенный комплекс мелких фораминифер имеет кунгурский облик. Кыртадинскую свиту следует отнести к верхнекунгурскому подъярису, который будет соответствовать иренскому горизонту биостратиграфической провинциальной фораминиферовой зоне *Nodosaria circumita*. В большеелмачской свите мелкие фораминиферы обнаружены только в слоях 37—39. Комплекс мелких фораминифер бедный и представлен в основном клубковидными формами, характерными для основания уфимского яруса. Особенно многочисленны раковины вида *Palaeonubecularia reitlingera* Igonin.

Основание большеелмачской свиты будет соответствовать соликамскому горизонту (биостратиграфическая провинциальная фораминиферовая зона *Nodosaria monile*). Кунгурский воз-

раст кыртадинской свиты подтверждает также фауна фузулиид, аммоноидей, брахиопод [3, 4], а уфимский возраст большеелмачской свиты подтверждают данные по двустворчатым моллюскам и комплексам миоспор [5].

Ниже приводится описание нового вида фораминифер из отложений уфимского яруса Косью-Роговской впадины.

Hyperammia compressis Suchov, sp. nov.

На з в а н и е в и д а от *compression* (лат.) — сжатие.

Г о л о т и п — голотип № 34/516; ГМ КГУ; Печорская провинция, Косью-Роговская впадина, скв. ВК-21, гл. 834 м; уфимский ярус, лекворкутская свита, соликамский горизонт, биостратиграфическая провинциальная фораминиферовая зона *Nodosaria monile*.



Hyperammia compressis Suchov, sp. nov.: голотип □ 34/516; ГМ КГУ; Печорская провинция, Косью-Роговская впадина, скв. ВК-21, гл. 834, уфимский ярус, зона *Nodosaria monile*

О п и с а н и е. Раковина довольно крупная, слегка изогнутая в основании (в виде сапога), двухкамерная. Первая камера от слегка округлой, до вытянутой. Место сочленения со второй камерой плохо выражено. Вторая камера в виде вытянутой трубки, заметно сужающейся к устью. Поверхность раковины неровная, бугристая, в виде пережимов и наростов. Поверхность шероховатая. Наибольшая ширина приходится на первую половину раковины. Внешняя часть стенки сложена мелкозернистым, в основном кремневым, хорошо сцементированным песчаником, внутренняя часть стенки состоит из песчинок разного размера. Устье узкое, округлое, может быть слегка сжатым. Длина раковины от 1.7—2 мм, ширина от 0.2—0.4 мм.

С р а в н е н и е. Вид *Hyperammina compressis* Suchov обнаруживает сходство *Hyperammina borealis* Gerke, но отличается от него неровной поверхностью, а также более узким устьем.

И з м е н ч и в о с т ь может проявляться в размерах раковины. Поверхность может быть более гладкой.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Печорская провинция, Косью-Роговская впадина, скв. ВК-21;

уфимский ярус, лекворкутская свита, соликамский горизонт, зона *Nodosaria monile*.

М а т е р и а л. Несколько экземпляров из опорной скв. ВК-21, гл. 834 м; уфимский ярус, лекворкутская свита, соликамский горизонт, зона *Nodosaria monile*.

Литература

1. Муравьев И. С. Стратиграфия и условия формирования пермских отложений Печорского Приуралья. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1972. 202 с.

2. Малышева Е. О. Палеогеография и фации Тимано-Печорского региона на рубеже кунгурского и уфимского веков // Стратиграфия. Геол. Корреляция, 2001. Т. 9. № 4. С. 16—29.

3. Чувашинов Б. И. Пермская система, нижний отдел, пограничные отложения нижней-верхней перми // Проблемы стратиграфии Урала. Свердловск, 1990. С. 30—62.

4. Чувашинов Б. И. Кунгурский ярус пермской системы (проблемы выделения и корреляции) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 10—28.

5. Канев Г. П. Детальная биостратификация верхнепермских отложений Большесынинской впадины Северного Приуралья // Геология Европейского Севера России. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 1997. Сб. 1. С. 46—53.

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ТРЕНДЫ СПОР РАНИХ НАЗЕМНЫХ РАСТЕНИЙ

О. П. Тельнова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

О темпах развития растительного мира в палеозое наиболее полную информацию дают спорово-пыльцевые комплексы [2, 6, 7, 8]. Изменения морфологии и размеров спор в геологическом разрезе отражают эволюцию растений и, поэтому, четко фиксируют смену флористических сообществ в истории Земли [12, 14].

Однако, для первых наземных сосудистых растений, как показал ретроспективный анализ спор *in situ*, характерны сходные морфологические типы [10]. В спорангиях раннепалеозойских растений различных филогенетических линий развивались споры со сходными морфологическими признаками (скульптурные элементы спородермы однообразны и имеют одноярусное расположение) и их можно отнести к одним и тем же родам дисперсных спор (*Calamospora*, *Retusotriletes*, *Apiculiretusispora*, *Ambitisporites*, *Granulatisporites*, *Cyclogranisporites*). С явлени-

ем гомеоморфии [1, 3] связана одна из основных объективных проблем в систематике раннепалеозойских дисперсных миоспор. Такое сходство не исключает случаи объединения под одним видовым названием двух и более видов, принадлежащих к разным родам, семействам и более крупным таксономическим иерархиям. К тому же, эти споры имели сходное ультратонкое строение с недифференцированной на слои гомогенной спородермой [10, 16]. Сходство не только морфологии, но и внутреннего строения позволяет считать, что основной причиной широко развитой гомеоморфии у спор первых наземных растений является близкий эволюционный уровень их развития.

До настоящего времени остаются открытыми проблема оценки биологической сложности и связанная с ней проблема прогрессивной эволюции. Древний тип спородермы может по-

вторяться в исходной группе новой филогенетической линии и у высоко специализированных растений на разных уровнях эволюции. Гомогенная экзина, являясь самой простой в структурном плане, характерна не только для силурийско-раннедевонских растений. Подобная структура обнаружена и у мезозойских древовидных папоротников, а также у некоторых современных папоротников и покрытосеменных [9, 11]. При этом нередко примитивные признаки сочетаются с весьма продвинутыми, что создает картину «мозаичной эволюции». Это явление особенно распространено среди так называемых переходных форм, стоящих на рубеже крупных таксонов. Однако формы не образуют переходов, а обнаруживают «мозаику» анцестральных признаков вышестоящего таксона.

У спор позднедевонских растений более разнообразны ультраструктурные типы экзины. Поэтому они могут быть использованы в качестве эталонных при определении таксономической принадлежности дисперсных миоспор. Широко распространенным видом экзины является ячеистая структура, которая, по-видимому, представляла исходный тип эктэкзины. Подобная эктэкзина отмечена у археоптерисовых, ископаемых семенных папоротников и у некоторых современных папоротников (*Asplenium*).

Изучение ультратонкого строения спородермы как признака, наиболее жестко коррелируемого с филогенетической принадлежностью таксона, у древних и современных растений показало следующее [9]. Начиная с самых древних — первых наземных растений и до самых высокоорганизованных — современных покрытосеменных, в ультратонком строении спородермы, можно выделить относительно небольшое число структур. В эволюции спородермы эти структуры повторяются в различных сочетаниях, образуя огромное разнообразие морфологических признаков экзины. Сегодня не представляется возможным найти в пределах хотя бы одной филогенетической группы непрерывную цепь эволюционных преобразований от предков к потомкам через серию переходных форм. Можно выделить только эволюционные тренды: первый, проявляющийся в тенденции витализации слоев спородермы (локальные уменьшения толщины экзины, разрыхление слоев, образование полостей, воздушных мешков и т. д.); второй установлен в морфологии поверхности спородермы — формирование в процессе эволюции многоярусного расположения различных по форме и размерам скульптурных элементов. В эволюционно продвинутых группах растений

скульптура, состоящая из сходных по строению и размерам элементов, становится признаком высокой специализации.

Возможно, повторяемость признаков как внешней морфологии спор, так и ультраструктуры спородермы, в разных таксонах и на разных эволюционных уровнях связана с мозаичностью генома эукариот. Поскольку установлено, что базовые процессы жизнедеятельности кодируются сравнительно небольшим числом генов, пул которых, вероятно сформировался на заре эволюции при участии горизонтального переноса и с тех пор отличается значительным сходством и эволюционной стабильностью.

Морфологические и ультраструктурные тренды спор первых наземных растений в некоторой степени могут свидетельствовать в пользу монофилетического происхождения высших растений, указывая на достаточность исходного генетического материала для постепенного усложнения в процессе эволюции. В последнее десятилетие накапливается все больше свидетельств о том, что растения произошли от одноклеточного протиста *Prasinophyta* с последующим постепенным усложнением до харовых водорослей и выходом на сушу [5]. Из вариантов, расположенных у основания филогенетического дерева, возникли сосудистые растения, которые составляют ствол дерева и служат определяющим фактором эволюции биосферы в субаэральной среде.

Существует мнение о том, что виды с новым типом организации возникали порой взрывообразно, после чего наступал палеонтологический стазис, когда темпы морфологической эволюции были низки, несмотря на то, что эволюция отдельных генов, по данным молекулярной филогении, не прекращалась [13, 15].

Анализ спор, выделенных из репродуктивных органов археоптерисовых растений и их распространение в палинокомплексах среднепозднедевонского возраста свидетельствуют об отсутствии скачкообразного характера изменения флоры на границах стратиграфических подразделений и о преемственности эволюционного развития в филогенетических группах девонских растений [11].

Этот же вывод подтверждает и детальное изучение наиболее полных разрезов пограничных отложений крупных стратиграфических подразделений (франского и фаменского ярусов, девонской и каменноугольной систем), где выделяются «переходные» слои, предшествовавшие кризисным границам — «вымирания» биологических видов. Для палинокомплексов из

«переходных» слоев характерным является уменьшение таксономического разнообразия, доминирование одного или нескольких видов и появление новых форм — компонентов более молодых флористических сообществ. Вымирание в одних крупных группах растительного мира сопряжено в то же время с массовым распространением и вспышкой формообразования у других [11, 12].

Эволюционные тренды древнейших спор свидетельствуют о том, что переход растений к наземному существованию (поздний ордовик — ранний девон) не носил одномоментный характер, а представлял собой многоступенчатый процесс формирования континентальной биоты. Полученные данные свидетельствуют об отсутствии скачкообразного характера изменения флоры на границах стратиграфических подразделений и о преемственности эволюционного развития в филогенетических группах девонских растений. Глобальный тренд эволюции спородермы — рост сложности ее организации.

В настоящее время бесспорным является тезис об усложнении биоты в ходе эволюции. Прогрессивный характер эволюции демонстрируют как палеонтологические данные, так и систематика современных организмов. Эволюцию автор рассматривает как необратимое, прогрессивное развитие органического мира, которое детерминировано, прежде всего, внутренними факторами, обуславливающими прохождение конкретных стадий в определенной последовательности. Регрессивные стадии — это крайнее проявление влияния абиотических факторов на популяцию.

Литература

1. *Анистратенко В. В.* Гомеоморфия: суть явления и его значение для систематики и филогенетики (на примере брюхоногих моллюсков) // Вестник зоологии, 1998. Т. 32. №1-2. С. 98—107.

2. Биотические события на основных рубежах фанерозоя / Под ред. В. В. Меннера. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 220 с.

3. *Воробьева Э. И.* Морфофункциональный подход в палеонтологии // Палеонтол. журнал, 2007. № 4. С. 3—15.

4. *Грант В.* Эволюция организмов. М.: Мир, 1980. 407 с.

5. *Заварзин Г. А.* Роль комбинаторных событий в развитии биоразнообразия // Природа, 2002. № 6. С. 9—19.

6. *Меннер В. В.* Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит // Тр. ГИН АН СССР, 1962. Вып. 65. 375 с.

7. *Наумова С. Н.* Споры и пыльца углей СССР // Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса 1937. М.-Л., 1939. Т. 1. С. 355—266.

8. *Тельнова О. П.* Этапы развития девонских миоспор // Обоснование границ стратиграфических подразделений. Сыктывкар, 1994. С. 16—26. (Тр. ин-та геологии КНЦ УрО РАН; Вып. 82).

9. *Тельнова О. П.* Миоспоры из средне-верхнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции. Екатеринбург, УрО РАН. 2007. 136 с.

10. *Тельнова О. П., Мейер-Меликян Н. Р.* Споры в репродуктивных органах девонских растений. СПб.: Наука. 2002. 78 с.

11. *Шуклина А. С., Полева С. В.* Споры in situ и проблемы классификации мезозойских древовидных папоротников // Палеонтол. журн., 2007. № 3. С. 78—84.

12. *Banks H. P.* Floral assemblages in the Siluro-Devonian // Biostratigraphy of Fossil Plants. 1980. P. 1—24.

13. *Jong W. W.* Molecules remodel the mammalian tree // Trends Ecol. Evol., 1998. Vol. 13. № 7. P. 270—75.

14. *Kenrick P., Crane P. R.* The origin and early diversification of land plants: A cladistic study. Washington: Smith. Instit. Press. 1997. 592 p.

15. *Mallet J.* Species concepts. // Evolutionary Genetics: Concepts and Case Studies /Eds. Fox, C.W. & Wolf, J.B.). Oxford University Press, Oxford, 2006. P. 367—373.

16. *Wellman C. H., Osterloff P. L., Mohiuddin U.* Fragments of the earliest land plants // Nature, 2003. V. 425. P. 282—285.

О ГРАНИЦАХ ОТДЕЛОВ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ

В. С. Цыганко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

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 существовавшего с конца силурийского периода континента Лавруссия явилось регрессивно-трансгрессивное событие, известное как событие **таганик (Taghanic event)** [1—4]. Название события происходит от названия яруса Taghanic, которое дал соответствующему интервалу разреза среднего девона Купер [5]. Событие существенным образом коснулось и окраин Европейского материка, входившего в состав континента Лавруссия. Оно 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** [6—8]. На территории этих регионов преимущественно терригенные образования пашийской свиты залегают с размывом на различных уровнях более древних подстилающих отложений, имеющих возрастной диапазон от среднеживетского подъяруса, представленного чеславским горизонтом или его аналогами, до докембрийских пород венда. Учитывая, что в среднем девоне восточная окраина Русской платформы и Урал находились в зонах тропического и субтропического климата, на многих участках этих регионов активно происходило латеритное выветривание и формирование пород бокситового ряда.

Очень значительным явилось приуроченное к событию **таганик** вымирание многих таксонов беспозвоночных организмов различного уровня. На Приполярном Урале существовавшее до этого события сообщество организмов ровного дна, судя по сохранившимся от размыва отложениям нижнеживетского подъяруса, было представлено строматопоратами родов *Actinostroma*, *Trupetostroma*, *Stachyodes*, табулятами родов *Caliapora*, *Thamnopora*, *Gracilopora*, *Crassialveolites*, ругозами *Cosjuvia*, *Spasskiella*, *Disphyllum*, *Bethanyphyllum*, *Nardophyllum*, *Dialithophyllum*, брахиоподами родов *Denckmanella*, *Stringocephalus*, *Kozirium*,

Rennsellandia, двустворками рода *Paracyclas*, остракодами более десяти родов.

В результате события **таганик** на рубеже ранний/поздний живет глобальных масштабов приобрело полное вымирание цистиморфных кораллов ругоз [9, 10] и массивнораковинных брахиопод отряда Terebratulida (*Stringocephalus*, *Rennsellandia* 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 углубление бассейна. Восстановление сообществ организмов происходило постепенно, при очень слабом влиянии миграционного фактора.

На Приполярном Урале серия осадков позднего живета трансгрессивной фазы события **таганик** залегают на неровной поверхности брекчированных и закарстованных известняков нижнеживетского подъяруса. Ее основание представлено пашийской свитой—песчанистыми алевролитами, бобовыми шамозитовыми рудами с обилием гирогонитов харовых водорослей *Sygidium melo uralensis* Karpinskyi, переслаиванием глин, песков и углистых аргиллитов. Вверху два пласта песчаников с гирогонитами харовых, костями позвоночных и обугленными стволиками растений. Общая мощность свиты 2.3 м. Венчает серию маломощная толща переслаивания песчаников, глин и песчанисто-глинистых известняков кыновской свиты (2.5 м). Ее биоценоз составляют ругозы рода *Disphyllum*, брахиоподы родов *Atrypa*, *Uchtospirifer*, *Timanospirifer*, *Spinocyrtia*, *Athyris*, конодонты *Polygnathus ljaschenkoi*, *Icriodus brevis*. 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 только в результате эвстатического события **фран (Frasnes event)** [11], 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** знаменуется существенным увеличением разнообразия головоногих моллюсков и особенно аммоноидей [12]. Установлено, что их комплекс во франском веке насчитывал более 30 родов, из которых лишь два существовали и в среднем девоне. На первый взгляд менее существенным было обновление на этом рубеже преимущественно планктонных радиолярий: во фране выявлены 19 их видов, принадлежащих 13 родам, по сравнению с 14 видами и 10 родами, существовавшими в паший-кыновское время [13]. В то же время во фране число их особей возросло на несколько порядков, что нашло отражение в образовании пород, известных как радиоляриты. Существенное обновление испытала и такая важная для девонской стратиграфии группа ископаемых, как конодонты [14]. На начало франы (s.s.) приходится стадия адаптивной радиации конодонтофорид с пальматолеписовым платформенным элементом, произошедших от рода *Polygnathus*. Кроме рода *Palmatolepis* во фране существовали представители многочисленных, но более короткоживущих родов: в начале франы — *Mesotaxis* и *Ancyrodella*, а в середине века — *Ancyrognathus* и *Ancyrognathoideus*. Что касается остальных групп организмов, в том числе бентосных, событие **фран** [11] привело к ликвидации большинства существовавших в позднем живете изолированных экологических ниш и широкому распространению космополитных и полирегиональных таксонов.

Обусловленные трансгрессивным событием **фран** существенные изменения в составе биоты, наблюдаемые в глобальном масштабе, стали предметом рассмотрения данного уровня подкомиссией по стратиграфии девона (SDS) Международной стратиграфической комиссии в качестве границы между живетским и франским ярусами и, соответственно, между средним и верхним отделами девона. В 1982 г. было утверждено решение этой комиссии о проведении границы между средним и верхним отделами девонской системы на уровне основания конодонтовой зоны *Lower asymmetricus*. Объем последней определялся совместным нахождением *Polygnathus asymmetricus* и типового вида рода *Ancyrodella* *A. rotundiloba* s.s. [15—17]. После уточнения уровень междуна-

родного стандарта границы живетского и франского ярусов был установлен внутри зоны *Lowermost asymmetricus* [18]. Согласно новой стандартной шкале зональности верхнего девона по конодонтам этот уровень приходится на середину подзоны *Lower Mesotaxis falsiovalis* [19]. SDS рекомендует в непрерывных разрезах определять границу D_2/D_3 по появлению древнейших представителей рода *Ancyrodella* — *A. soluta* и *A. pristina*. На западном склоне Урала и на Русской платформе этот уровень практически совпадает с основанием саргаевского горизонта западного склона Урала и востока Русской плиты.

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 события Кельвасер — нижним и верхним. Менее масштабный урон морской биоте был нанесен на рубеже девонской и каменноугольной систем, где отмечено только одно, Хангенбергское эвстатическое событие.

Публикация поддержана Программой фундаментальных исследований Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция геобиологических систем».

Литература

1. Aboussalam Z. S. Das «Taghanic-Event» im höheren Mittel-Devon von West Europa und Marokko // Munstersche Forschungen zur Geologie und Palaontologie. 2003. Heft 97. S. 3—332.

2. *Aboussalam Z. S., Becker R. T., Schultze H.-P.* The global Taghanic Biocrisis in the Upper Givetian (Middle Devonian) // 15th International Sencenberg Conference: Mid-Palaeozoic Bio- and Geodynamics—the North Gondwana–Laurussia Interaction. Frankfurt am Main, 2001. P. 1.
3. *Marshall J. E. A., Plink–Djorklund and Mark–Kurik E.* Recognising the Givetian Taghanic Event in the Devonian Baltic Basin and its importance as a high-resolution international correlation datum // The Seventh Baltic Stratigraphical Conference, 2008. Estonia, Tallinn, 2008. P. 47.
4. *Цыганко В. С.* Цикл событийных явлений и биота на рубеже среднего и верхнего отделов девона // Критические явления в развитии фанерозойской биоты: причины и следствия. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 14–29.
5. *Cooper G. A. and others.* Correlation of the Devonian sedimentary formations of North America // Geol. Soc. America Bull., 1942. V. 53. P. 1729–1793.
6. *Белусов А. К.* Бокситы и диаспор-шамозитовые руды западного склона Южного Урала // Бокситы. 1937. Т. 2. С. 70–121 (Тр. ВИМС. Вып. 112).
7. *Домрачев С. М., Мелещенко В. С., Чочиа Н. Г.* Стратиграфия девонских отложений западного склона Урала в пределах Уфимского амфитеатра и Кара-тау (бассейны рек Уфы, Ая, Юрезани и Сима) // Известия АН СССР. Сер. геологическая, 1948. № 1. С. 69–100.
8. *Цырлина В. Б.* Девонские отложения бассейна р. Чусовой // Тр. ВНИГРИ. 1958. Вып. 127. 126 с.
9. *Цыганко В. С.* Основные черты эволюции сообществ рогоз в девоне на Европейском Северо-Востоке // Экостратиграфия и ископаемые сообщества палеозоя и мезозоя Европейского Северо-Востока. Сыктывкар, 1995. С. 12–20. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып. 86).
10. *Цыганко В. С.* Рогозы палеозоя // Этапность развития палеозойской биоты и ее корреляционный потенциал. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 35–42.
11. *House M. R.* Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations // Nature, 1985. V. 313. № 5997. P. 17–22.
12. *Богословский Б. И.* Аммоноидеи // Стратиграфия СССР. Девонская система. Книга 2. М.: Недра, 1973. С. 246–250.
13. *Афанасьева М. С.* Атлас радиоларий палеозоя Русской платформы. М.: Научный мир, 2000. 480 с.
14. *Халымбаджа В. Г.* Конодонты верхнего девона востока Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань: Изд-во КГУ, 1981. 216 с.
15. *Ziegler W., Klapper G.* 1982. Devonian series boundaries: Decisions of the IUGS Subcomission. // Episodes, 1982. № 4. P. 18–21.
16. *Ziegler W., Klapper G.* Stages of the Devonian System // Episodes, 1982. №2. 104–109.
17. *Klapper G., Feist R., House M. R.* Decision on the Boundary Stratotype // Episodes, 1987. V. 10. № 4. P. 97–101.
18. *Sandberg Ch. A., Ziegler W., Bultynck P.* Middle-Upper Devonian series boundary as an example of intent and reality in biostratigraphic zonation // Newsletter Stratigraphy, 1988. V. 18. № 2. P. 117–121.
19. *Ziegler W., Sandberg Ch. A.* The Late Devonian Standard Conodont Zonation // Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 1990. Band. 121. P. 3–115.

РЕЗУЛЬТАТЫ АБСОЛЮТНОГО ДАТИРОВАНИЯ ПЕТРОТИПИЧЕСКИХ МАССИВОВ РИОЛИТОВ ПОЖЕМСКОГО КОМПЛЕКСА НА УЧАСТКЕ ПОЖЕМАВИС

А. В. Черкашин, М. А. Шишкин, Е. В. Молчанова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Объектом изучения являются риолиты пожемского комплекса, распространенные на западном склоне Полярного Урала в отложениях раннего палеозоя Зилаиро-Лемвинской структурно-формационной зоны. Существующее сегодня мнение об их возрасте в основном опирается на геологические данные, свидетельствующие о наличии активных контактов риолитов пожемского комплекса с отложениями погурей-

ской свиты позднего кембрия–раннего ордовика и отчасти грубеинской свиты ордовика. Соответственно, возраст комплекса принимается как позднекембрийско-раннеордовикский [1].

Пожемские риолиты впервые выделены в самостоятельной комплекс И. А. Петровой в 1976 г. Они широко распространены на Полярном Урале, в Лемвинской структурно-формационной зоне, в пределах Грубеинской и в мень-

шей мере Тыкотловской пластин Лемвинского аллохтона. Комплекс представлен цепочками даек, силлов, реже штокообразных залежей. Протяженность полосы его распространения в Грубеинской пластине составляет около 70 км, в Тыкотловской — на протяжении около 120 км. Мощность тел обычно колеблется от нескольких до 240 м при протяженности до 3 км. Вмещающими породами являются отложения погурейской (ϵ_3-O_1), грубеинской (O_{1-2}) и кокпельской ($O_1?$) свит. Контакты с вмещающими породами интрузивные с апофизами и маломощными экзо- и эндоконтактовыми зонами. Предполагается, что формирование комплекса связано с рифтогенной стадией уралид.

В составе пожемского комплекса в основном развиты риолиты и трахириолиты с порфировой, реже афировой структурами. Порфировые вкрапленники составляют до 30 % объема породы и представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, иногда плагиоклазом. Основная масса имеет фельзитовую и сферолитовую структуру, состоит из тех же минералов и незначительного количества биотита и стильпномелана. В эндоконтактовых зонах некоторых тел отмечались рибекит и эгирин. По химизму образования пожемского комплекса отличаются резким преобладанием K_2O над Na_2O (до 11 %) [1].

Для уточнения времени становления комплекса нами было произведено изучение риолитов в петротипическом районе его развития на участке Пожемавис (Дальний). В пределах участка развита серия риолитовых тел образующих вытянутую извилистую цепочку среди отложенной верхней части погурейской свиты. Наиболее крупные из них имеют собственные названия: Дальний, Северный, Подкова (рис. 1).

По своим петротипическим особенностям риолиты всех массивов одинаковы. Они представлены порфировыми разностями, с вкрапленниками размером 3—22 мм (10—30 %), представленными изометричными кристаллами кварца, калиевого полевого шпата (ортоклаза) и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (олигоклаз?). Основная масса фельзитовая или сферолитовая структура, серицитизирована и состоит из тех же минералов и небольшого количества биотита. Вторичные минералы: мелкие зерна эпидота, редкие кристаллы магнетита, волосовидные прожилки новообразованного кварца.

Для определения абсолютного возраста были отобраны три пробы с массивов Дальний (пробы № 193/2 и 2110) (рис. 2) и одна с массива Северный (проба № 198) (рис. 3). Были выделены единичные цирконы, которые исследовались в ЦИИ ВСЕГЕИ, специалистами Д. И. Матуко-

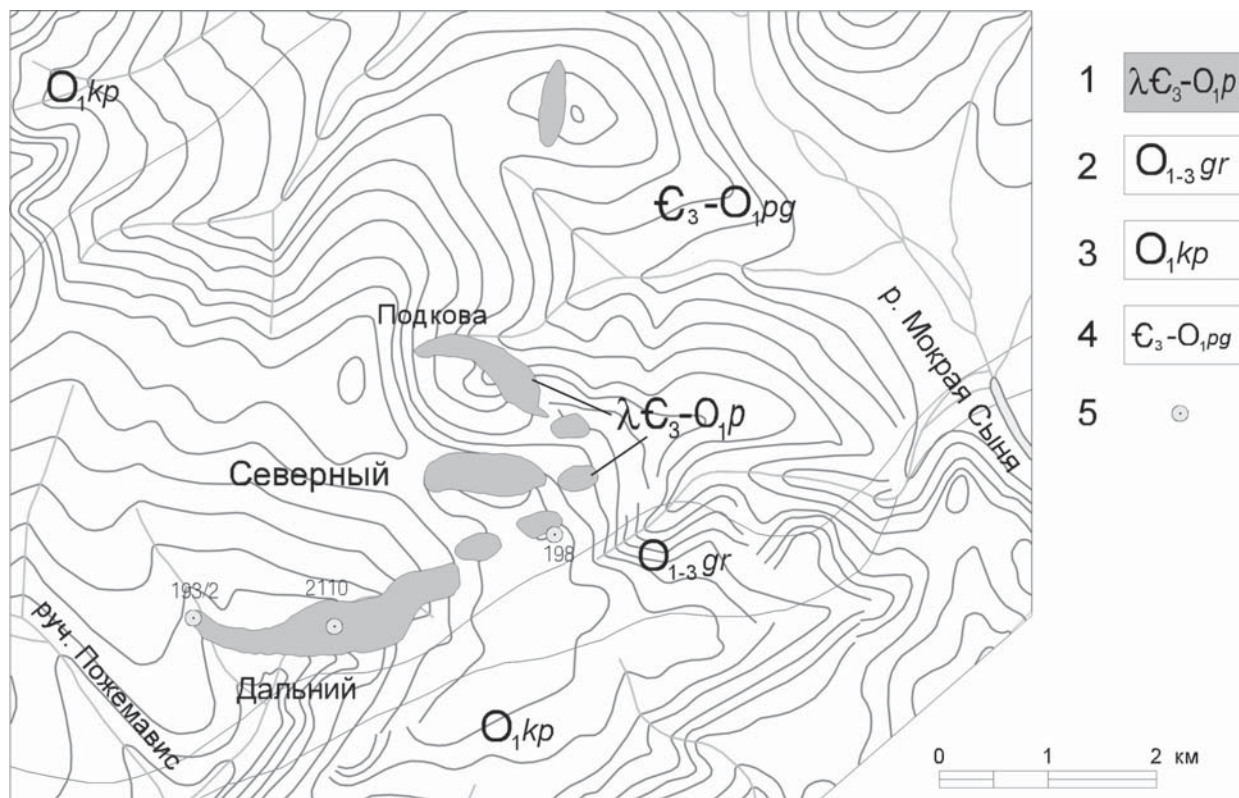


Рис. 1. Геологическая карта участка Пожемавис.

1 — пожемский риолитовый комплекс; 2 — грубеинская свита (лиловые, зеленые алевролиты, сланцы); 3 — кокпельская свита (метабазальты, спилиты, алевролиты, сланцы); 4 — погурейская свита (полимиктовые, вулканические конгломераты, песчаники, алевросланцы); 5 — места отбора проб

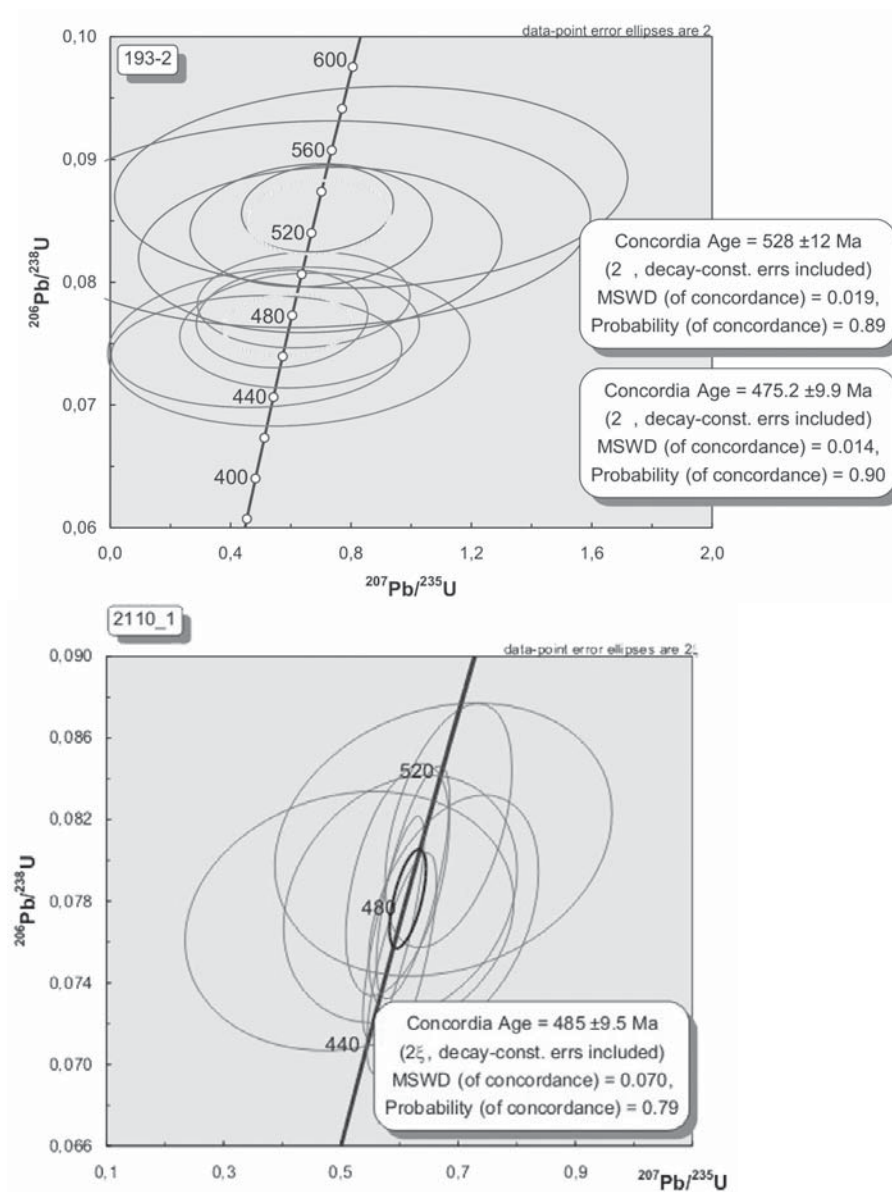


Рис. 2. Результаты датирования риолитов, массив Дальний, пробы □□ 193/2 и 2110

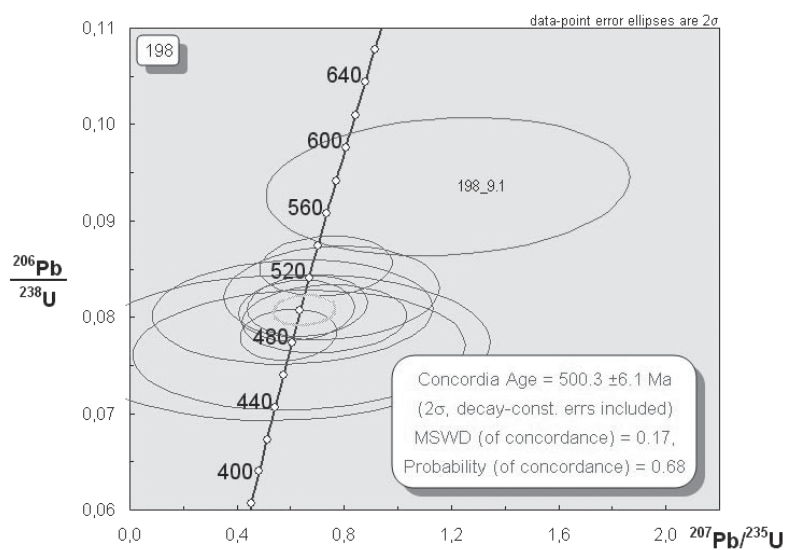


Рис. 3. Результаты датирования риолитов, массив Северный, проба □ 198

вым, Н. В. Родионовым, И. П. Падериним, на ионном микрозонде SHRIMP-II, U-Pb методом датирования по единичным зернам цирконов.

Полученные результаты характеризуют возраст внедрения риолитов пожежского комплекса в петротипическом районе как поздне-кембрийский — ранне-ордовикский: значения датировок варьируют в пределах 475—500 млн лет.

В одной из проб (№ 193/2) с массива Дальний выделена группа цирконов с возрастом 528 ± 12 млн лет, которые вероятнее всего характеризуют возраст субстрата, за счёт которого происходило выплавление риолитов. Полученные результаты одновременно подтверждают и позднекембрийско-раннеордовикский возраст погурейской свиты, с которой они имеют на участке активные контакты.

К массиву Дальний на участке приурочено одноименное золото-полиметаллическое проявление. Оруденение представлено шестью минерализованными зонами мощностью до 50—64 м и протяженностью до 600 м. Главный тип минерализации — вкрапленная и прожилково-вкрапленная в эндоконтактных зонах риолито-

вых тел, а также — жильные зоны и отдельные жилы. Минеральный состав: пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, борнит, ковеллин, золото. Последнее образует включения в галените и самостоятельные выделения размером до 1 мм. В основном золото субмикроскопическое и дисперсное. Опираясь на непосредственные полевые наблюдения распространения золото-сульфидного оруденения как в самих телах риолитов, так и в приконтактных частях вмещающих пород, можно сделать вывод, что процесс рудообразования являлся сингенетическим процессам формирования комплекса и тождественен ему по времени. Таким образом проведенное датирование позволяет точно установить возраст формирования оруденения Пожежависского золото-полиметаллического узла.

Литература

1. Шишкин М. А., Астапов А. П., Кабатов Н. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаб 1:1 000 000 (третье поколение), Уральская серия, Лист Q-41 (Воркута), объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2005.

О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ПАЛЕОДЕПРЕССИЙ СРЕДНЕГО ТИМАНА

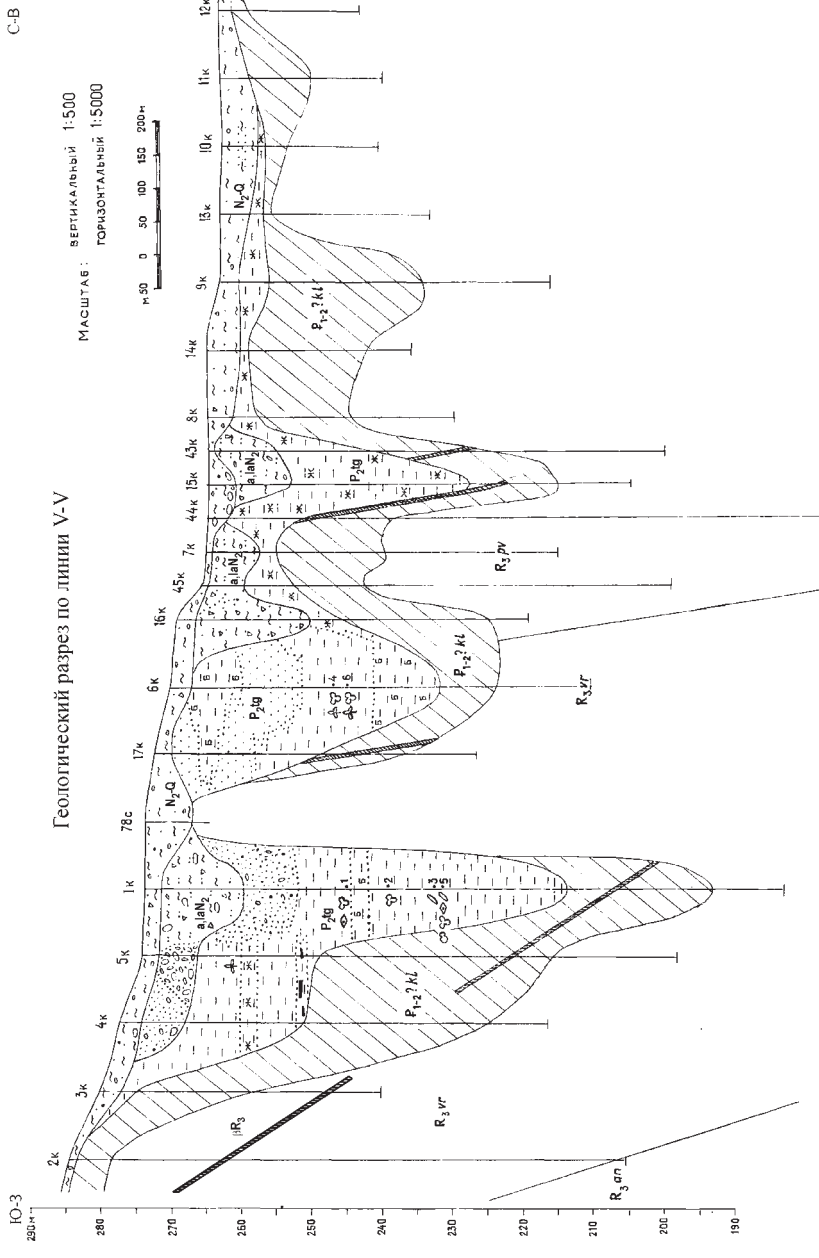
И. Ф. Любинский¹, Л. И. Опаренкова²

¹ООО «Боксит Тимана», ²ООО «Ухтинская ГРЭ», Ухта

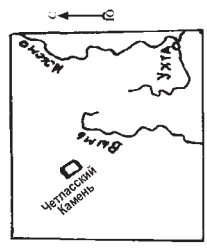
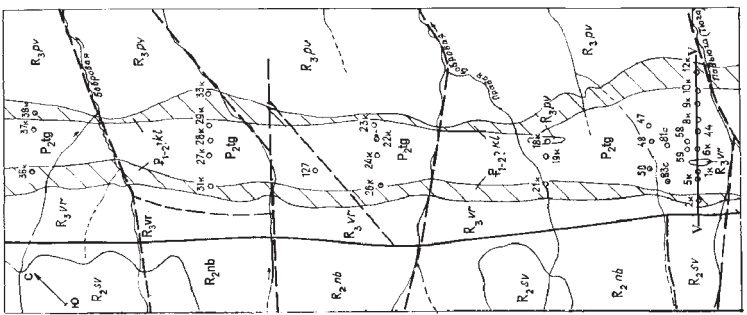
Марганценовая палеодепрессия на Среднем Тимане впервые была обнаружена в 1971 г. на северо-восточном склоне Четласского Камня в верховьях ручья Косъель при проведении геологической съемки масштаба 1:50 000. В 1978—1983 гг. в результате проведенных на Четласском Камне электроразведочных и гравиметрических работ было выделено свыше 30 участков развития низкоомных пород, предположительно соответствующих площадям развития девонских кор выветривания, сохранившихся в палеодепрессиях. При заверке геофизических аномалий во время проведения поисковых работ на бокситы, редкометалльные россыпи и марганец было установлено наличие единой протяженной палеодепрессии, выработанной по отложениям ворыквинской и павьюгской свит верхнего рифея. Она прослежена фрагментарно вдоль Четласского Камня от верховьев р. Ворыква до р. Светлая.

Наиболее детально палеодепрессия изучена при поисках марганца на Ворыквинской площади (см. рисунок), где она заполнена корами выветривания карстового типа и каолинизированной терригенной (песчано-алевролитоглинистой) толщей, которые в Тиманской серийной легенде предложено выделять соответственно как косъельскую толщу и тюгинскую свиту.

Косъельская толща сложена элювиальными марганценовыми корами выветривания, образованными по терригенно-карбонатным и карбонатным отложениям ворыквинской и павьюгской свит верхнего рифея, и продуктами их локального переотложения. Название дано по р. Косъель. На Ворыквинской площади косъельская толща распространена полосой длиной 25 км, шириной 0.3—2 км. Залегает она на абс. отм. 190—285 м; в пределах отдельных останцов коренных пород отсутствует (см. рисунок). По бор-

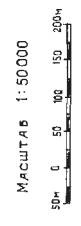


С-В



Условные обозначения

N ₂ Q	1	а.п.п.	2	P ₂ nb	3	P ₂ kl	4
R ₃ pv	5	R ₃ vr	6	R ₃ om	7	R ₂ nb	8
R ₂ sv	9	П.В.З.	10	Б-Б	11	Б-Б	12
—	13	—	14	Б-Б	15	Б-Б	16
—	17	—	18	—	19	—	20
—	21	—	22	—	23	—	24
—	25	—	26	—	27	—	28
—	29	—	30	—	31	—	32
—	33	—	34	—	35	—	36



Схематическая геологическая карта Ворыкинской площади.

1 — неогеновая система, плиоцен — четвертичная система. Покровные суглинки, реже супеси со слабоокатаным гравием, галькой, в нижней части с щебнем кварцитов, сланцев, доломитов; 2 — аллювиально- и озерно-аллювиальные пески различной зернистости, супеси, суглинки с гравием, галькой и валунами доломитов, кварцитов, валуники; 3—4 — палеогеновая система: 3 — тулинская свита. Глины, мелко-тонкозернистые кварцевые пески, слабоцементированные песчаники и алевролиты, 4 — косельская железисто-марганцовистая кора выветривания по терригенно-карбонатным и карбонатным отложениям ворыкинской и павыогской свит верхнего рифея. Глины желтовато-бурые, темно-бурые, охристые, рыхлые с реликтовой слоистостью; 5—7 — верхний рифей: 5 — павыогская свита. Доломиты, известняки, 6 — ворыкинская свита. Известняки, глинистые известняки, метамергели, карбонатные кварц-хлорит-серцитовые сланцы, 7 — аныгская свита. Кварциты, кварцито-песчаники, прослои сланцев; 8—9 — средний рифей: 8 — новоборовская свита. Сланцы кварц-хлорит-серцитовые, алавросланцы, реже матаалевролиты, 9 — светлинская свита. Кварциты, кварцито-песчаники, сланцы, алевросланцы, гравелиты; 10 — верхнерифейские интрузии. Метадолериты; 11 — суглинки; 12 — супеси; 13 — глины неравномерно алевролитистые, светло-серые, серые, голубовато-серые, темно-серые; 14 — глины серовато- и охристо-желтые, желтовато-коричневые; 15 — глины каолинитовые, белые, серовато- и желтовато-белые; 16 — пески, алевролиты; 17 — слабо сцементированные песчаники. 18 — галька; 19 — гравий; 20 — валуны; 21 — щебень, не окатанные обломки местных пород (кварцитов, сланцев, доломитов); 22 — кора выветривания; 23 — прослои черных углистых глин; 24 — марганцевые руды; 25 — гнезда гидроокислов железа; 26—30 — ископаемые остатки: 26 — органикоостенный фитопланктон (диноцисты), 27 — споры и пыльца, 28 — диатомовые водоросли, 29 — спилкулы губок, 30 — слабо углефицированные остатки деревьев, наземных растений; 31 — геологические границы; 32 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 33 — Ворыкинская поисковая площадь; 34 — скважины и их номера; 35 — места отбора проб на палинологический анализ; 36 — линия геологического разреза

там палеодепрессии выходит на доплиоценовую поверхность. Элювиальные коры представлены глиноподобными, пелитоморфными, рыхлыми, часто землистыми, маркированными породами желто-бурого, коричнево-бурого, бурого до черного цвета, с реликтивными (слоистыми, волнисто-слоистыми, плейчатными) и сложными просадочными, контракционными, обломочными текстурами. Переотложенные коры похожи на элювиальные, с которыми тесно связаны генетически и пространственно. Отличаются от них примесью кварцевого песчаного материала, наличием мелких обломков выветрелых кварцитов, горизонтальной слоистостью, несвойственной элювиальным корам. Коры выветривания сложены гидрхлоритом, гидрослюдой, гетитом, гематитом, каолинитом, кварцем. В них в разных количествах (до образования марганцевых и железных руд) содержатся марганцевые, железо-марганцевые и железные желваки, почковидные агрегаты и обломки размером 1—5 мм. Из минералов марганца наиболее широко распространен псиломелан, присутствуют пиролюзит, минералы группы криптомелана—голландита, асболан. Мощность косьельской толщи достигает 47 м.

Тюгинская свита. Название дано по старому названию р. Павьюга — Тюга. За стратотип предложено принять разрез скв. 6-к на р. Павьюга. Тюгинская свита залегает на косьельской толще согласно. В углубленных частях депрессии нижняя часть свиты (12—42 м) сложена глинами, верхняя (до 17 м) — алевролитами и песчаниками с линзами глин, в бортовых частях преобладают глины.

Глины серые, серовато-белые, белые, темно-серые, зеленовато-, желтовато- и буровато-серые, реже пятнистые и полосчатые, неравномерно алевритистые, местами тонкослоистые, маркированные, изредка отмечается мелкая галька кварцитов. Слоистость горизонтальная и слабо волнистая. Во внешней части керна она деформирована при бурении и подъеме керна, в результате чего на его поверхности появляется гофрировка, напоминающая плейчатость. В скв. 6-к и 5-к среди темно-серых глин в прослое мощностью 0.8—1.0 м встречены многочисленные слабо углефицированные древесные остатки и остатки коры дерева (очевидно, хвойного, имеющего сходство с корой лиственницы) коричневого цвета. По данным рентгено-структурного и дифференциально-термического анализа глины состоят из кварца, гидрослюды, каолинита. Кварц присутствует в глинах в алевролитовой и тонкодисперсной фракции.

Алевролиты и песчаники, тонкозернистые, серовато-белые, белые, слабосцементированные, рыхлые, кварцевые, каолинизированные, маркированные. Кварцевые зерна в породах корродированные, маршаллитизированы, что указывает на связь осадков с корами химического выветривания.

Для определения возраста тюгинской свиты в лаборатории палеофлористики ГИН РАН было рассмотрено около 20 палинологических проб по шести скважинам (1к, 58к, 59к, 9к-10к) на профиле V-V. Пробы были отобраны и переданы на анализы в лабораторию палеофлористики сотрудниками ВИМСа А. М. Скловским и Ю. Е. Кузовым летом 2000 г. Среди изученных проб наиболее информативной оказалась проба № 5 (скв. 1к, интервал 41.0—44.6 м), в которой несмотря на редкую в целом встречаемость и плохую сохранность зерен (но есть и отличной), выявлен таксонометрически цельный комплекс, представленный более 80 палиноморфами органикостенного фитопланктона (диноцист). По заключению палинолога Н. И. Запорожца и зав. лаборатории палеофлористики, председателя комиссии палеогеновой системы МСК России М. А. Ахметьева, большинство встреченных палиноморф комплекса характеризуют позднеипрский или раннелютетский (верхи нижнего—низы среднего эоцена) возрастной уровень. На это указывают находки среди фитопланктона *Areoligera*, *Cordosphaeridium inodes*, *Charlesdownieacoleothrypta* (вид-индекс второй половины ипра—начала лютета), *Ch. Tenuivirgula*, а также, не определенные до вида, но весьма характерные раннепалеогеновые морфотипы *Deflandrea*, а среди пыльцевых зерен *Quercus graciliformis*, *Liquidambar*, *Moraceae*. По их мнению, состав данного фитопланктонного комплекса с относительно широким таксонометрическим спектром диноцист позволяет сопоставить его с фитопланктонными комплексами палеогена Восточно-Европейской платформы (царицинской свиты Поволжья и ее аналогов) и Западно-Сибирской плиты (верхнелюлинворского подгоризонта).

В остальных пробах, оказавшихся слабо насыщенными палиноморфами, обнаружены единичные эоценовые диноцисты *Deflandrea phosphoritica*, *Cordosphaeridium funiculatum*, cf. *Dapsilidium* sp. (скв. 58, гл. 30.8 м), *Palaeocystodinium* sp. (скв. 58, гл. 36.3 м), *Cyclonephelium distinctum*, cf. *Cytrocphaeridia* sp. (скв. 10, гл. 8 м). В скважинах 58 (гл. 30.8 и 36.3 м), 59 (гл. 41 и 43 м), 10 (гл. 8 и 22 м), 9 (гл. 22, 28.7—28.9, 29, 43.8 м) и 8 (14 м) встречена

(в скв. 58 и 59 до 30—40 зерен в пробах) древняя (палеогеновая или неогеновая) пыльца *Tricolpollenites* sp., *Pinus* sp., *Tricolpollenites* sp. (cf. *Quercus*), *Quercus graciliformis* Boitz., *Quercus* sp., *Pinus* ex sect. *Haploxyton*, *Pinus* sbgn. *Haploxyton*, *Moraceae* gen et sp. indet, *Betula* ex gr. *Trigona*, cf. *Myricaceae*, *Taxodiaceae*, *Alnus* sp., *Corylus* sp., *Acer* sp. и др., отмечены остатки диатомовых водорослей и спикулы губок. Состав встреченных форм не противоречит заключению по пробе № 5 из скв. 6к.

Выявленный фитопланктонный спектр, а также присутствие в пробах остатков диатомовых водорослей и спикул губок свидетельствует, что осадконакопление тюгинской свиты происходило в морском водоеме при небольшом удалении от берега (с учетом характера залегания свиты скорее всего в лиманных условиях).

Выше тюгинской свиты в палеодепрессии залегает вложенный комплекс (мощностью до 12 м), представленный в западной части аллювиальными песками, гравийниками и галечниками, восточнее — вероятно озерно-аллювиальными супесями и алевроитами с гравием и галькой кварцитов и сланцев. Возраст пород не определялся. По условиям залегания — выше палеогеновой тюгинской свиты на относительно высоких абс. отм. 250—275 м, мы считаем это относительно древним (плиоценовым?) вложением.

Образования палеодепрессии перекрывает на абс. отм. 260—286 м толща (0.3—6.5 м) суглинков коричневых, буровато-коричневых, серых со слабоокатанной галькой, в нижней части щебнем и обломками, кварцитов, сланцев и доломитов. По всей видимости, это покровные и элювиально-делювиальные образования, возраст которых принят условно плиоцен-четвертичным.

Исходя из приведенных выше палинологических данных возраст тюгинской свиты можно считать палеогеновым. Возраст кор выветривания, с учетом характера контакта (согласно) тюгинской свиты и косьельской толщи скорее всего ранне-среднепалеогеновый (палеоцено-раннеэоценовый), а не верхнедевонский, как предполагалось ранее.

Палеодепрессии северо-восточного склона Четласского Камня представляет интерес для комплексных поисков марганца, кобальта, редкоземельных и золотоносных россыпей, огнеупорного и фаянсового сырья, в связи с чем вопрос о возрасте слагающих ее отложений является важным и требует дальнейшего изучения.

Возможность существования кор выветривания палеогенового возраста следует учитывать при прогнозно-минерагенических оценках, так как это значительно расширяет перспективы поисков рудоносных палеодепрессий на Тимане и смежных территориях.

ОТРАЖЕНИЕ ХАНГЕНБЕРГСКОГО ГЛОБАЛЬНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ В РАЗРЕЗАХ РЕКИ КОЖИМ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ, РЕСПУБЛИКА КОМИ)

К. М. Сегаева¹, Н. Н. Рябинкина², О. В. Валяева²

¹Московский государственный университет, Москва

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

На рубеже позднего девона — раннего карбона был выявлен уровень проявления биотического кризиса — массового вымирания организмов. Биотический кризис был вызван крупными геологическими событиями, происходившими на раннем этапе герцинского орогенеза, в эпоху заключительного, но активного этапа риф-

тогенеза, вулканизма и аномального состояния геомагнитного поля Земли.

Геологические события обусловили резкие эвстатические флуктуации уровня моря (частых трансгрессий, прерывавшихся кратковременными регрессиями), что приводило к существенным палеогеографическим перестройкам

и изменению палеоэкологических условий. В то же время к рубежу девона и карбона приурочена эпоха активного и концентрированного рудо- и нефтегазообразования. С уровнями проявления биотических событий хронологически совпадает интервал появления в разрезе специфических карбонатных образований и положение нефтегазоматеринских горизонтов во многих нефтегазоносных бассейнах Северного полушария (Тимано-Печорский, Волго-Уральский, Западно- и Восточно-Сибирский НГБ и нефтегазоносные провинции Канады и США).

Эти геологические события рубежа позднего девона — раннего карбона, связанные с проявлениями масштабных деструктивных тектонических процессов, известны как Хангенбергское глобальное геологическое событие (ХГГС). Впервые ХГГС было выделено и изучено О. Валлизером [6] в разрезах Рейнских Сланцевых гор (Германия), а позднее в разрезах пограничных отложений девона и карбона Франции, Австрии, Китая, США и Канады. В разрезах на этом уровне наблюдаются глинистые, часто бескарбонатные породы, для которых характерны повышенные содержания (в 20—100 раз выше кларка) иридия, никеля, кобальта, хрома, мышьяка, сурьмы, урана и др. элементов. Их образование было обусловлено развитием бескислородных застойных условий в морских бассейнах. Пограничный глинистый горизонт в виде хангенбергских сланцев и их эквивалентов в других регионах Северного полушария, по мнению авторов, можно рассматривать как событийно-литостратиграфический уровень, в котором запечатлены события ХГГС и моменты перестройки биосферы на рубеже девона и карбона [1]. Особый интерес представляет выявление данного уровня, отвечающего времени формирования нижней части хангенбергских сланцев, в разрезах палеозоя Тимано-Североуральского региона.

Наиболее изученным и доступным для дальнейших исследований является разрез по р. Кожим (Приполярный Урал), где пограничные отложения, в которых запечатлена граница девона и карбона, являются природоохраным геологическим объектом. Изучению этого разреза посвятили многие годы такие известные в регионе стратиграфы как В. А. Чермных, В. С. Цыганко, Д. Б. Соболев, А. В. Журавлев и другие [5]. По их данным, пограничные отложения характеризуются тонким переслаиванием различных (по структуре и способу образования) известняков, аргиллитов и фтанитов, содержащих остатки радиолярий, спикул губок, реже фора-

минифер, аммоноидей, конодонтов и глубоководных остракод. Глинисто-кремнистые отложения включают прослой микрозернистых известняков, чередующиеся нередко тончайшими прослоями обломочных (литокластовых) и биокластовых их разновидностей и кремнистых конкреций кварц-халцедонового состава. Граница девона и карбона проводится по кровле черных аргиллитов (0.28 м), с тончайшими прослоями бентонита, линзами кремней, рассеянными микроагрегатами пирита и других сульфидов, с перетолженными фрагментами конодонтоносителей (окатанных *Palmatolepis* sp.) и остатками лингул (беззамковых брахиопод) фаменского возраста. Результаты изотопного анализа по δC^{13} и δO^{18} показали положительные изменения величин изотопов углерода, сопровождаемые отрицательными вариациями изотопов кислорода на границе девона и карбона. Присутствие тончайших прослоев бентонитов, образовавшихся по тонкой вулканокластике и кремневых конкреций, фиксирующих собой скрытый перерыв в осадконакоплении [2], а также обогащенность пограничных черных аргиллитов органическим углеродом (до 17 % C_{org}) косвенно свидетельствует о наличии перерыва в глинистых отложениях и замедленных темпах осадконакопления. Стратиграфически этот слой соответствует уровню хангенбергских сланцев [3] и проявления ХГГС. Поэтому горизонт черных аргиллитов авторами рассматривается как *событийно-литостратиграфический уровень позднего палеозоя*, по кровле которого целесообразно проводить границу между девоном и карбоном.

В основании турнейского яруса нижнего карбона залегают биокластовые известняки (мощностью до 0.9 м) с прослоями литокластовых пакстоунов и вакстоунов, с обломками кварц-силикатного состава средне-мелкопесчаной размерности. В них встречаются обильные остатки брахиопод, криноидей, остракод, фораминифер, известковых водорослей, и редкие конодонты [5]. Выше залегают известково-кремнистые сланцы (мощностью до 0.07 м) с радиоляриями, конодонтами и тонкостенными раковинами брахиопод и остракод, сменяющиеся по разрезу микроциклитами в виде тончайшего ритмичного чередования кремнисто-известковых аргиллитов и микрозернистых известняков с кремнями и обильными остатками красных водорослей, брахиопод, криноидей, фораминифер, остракод, реже радиолярий, спикул губок и конодонтов. Возраст данных отложений по конодонтам датируется как нижнетурнейский и они относятся к зоне *sulkata* гумеровского гори-

зонта (?) — C_{11} (gum), залегающего над породами верхнего девона [3].

Органическое вещество известково-кремнистых сланцев имеет преимущественно сапропелевый и смешанный тип ОВ. Относительно повышенное содержание $C_{орг}$ (более 3 %) отмечается только в отдельных прослоях углисто-кремнистых аргиллитов фаменского яруса верхнего девона, сформировавшихся в глубоководных депрессионных фациях. Аномально высокие концентрации $C_{орг}$ (12—17 %) выявлены непосредственно в зоне контакта девона и карбона в черных аргиллитах, мощность которых не превышает 0.3 м.

Следует отметить, что по данным газожидкостной хроматографии (ГЖХ) битумоидов из черных сланцев зоны контакта, отмечается преобладание низко-молекулярных *n*-алканов с максимумом распределения при $n-C_{16}$ и практически полное отсутствие алканов в высокомолекулярной области. Такой характер распределения алканов и изопреноидов указывает на глубоководные условия осадконакопления. Доминирование четных *n*-алканов ($2C_{16}/C_{15} + C_{17}$) = 1.77 указывает на микробиальный источник ОВ, а низкие значения соотношения пристан/фитан ($Pr/Ph=0.85$) и $Pr/n-C_{17}=0.28$, $Ph/n-C_{18}=0.65$ характеризуют восстановительный характер обстановки осадконакопления. Вышележащие кремнисто-карбонатные нижнетурнейские отложения, имеют средние значения $C_{орг}$, не превышающие, как правило, 1 % и лишь единичные прослои аргиллитов содержат до 1.4 %, в углеводородной фракции которых также преобладают низкомолекулярные *n*-алканы, но с максимумом $n-C_{17}$. В образцах наблюдается преобладание нечетных алканов нормального строения ($2C_{17}/C_{16} + C_{18}$) = 1.32, что отражает участие водорослевого (фитопланктонного) источника в составе исходной биомассы. Изопреноидные коэффициенты ($Pr/Ph=0.86$, $Pr/n-C_{17}=0.35$, $Ph/n-C_{18}=0.58$) соответствуют бескислородным условиям накопления исходного ОВ. Это является отражением состояния степени глубинности и газового режима бассейна седиментации.

Данные, полученные методом ГЖХ, позволяют говорить об анаэробных (восстановительных) условиях формирования черных сланцев уровня ХГГС. На рубеже девона и карбона очевидно произошло дальнейшее погружение бассейна с образованием застойных впадин и в турнейское время захоронение осадков происходило в относительно глубоководной обстановке в аноксидной (бескислородной) восстановительной зоне. Аналогичные событийно-лито-

стратиграфические уровни в виде глинистых горизонтов наблюдаются в разрезах пограничных отложений девона и карбона в различных районах Камско-Кинельских впадин и Северного Прикаспия (например, в разрезах скважин Пермского Прикамья и Оренбуржья; р. Сиказы, (Башкортостан, Ю. Урал и др.) [4].

Выводы

Границу между двумя системами (девонской и каменноугольной) в разрезе р. Кожим и прилегающих территорий следует проводить по кровле черных аргиллитов, которые стратиграфически соответствуют уровню проявления Хангенбергского глобального геологического события (ХГГС), ранее зафиксированного в сланцах Рейнских Сланцевых гор и в пограничных отложениях девона-карбона Франции, Австрии, Китая, Канады, США, Северо-Востока Азии.

Черные аргиллиты, с тончайшими прослоями бентонита, линзами кремней, рассеянными микроагрегатами пирита и других сульфидов, с переотложенными фрагментами конодонтоносителей (окатаных *Palmatolepis* sp.) и остатками лингул (беззамковых брахиопод) являются, по мнению авторов, событийно-литостратиграфическим уровнем позднего палеозоя для Приполярного Урала Тимано-Уральского региона, в котором запечатлены события ХГГС и моменты перестройки биосферы на рубеже девона и карбона. Они также обогащены редкими и редкоземельными элементами и накапливались в бескислородных застойных условиях.

Литература

1. Биотические события на основных рубежах фанерозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989, 176 с.
2. Вишневская В. С., Седаева К. М. Кремнистые образования в карбонатных и терригенно-карбонатных породах мезозоя Большого Кавказа // Литология и полезные ископаемые, 1988, №5. С. 28—41.
3. Журавлев А. В. Фациально-стратиграфические аналоги сланцев и известняков Хангенберг на Приполярном Урале / Известия ВУЗов. Геол. И разв., 1990. № 8.
4. Седаева К. М., Кулешов В. Н., Горожанина Е. Н. и др. Хангенбергское глобальное геологическое событие и его отражение в литологии и изотопном составе (δC^{13} , δO^{18}) разреза р. Сиказы (Башкортостан, Ю.Урал) // Тр. Межд. науч. конф.: Био- и литостратиграфические рубежи в истории Земли. Тюмень: ТюмГНГУ, 2008. С. 251—255.
5. Subpolar Urals Field Trip Guidebook, July 16—23, 2000. IGGP 406. Syktyvkar, 2000.
6. Walliser O. H. Geologic processes and global events // Terra cognita, 1984, № 4.