

http://www.maik.ru



журналу 10 лет

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

ISSN 0869-592X Ноябрь - Декабрь 2003

Том 11, Номер 6

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 11 № 6 2003 Ноябрь-Декабрь

Основан в 1993 г. Выходит 6 раз в год ISSN: 0869-592X

Главный редактор Б. С. Соколов

Члены редакционной коллегии:

А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев, И. А. Басов,
М. Бассет, В. А. Берггрен, Е. В. Бибикова, Н. А. Богданов,
О. Валлизер, А. Б. Герман (ответственный секретарь),
Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда, В. А. Захаров, Д. Кальо,
К. И. Кузнецова, Л. А. Невесская, А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане,
А. Ю. Розанов, М. А. Семихатов (заместитель главного редактора),
Б. А. Соколов, Сунь Вейго, М. А. Федонкин, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

Адрес редакции: 119180 Москва, Старомонетный пер., 22, Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, комн. 2, тел. 951-21-64

> Москва Издательство "Наука" Международная академическая издательская компания "Наука/Интерпериодика"

> > © Российская академия наук, 2003 г.

содержание

Том 11, номер 6, 2003

Ξ

Супракрустальные толщи Беломорского подвижного пояса: первичный состав, возраст и происхождение	
<u>Т. А. Мыско</u> ва, В. А. Глебовицкий, Ю. В. Миллер, <u>А. Б. Львов</u> , А. Б. Котов, В. П. Ковач, Н. Ю. Загорная	3
Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала)	
А. Ф. Вейс, В. И. Козлов, Н. Д. Сергеева, Н. Г. Воробьева	20
Стратиграфия среднего – верхнего палеозоя и палеогеография области перехода Туркестанский океан – Таримский континент (Тянь-Шань)	
Ю. С. Бискэ, А. В. Дженчураева, А. В. Неевин, Т. Ю. Воробьев	46
В защиту волжского яруса	
В. А. Захаров	60
Морской палеоген северного склона Курильской глубоководной котловины (Охотское море)	
В. Л. Безверхний, М. Т. Горовая, В. С. Маркевич, А. А. Набиуллин	70
Опорные отражающие горизонты в сейсмической записи осадочного выполнения Черноморской впадины (корреляция и стратиграфическая привязка)	
Л.Б. Мейснер, Д.А. Туголесов	83
Мелкие млекопитающие среднего плиоцена Русской равнины	
А.К.Агаджанян	98
Критика и дискуссни	
О геохронологическом значении Rb-Sr изучения протерозойских аргиллитов Анабарского массива	
В. И. Виноградов, В. И. Муравьев, М. И. Буякайте	115
Еще раз об использовании изохронного метода при Rb-Sr датировании осадочных пород	
И. М. Горохов, М. А. Семихатов, Н. Н. Мельников	122
Хроника	
Поиски глобальных стратотипических разрезов и точек для ярусных границ в триасовой системе	
А. А. Шевырев	136
Правила для авторов	143

Contents

Vol. 11, No. 6, 2003

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka/Interperiodica" (Russia). Stratigraphy and Geological Correlation ISSN 0869-5938.

-

The Rules for the Authors	143
A. A. Shevyrev	136
In Searching for Global Stratotype Sections and Points of the Triassic Stage Boundaries	
Chronicle	
I. M. Gorokhov, M. A. Semikhatov, and N. N. Mel' nikov	122
Once More about the Rb-Sr Isochron Method of Dating the Sedimentary Rocks	
V. I. Vinogradov, V. I. Murav'ev, and M. I. Bujakaite	115
On Geochronological Significance of the Rb-Sr Study of Proterozoic Shales from the Anabar Massif	
Critics and Discussion	
A. K. Agadzhanyan	98
Middle Pliocene Small Mammals of the Russian Plain	
L. B. Meisner and D. A. Tugolesov	83
Reference Reflecting Horizons in Sedimentary Fill Seismic Records of the Black Sea Basin (Correlation and Stratigraphic Position)	
V. L. Bezverkhnii, M. T. Gorovaya, V. S. Markevich, and A. A. Nabiullin	70
Marine Paleogene Sediments from the Northern Slope of the Kuril Deep-Sea Basin, Sea of Okhotsk	
V. A. Zakharov	60
In Defense of the Volgian Stage	
Yu. S. Biske, A. V. Dzhenchuraeva, A. V. Neevin, and T. Yu. Vorob'ev	46
The Middle-Upper Paleozoic Stratigraphy and Paleogeography of the Transitional Area between the Turkestan Ocean and Tarim Continent (Tien Shan)	
A. F. Veis, V. I. Kozlov, N. D. Sergeeva, and N. G. Vorob' eva	20
Microfossils from the Upper Riphean Type Section (the Karatau Group of Southern Urals)	
T. A. Myskova, V. A. Glebovitskii, Yu. V. Miller, <u>A. B. L'vov</u> , A. B. Kotov, V. P. Kovach, and N. Yu. Zagornaya	3
Protoliths, Age, and Origin	

УДК 551.71:552.4(470.22)

СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ТОЛЩИ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

© 2003 г. Т. А. Мыскова, В. А. Глебовицкий, Ю. В. Миллер, А. Б. Львов, А. Б. Котов, В. П. Ковач, Н. Ю. Загорная

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург Поступила в редакцию 12.05.2001 г., получена после доработки 19.09.2001 г.

Охарактеризованы два типа разреза Чупинского покрова раннедокембрийского Беломорского подвижного пояса Балтийского щита: в стратотипической местности – в районе оз. В. Пулонгское (чупинский комплекс) и в тектоническом окне Ковдозерского покрова (каликорвинский комплекс). Оба комплекса сложены супракрустальными образованиями, в состав которых входят в разных пропорциях метавулканиты и метаосадки (амфиболиты и гнейсы). В чупинском комплексе на долю вулканитов приходится не более 5–10%, в то время как в каликорвинском комплексе они слагают не менее половины разреза. Среди метавулканитов преобладают толеитовые базальты, в подчиненном количестве присутствуют дациты и андезито-дациты. Метаосадки представлены плохо сортированными граувакками с низким химическим индексом зрелости (CIA = 51-55). Датирование детритовых и метаморфических цирконов из дацитов и граувакк (Bibikova et al., 2001), а также изотопно-геохимические исследования Sm-Nd систем в указанных породах позволяют говорить об одновозрастности комплексов и о синхронности процессов вулканизма и седиментации. Время формирования супракрустальных образований устанавливается по возрасту кислого вулканизма и составляет 2870 ± 30 млн. лет (Bibikova et al., 2001). Источником обломочного материала для граувакковых толщ могли служить как вулканиты, входящие в породную ассоциацию исследованных комплексов, так и протоофиолиты мафических зон. Не исключается небольшая примесь более древнего кластогенного материала из дальних источников (предполагаемого Карельского кратона). Особенности состава парагнейсов указывают на локальные условия вулканизма и седиментации, обусловившие различия каликорвинского и чупинского комплексов и входящих в их состав парагнейсов. Общим для метаосадков является низкая степень зрелости и существенный вклад мафического материала. Формирование супракрустальных образований, вероятнее всего, происходило в обстановках юных островных дуг.

Ключевые слова. Геохимия, Sm-Nd изотопная систематика, чупинский комплекс, каликорвинский комплекс, поздний архей, Балтийский щит.

введение

Исследования последних лет показали, что супракрустальные образования в составе Беломорского подвижного пояса (БПП) составляют не более 20% от общего объема слагающих ее пород и сосредоточены преимущественно в Чупинском тектоническом покрове (Глебовицкий и др., 1996; Миллер, 1997; Миллер и др., 1999). Последний сплошной полосой или в виде разобщенных структурных выходов прослеживается через весь подвижный пояс от района г. Кемь (на юго-востоке) до Ковдора (на северо-западе) и далее к границе с Финляндией (рис. 1). Чупинский покров с явным структурным несогласием залегает на Хетоламбинском покрове, сложенном в одних районах преимущественно разновозрастными тоналитами (2800-2740 млн. лет) с заключенными в них полосами базитов и ультрабазитов (мафическими зо-

нами) с возрастом 2880-2860 млн. лет (Бибикова и др., 1999), в других – метагабброидами, реже – толеитовыми метабазальтами с редкими горизонтами парагнейсов. В настоящее время большинство исследователей, в том числе авторы настоящей работы, склоняются к выводу, что в Хетоламбинском покрове присутствует в большей или меньшей степени переработанные породы позднеархейской океанической коры (Степанов, Слабунов, 1989; Миллер, Милькевич, 1995; Миллер, 1997; Лобач-Жученко и др., 1998; Бибикова и др., 1999). Цель этой статьи - определение на основании структурно-геологических, геохимических и изотопно-геохимических критериев возрастных рамок для супракрустальных толщ Чупинского покрова с тем, чтобы по возможности более точно найти им место в общей хроно-стратиграфической шкале архея. Стратиграфическая идентификация чупинских гнейсов важна для понимания



динамики взаимодействия БПП с Карельским кратоном.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

На обширных площадях супракрустальные образования Чупинского покрова, вместе с подстилающими их породами Хетоламбинского покрова, поддвинуты под край Карельского кратона (результат позднеархейской субдукции) и в настоящее время обнажаются в многочисленных тектонических окнах (Миллер, Милькевич, 1995). Судя по пространственному распространению тектонических окон, расстояние перемещения при поддвигании достигало по крайней мере 80 км. Время проявления субдукции оценивается по возрасту Тикшезерского зеленокаменного пояса, маркирующего край кратона, и предположительно укладывается в интервал 2850-2820 млн. лет (Бибикова и др., 1999). По данным (Милькевич, Миллер, 1999), вулканические породы этого пояса относятся преимущественно к известково-щелочной серии и обладают явными геохимическими признаками, указывающими на их формирование при парциальном плавлении субдуцирующей океанической коры в условиях высоких температур и давлений.

Таким образом, сложенный супракрустальными образованиями сравнительно маломощный (1-3 км) Чупинский покров несогласно залегает на протоокеанической коре (Хетоламбинский покров) и несогласно перекрывается краем Карельского кратона, который в результате частично оказывается в аллохтонном залегании и в виде Ковдозерского покрова принимает участие в покровно-складчатом сооружении БПП. Такие соотношения, детально изученные на Ковдозерском геодинамическом полигоне (Миллер, Милькевич, 1995) (рис. 1), в других секторах БПП в результате наложенных процессов, связанных с позднеархейской коллизией (2740-2690 млн. лет), палеопротерозойским (селецким) рифтогенезом (2350-2450 млн. лет) и свекофеннской коллизией (1950–1800 млн. лет), претерпели существенные искажения. Так, например, в Чупинском секторе в результате развития гигантских лежачих изоклинальных складок весь пакет тектонических покровов приведен в перевернутое залегание. В других местах описанная картина существенно искажается селецкими линейными складками, свекофеннскими покровами и купольными структурами, а также другими наложенными дислокациями.

Для детальных исследований супракрустальных образований БПП были выбраны два участка – "Пулонгский", который традиционно рассматривается как стратотипический для чупинских гнейсов, и "Каликорвинский", где супракрустальные образования Чупинского покрова обнажаются в одноименном тектоническом окне краевой части Карельского кратона (2 и 3 на рис. 1 соответственно).

Участок "Пулонгский". На этом участке исследованный вдоль профиля протяженностью около 8 км Чупинский покров отличается однородным составом и, на первый взгляд, относительной простотой строения: сланцеватость, совпадающая с метаморфической полосчатостью, а местами и с реликтами слоистой текстуры, почти повсеместно падает на северо-восток и только локально осложнена складками сложной конфигурации (рис. 2). Но эта простота кажущаяся. Участок расположен в области пережима между Карельским (на северо-западе) и Чупинским (на юго-востоке) свекофеннскими куполами, к сводам которых приурочены многочисленные кусты слюдоносных пегматитов. Разрез покрова в пределах участка повторяется трижды, что при средних углах падения пород соответствует его мощности около 2 км. Складки сложной конфигурации осложняют расплющенный купол, а большинство реликтов немигматизированных пород с реликтами слоистости фиксируется югозападнее его свода, где супракрустальные породы находятся в перевернутом залегании. К ска-

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Беломорского подвижного пояса.

^{1-8 –} Беломорский подвижный пояс: 1 – реликты сумийских рифтогенных структур, сложенные метаморфизованными андезито-базальтами; 2-3 – Свекофеннский аллохтон, покровы: 2 – Лапландский (гранулиты основного и среднего состава), 3 – Риколатвинский (тоналитовые гнейсы с согласными телами базитов, ультрабазитов и супракрустальных пород); 4-6 – позднеархейский (Беломорский) аллохтон, покровы: 4 – Хетоламбинский (метаморфизованные толеитовые базальты и габброиды (инъецированные тоналитами) с крупными согласными телами метабазитов и ультрабазитов и ультрабазитов (мафические зоны), 5 – Чупинский (метаморфизованные грауваки, подчиненные им по объему метавулканиты среднего, кислого, реже основного состава), 6 – Ориярвинский (тоналитовые гнейсы); 7-8 – Ковдозерский поскров: 7 – Тикшозерский (Керетский) зеленокаменный пояс – верхний структурный ярус (толеитовая ассоциация); 9 – Карельский кратон, нерасчлененный; 10 – граница между Беломорским подвижным поясом и Карельским кратоном; 11 – прогибы на этой границе, выполненные фрагментами свекофеннского аллохтона в составе лопийских, сумийских, ятулийских и людиковийских образований; 12 – чарнокиты топозерского комплекса; 13 – разломы.

Рамки с цифрами на карте: 1 – Ковдозерский геодинамический полигон, 2 – участок "Пулонгский" (рис. 2), 3 – участок "Каликорвинский" (рис. 3).



Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка "Пулонгский".

1 – Ковдозерский покров (тоналиты); 2 – Чупинский покров: а – грубозернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы, в различной степени мигматизированные, б – те же гнейсы с многочисленными реликтами тонкозернистых гранат-биотитовых гнейсов; 3 – Хетоламбинский покров (тоналиты); 4 – тоналиты в пределах Чупинского покрова; 5 – раннепротерозойские габбро-нориты; 6 – микроклиновые граниты; 7 – обобщенные элементы залегания сланцеватости; 8 – сместители, разделяющие покровы; 9 – места отбора проб для Sm-Nd изотопно-геохимических исследований и их номера.

На врезке рамкой указано местоположение участка "Пулонгский".

занному следует добавить, что свекофеннские купола накладывались на перевернутое крыло крупной изоклинали, чем определяется перевернутое залегание и самого Чупинского и контактирующих с ним Хетолабминского и Ковдозерского покровов.

Участок "Каликорвинский". Участок охватывает сложнопостроенную одноименную антиформу, выступающую в роли тектонического окна. Крылья антиформы сложены тоналито-гнейсами Ковдозерского покрова (краевая часть Карельского кратона в аллохтонном залегании), а ядро - супракрустальными образованиями Чупинского покрова. Расшифровка складчатой структуры Каликорвинской антиформы позволила реконструировать разрез супракрустальных образований, которые оказались более разнообразными и изменчивыми по составу по сравнению с Пулонгским участком (рис. 3). В основании разреза выделяется пачка-1, сложенная преимущественно гранатовыми амфиболитами (до 95%) с редкими прослоями биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. В этих породах встречаются линзы гранат-биотитовых гнейсов мощностью до 20 м. Неполная мощность пачки-1 превосходит 600 м. Пачка-2 сложена гранат-биотитовыми, реже - биотитовыми гнейсами. В подчиненном количестве (до 10%) присутствуют амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы. В северо-западной и южной частях Каликорвинской структуры мощность пачки-2 изменяется от 100 до 350 м, а в северо-восточной части, где она полностью выполняет ядро антиформы, составляет уже 600-700 м. Пачка-3 отличается изменчивым составом: в одних случаях она нацело сложена гранатовыми амфиболитами, в других – среди амфиболитов встречаются многочисленые пласты биотитовых, амфибол-биотитовых, реже – гранат-биотитовых гнейсов. В целом количество амфиболитов в пачке-3 меняется от 60-65 до 100%. В северо-западной и южной частях Каликорвинской структуры мощность пачки-3 варьирует от 300 до 100 м, а в северо-восточной части – она выклинивается. Пачка-4 обнажается в северном крыле антиформы, где она по сместителю контактирует непо-



Рис. 3. Геологическая карта Каликорвинского тектонического окна.

1-5 – Чупинский покров: 1 – пачка-1 – гранатовые амфиболиты (толеитовые метабазальты) с горизонтами биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов (средние и кислые метавулканиты) и единичными линзами биотит-гранатовых гнейсов (метаграувакки), 2 – пачка-2 – биотит-гранатовые гнейсы с кианитом (метаграувакки) с горизонтами биотит-амфиболовых гнейсов (метавулканиты среднего и кислого состава) и амфиболитов (метабазальты), 3 – пачка-3 – гранатовые метабазальты) с многочисленными горизонтами амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов (метавулканиты среднего и кислого состава) и амфиболитов (метабазальты), 3 – пачка-3 – гранатовые амфиболиты (толеитовые метабазальты) с многочисленными горизонтами амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов (метавулканиты среднего и кислого состава), 4 – пачка-4 – биотит-гранатовые, часто с кианитом гнейсы (метаграувакки), 5 – реликты гнейсов чупинского комплекса в поздних тоналитах; 6 – дайки поздних габбро-норитов (раннепалеопротерозойские друзиты); 7–10 – оси складок: 7 – F₃ (*a* – антиформных, *б* – синформных), 10 – F₆, 11 – места отбора проб для Sm-Nd изотопно-геохимических исследований и их номера (в рамках). Римскими цифрами обозначены профили, по которым построены геологические разрезы.

средственно с породами Ковдозерского покрова, перекрывающего Чупинский покров. Максимальная мощность пачки-4 достигает 150 м. По составу она идентична пачке-2 и после выклинивания пачки-3 сливается с ней в единое целое. Общая мощность супракрустальных образований, обнажающихся в ядре Каликорвинской структуры, достигает 1300 м. Приведенные мощности пачек оценивались по структурным разрезам с точностью ±50 м и конечно являются вторичными. Однако они все-таки дают примерное представление о выделенных стратиграфических едини-



Рис. 4. Составы метавулканических (а) и метаосадочных (б) пород чупинского комплекса на классификационной диаграмме (Le Bas, 1986).

Поля на диаграмме: 1 – дациты, 2 – андезиты, 3 – андезито-базальты, 4 – низкокалиевые базальты.

цах и их роли в строении супракрустальных образований.

Сопоставление геологической карты, разрезов и стратиграфических колонок показывает (рис. 3), что в Каликорвинском тектоническом окне фактически наблюдаются два типа разреза. В северо-западной части структуры обнажаются преимущественно амфиболиты, составляющие 75-85% разреза. Это выделенный в 1951 году в ходе геологической съемки масштаба 1 : 50000 каликорвинский комплекс (рис. 3, колонка 1). В северо-восточной части структуры обнажаются преимущественно кианитсодержащие гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, родственные породам чупинского комплекса, принадлежащим одноименному тектоническому покрову (колонка 2). Между ними располагается некоторая переходная зона, характеризующаяся промежуточным набором пород.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рассматриваемые в статье супракрустальные толщи сложены глубокометаморфизованными и, как правило, неоднократно мигматизированными породами. Поэтому необходимым элементом их изучения является восстановление первичной природы, которое проводилось сначала геологическими (изучение соотношений геологических тел и морфологический анализ), а затем петрохимическими и геохимическими методами. Для реконструкции первичной природы метаморфических пород использованы разнообразные дискриминационные и классификационные диаграммы, а также статистические методы многомерной корреляции (Милькевич, 1996). На основании изучения особенностей распределения главных, редких и редкоземельных элементов выяснена степень выветривания и смоделированы составы источников сноса осадочных пород. Путем сопоставления содержаний микроэлементов с эталонными составами для известных обстановок седиментации (Bhatia, 1983) идентифицирован геодинамический фон развития бассейнов.

Аналитические методики. Содержания главных элементов определялись методом рентгеноспектрального силикатного анализа (ВСЕГЕИ). Содержания Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ni, Cr, Co, V и Ba определены на рентгенофлуоресцентном анализаторе VRA-30 (ИГГД РАН) с относительной ошибкой менее 10%. Для определения концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) использован метод инструментального нейтронно-активационного анализа (ИГГД РАН). Пробы и стандартные образцы, помещенные в кадмиевый фильтр, облучались потоком нейтронов $1 \times 10^{14} n$ см⁻² с⁻¹ в течение 50 часов. Измерения у-активности проводились с использованием детектора из высокочистого "идеального" германия и Ge-(Li) детектора на 4096-канальном анализаторе. Относительная ошибка определения содержаний La, Nd. Sm и Yb составляет 5–10%, a Ce, Eu, Tb и Lu – 5-15%.

Определения изотопных составов Sm и Nd выполнены в ИГГД РАН по методике, описанной ранее (Котов и др., 1995). Уровень холостого опыта за время измерений составил 0.03-0.2 нг для Sm и 0.1-0.5 нг для Nd. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к отношению 146 Nd/ 144 Nd = 0.7219 и приведены к отношению 143 Nd/ 144 Nd = 0.511860 в Nd-стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd coставила $\pm 0.5\%$ (2 σ), изотопных отношений 147 Sm/ 144 Nd – ±0.5%, 143 Nd/ 144 Nd – (0.005%. Средневзвешенное значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в Nd-стандарте La Jolla по результатам 11 измерений отвечает 0.511894 ± 8 (2 σ). При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(0)$ и модельных возрастов T_{Nd}(DM) использованы современные значения CHUR по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) (143 Nd/ 144 Nd = 0.512638, 147 Sm/ 144 Nd = 0.1967) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = = 0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136). При расчете двустадийных модельных возрастов (T_{Nd}(DM-2st) (Liew, Hofmann, 1988) принята среднекоровая величина 147 Sm/ 144 Nd = 0.12 (Taylor, McLennan, 1985).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Чупинский комплекс. Этот комплекс наиболее детально изучен в пределах стратотипического разреза в районе оз. В. Пулонгское. Здесь он хорошо обнажен, и в минимальной степени (по сравнению с другими участками) переработан наложенными процессами. В его составе преобладают гранат-биотитовые гнейсы, часто с киани-

Компо-	по- Чупинский комплекс					Каликорвинский комплекс									
ненты	4300/12	4655/5	4654/1	4657/5	4289/2	4296/1	35/9	35/10a	59/2	444/3	77/1	59/76	171/1	77/8a	47/1
SiO ₂	49.00	66.75	69.89	70.16	72.47	77.52	49.07	67.90	67.94	67.68	61.54	70.51	71.83	65.55	64.90
TiO ₂	1.04	0.50	0.60	0.64	0.64	0.43	0.99	0.39	0.41	0.41	0.69	0.56	0.58	0.80	0.65
Al_2O_3	14.13	17.84	13.45	13.95	11.83	10.92	14.02	16.49	16.36	15.57	17.00	13.26	12.86	16.01	15.66
Fe ₂ O ₃	14.86	2.76	6.09	6.02	6.56	3.60	14.79	3.26	3.19	3.86	6.39	5.68	5.10	5.17	6.16
MnO	0.20	0.04	0.07	0.08	0.08	0.05	0.23	0.06	0.04	0.06	0.10	0.15	0.07	0.08	0.08
MgO	8.00	1.15	2.18	1.77	1.91	1.40	7.52	1.61	1.74	1.57	4.43	3.10	2.28	2.59	3.58
CaO	10.38	5.03	2.53	2.81	3.04	1.88	11.23	4.01	3.37	5.25	5.88	3.37	2.11	3.03	3.84
Na ₂ O	1.73	4.72	3.53	3.47	2.73	3.22	1.94	4.26	5.08	4.02	1.47	1.93	3.32	4.63	3.82
K ₂ O	0.59	1.02	1.60	1.09	0.65	0.93	0.16	1.80	1.77	1.44	2.32	1.35	1.77	2.01	1.20
P_2O_5	0.07	0.18	0.06	0.01	0.07	0.05	0.07	0.22	0.17	0.13	0.19	0.08	0.08	0.14	0.13
Ba	130	478	344	321	67	240	15	822	781	821	692	265	450	378	283
Rb	5	49	72	48	30	40	3	57	43	51	77	47	36	62	48
Sr	65	622	216	205	214	143	114	912	557	215	455	160	311	443	345
Zr	52	119	114	132	150	103	60	110	103	112	120	106	79	137	118
Y	23	14	16	16	20	9	26	8	9	10	14	15	10	14	15
Nb	6	8	6	12	7	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5	<5	6	5
Cr	186	44	286	286	412	188	291	53	60	155	138	321	276	182	270
v	297	47	103	133	91	64	304	50	41	50	130	122	91	125	121
Ni	107	18	107	99	120	79	148	23	29	42	40	120	58	55	110
Со	56	13	30	21	29	23	51	<10	<10	12	27	25	12	25	23
CIA			52	53	52	53				1	52	55	53	51	52
_															
La	4.80	22	21	21	21	15	3.4	43	31		25		11.5	25	21
Ce	13.3	50	42	49	42	30	8.9	97	62.6		53		23.8	62.2	51
Nd	9.91	18	19	23	19	12	6.7	37	28.8		30		12.3	34.1	24
Sm	3.35	3.32	2.81	3.21	2.81	1.66	2.71	5.45	3.79		5.37		1.96	4.68	4.46
Eu	0.97	1.01	0.76	0.90	0.76	0.76	0.98	1.15	0.93		1.26		0.74	1.54	1.09
Tb	0.62	0.28	0.43	0.50	0.43	0.36	0.56	0.47	0.28		0.63		0.24	0.43	0.54
Yb	2.32	0.70	1.3	1.1	1.3	1.0	2.68	0.71	0.49		1.3		0.93	1.36	1.5
Lu	0.34	<0.1	0.18	0.16	0.18	0.14	0.42	0.10	< 0.05		0.18		0.08	0.17	0.22
Сумма РЗЭ	35.61	95.36	87.48	98.87	87.48	60.92	26.35	184.88	127.91		116.74		51.55	129.48	103.81

Таблица 1. Представительные анализы главных типов пород чупинского и каликорвинского комплексов

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM Ξ

3 6

2003

Примечание. Номера проб: 4300/12 – метабазальт; 4655/5 – метадацит; 4654/1, 4657/5, 4289/2, 4296/1 – метаграувакки; 35/9 – метабазальт; 35/10a, 59/2, 444/3 – метадациты; 77/1, 59/76, 171/1, 77/8a, 47/1 – метаграувакки. Главные элементы в весовых %, редкие и редкоземельные элементы – в ppm. Все железо в виде Fe_2O_3 . Анализы пород пересчитаны на сухой остаток. CIA = $100x[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO + Na_2O + K_2O)]$ (в мол.%) (Nesbitt, Young, 1982).

<u>№</u> образца	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (±2о изм.)	ε _{Nd} (0)	$\epsilon_{\rm Nd}(T)$	T _{Nd} (DM)	T _{Nd} (DM-2st)		
-	Чупинский супракрустальный комплекс										
4655/5	Метадацит	2.83	17.13	0.1000	0.510989	-32.2	3.6	2883	2885		
4654/1	Метаграувакка	3.42	18.53	0.1114	0.511206	-27.9	3.6	2882	2883		
4296/1	Метаграувакка	1.96	12.36	0.0958	0.510888	-34.1	3.2	2910	2920		
4657/5	Метаграувакка	3.211	18.851	0.1029	0.511009	-31.8	2.9	2931	2943		
	I	Kau	икорвинс	кий супракру	стальный ко	омплекс	I	1	•		
59/2	Метадацит	3.77	26.69	0.0853	0.510771	-36.4	4.8	2811	2790		
444/3	Метадацит	3.29	19.86	0.1000	0.510978	-32.4	3.4	2897	2903		
77/1	Метаграувакка	4.49	25.43	0.1066	0.511121	-29.6	3.7	2875	2875		
59/7b	Метаграувакка	2.82	15.33	0.1112	0.511189	-28.3	3.4	2901	2904		
171/1	Метаграувакка	2.72	15.38	0.1068	0.511090	-30.2	3.0	2923	2931		
77/8a	Метаграувакка	4.94	29.09	0.1027	0.511055	-30.9	3.9	2862	2860		

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для пород Беломорского подвижного пояса

Примечание. $\varepsilon_{Nd}(T)$ и $T_{Nd}(DM-2st)$ рассчитаны для возраста 2870 млн. лет.

том, в подчиненном количестве присутствуют гранатовые амфиболиты. Гнейсы интенсивно мигматизированы. Немигматизированные разности составляют не более 1% от общей мощности разреза и встречаются в виде реликтов в его центральной части. В связи с реститообразованием в процессах парциального плавления и удалением выплавок происходит искажение первичных отношений элементов в гнейсах. В частности, они становятся более глиноземистыми и мафическими по сравнению с исходными породами. Поэтому при восстановлении их первичной природы рассматривались только немигматизированные разности.



Рис. 5. Составы метавулканических (а) и метаосадочных (б) пород каликорвинского комплекса на классификационной диаграмме (Le Bas, 1986).

Поля на диаграмме: 1 – дациты, 2 – андезиты, 3 – андезито-базальты, 4 – низкокалиевые базальты. Обычно гнейсы лишены первичных текстур осадочного происхождения, но иногда в них заметна полосчатость, которую, по-видимому, можно рассматривать как реликтовую слоистость. Как правило, она выражена чередованием хорошо ограниченных меланократовых и лейкократовых слоев. В редких случаях полосы имеют асимметричное строение, напоминающее осадочную ритмичность.

Химические составы пород чупинского комплекса приведены в табл. 1. и вынесены на диаграмму SiO_2 -(Na₂O + K₂O) (рис. 4). Амфиболиты отвечают толеитовым базальтам и близки к архейским толеитам ТН-1 (Конди, 1983). Гранат-биотитовые гнейсы по химическому составу можно разделить на две группы, судя по всему, различающиеся и своим происхождением. Среди них в резко подчиненном количестве присутствуют породы с геохимическими чертами кислых вулканитов. На классификационной диаграмме (рис. 4а) они располагаются в поле дацитов, содержат в среднем 67% SiO₂, 17% Al₂O₃, 3.5% Fe₂O₃общ., 1% МдО, 4% СаО (табл. 1) и относятся к известковощелочной серии. Для метадацитов характерен дифференцированный спектр распределения РЗЭ; по сравнению с хондритом они в 40-70 раз обогащены ЛРЗЭ и в 3-5 раз - ТРЗЭ, (La/Yb)_N отношение составляет 21.

Составы другой группы гнейсов, преобладающих в разрезе, характеризуются довольно большими вариациями содержаний SiO₂ (68–77%) и Al₂O₃ (11–15%) (в редких более меланократовых прослоях содержание SiO₂ уменьшается до 60–63%, а Al₂O₃ – достигает 16–19%. На классифика-

ционной диаграмме (рис. 46) точки состава этих гнейсов также преимущественно попадают в поле дацитов, но, наряду с этим, для них характерны повышенные содержания $Fe_2O_{3\,o6ul}$. (до 6%), более высокие – MgO (1.5–3%) и низкие – CaO (2–3%) (т.е. повышенные Mg/Ca отношения), а главное – высокие концентрации Cr (до 300 ppm и выше) и других элементов группы железа, не свойственные магматическим породам подобного состава (табл. 1). Лучше всего своеобразный химический состав гнейсов объясняется с позиции их первичноосадочной природы (Мыскова и др., 2000). По классификации Ф.Петтиджона (Pettijohn et al., 1973), такого типа осадочные породы относятся к грауваккам.

Величины T_{Nd}(DM) в метадацитах и метаграувакках чупинского комплекса изменяются в очень узких пределах – 2.8–2.9 млрд. лет (табл. 2).

Каликорвинский комплекс. Каликорвинская структура, выделенная в северо-западном Беломорье, сложена супракрустальными образованиями, заключенными в поле гранитоидов тоналиттрондьемитовой ассоциации (рис. 3). Согласно приведенным выше данным, каликорвинский супракрустальный комплекс подстилает тоналиты Карельского кратона и выходит на поверхность в тектоническом окне.

Химические составы пород каликорвинского комплекса приведены в табл. 1 и вынесены на диаграмму SiO₂–(Na₂O + K₂O) (рис. 5). Среди амфиболитов доминируют базальты толеитовой серии, для которых характерна слабая дифференциация от магнезиальных к железистым разностям. Последние содержатся в меньшем количестве (рис. 6). Амфибол-биотитовые и частично биотитовые гнейсы относятся к вулканитам среднего и кислого состава (табл. 1, рис. 5а) известково-щелочной серии (рис. 6). Среди них преобладают дациты; в подчиненном количестве находятся андезито-да-



Рис. 6. Составы метавулканических пород каликорвинского комплекса на диаграмме Al – (Fe_{общ} + Ti) – Mg (катионные %) (Jensen, 1976).

Поля на диаграмме: дациты (I), андезиты (II), базальты (III) известково-щелочной серии. Метавулканические породы каликорвинского комплекса: 1 – высокомагнезиальные базальты; 2 – базальты; 3 – андезито-базальты; 4 – андезито-дациты; 5 – дациты.

циты и андезито-базальты. Они содержат 60–70% SiO₂, 2–3% MgO, 4–6% CaO, отличаются высокими содержаниями Sr и Ba и в большинстве случаев обладают несколько повышенными концентрациями Cr (в среднем 125 ppm). Для метадацитов характерен дифференцированный спектр распределения РЗЭ; по сравнению с хондритом они в 50– 100 раз обогащены ЛРЗЭ и в 3–10 – ТРЗЭ, (La/Yb)_N отношение составляет 40. Гранат-биоти-

Таблица 3. Расчет модельного состава источников сноса метаграувакк чупинского комплекса (главные элементы – в весовых %, редкие – в ppm)

Компо- ненты	Средние конце	нтрации		Crorwa					
	дацить	JI	базальты		коматии	ты	Модельные концентрации	концентрации	
	средние концентрации	вклад (70%)	средние концентрации	вклад (20%)	средние концентрации	вклад (10%)	элементов	метаграувакках	
TiO ₂	0.50	0.35	1.04	0.2	0.58	0.06	0.61	0.62	
Ni	37	26	107	20	463	46	92	87	
Fe ₂ O ₃	3.5	2.4	14.86	2.9	13.99	1.4	6.7	5.65	
MgO	1.06	0.7	8	1.6	14.48	1.4	3.7	2.08	
Cr	80	56	186	37	1718	172	265	289	

		Сред в метав		Специие							
Компоненты	дациты ба			зальты	комат	коматииты			концентрации		
	средние концентра- ции	вклад (60%)	средние концентр ции	а- вклад (30%)	средние концентра- ции	вкл (10	ад %)	элементо	с высоким Cr		
TiO ₂	0.41	0.25	0.96	0.29	0.58	0.	06	0.6	0.67		
Ni	25	15	125	38	463	46	99		100		
Fe ₂ O ₃	3.7	2.2	14.43	4.2	13.99	1.	4 7.8		6.51		
MgO	1.77	1.0	7.74	2.3	14.48	1.	4	4.7	3.62		
Cr	63	38	313	102	1718	172		312	336		
	Средние концентрации элементов в метавулканитах и их вклады в осадки Ми								Средние		
Компоненты		дациты		базальты			кон	центрации	концентрации в граувакках		
	средние концентрат	ции вкла	д (60%)	средние концентрации	вклад (4	10%)	элементов		с низким Cr		
TiO ₂	0.41		0.25	0.96	0.3	0.38		0.63	0.66		
Ni	25	1	5	125	50	50		65	56		
Fe ₂ O ₃	3.7		2.2	14.43	5.7	5.7		5.7		7.9	5.7
MgO	1.77		1.0	7.74	3.0			4.0	3.18		
Cr	63	38		313	125	125				163	177

Таблица 4. Расчет модельного состава источников сноса метаграувакк каликорвинского комплекса (главные элементы – в весовых %, редкие – в ppm)

товые и частично биотитовые гнейсы на классификационной диаграмме (рис. 5б) попадают в поле дацитов. Однако от вулканитов среднего и кислого состава они отличаются значительными вариациями в содержаниях SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, повышенными содержаниями MgO (>5%) и пониженными CaO (2-3%), т.е. повышенными Mg/Ca отношениями, а главное - высокими содержаниями Cr (до 400 ppm) и др. элементов группы железа. Такие особенности химического состава не позволяют отнести рассматриваемые гнейсы ни к одной из известных групп магматических пород. Согласно классификации Ф. Петтиджона (Pettijohn et al., 1973) гранат-биотитовые гнейсы каликорвинского комплекса также отвечают грауваккам. При этом вариации в содержаниях Cr позволяют предположить наличие двух групп граувакк (табл. 1) с несколько разными модельными источниками (что будет показано ниже). Преобладают метаграувакки с высоким содержанием Cr. Для них характерны значительные вариации в содержаниях SiO₂ (59–72%), TiO₂ (0.35–0.89%), а также максимально высокие концентрации MgO (до 5.8%), Cr (300-400) и наиболее низкие CaO (1.7%) (табл. 1). Менее распространены метаграувакки с низким содержанием Cr, по-видимому, слагающие нижние горизонты парагнейсовой

пачки. Они отличаются сравнительно узкими пределами вариаций SiO₂ (60–68%), более низкими содержаниями MgO (до 4.4%) и Cr (до 200 ppm, редко чуть выше) и более высокими – CaO (до 2.6%). Величины T_{Nd} (DM) в метаосадочных и метавулканических породах каликорвинского комплекса составляют 2.9 млрд. лет (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрохимические и геохимические особенности граувакк чупинского и каликорвинского комплексов свидетельствуют о невысокой зрелости источника сноса и недалекой транспортировке материала. На это же указывают и низкие значения индекса зрелости CIA = 53-55 (табл. 1). Поскольку материал источника в процессе осадконакопления не претерпел существенных изменений. состав осадков определялся, главным образом, составом материнских пород. Наблюдаемые в граувакках высокие содержания SiO₂, Na₂O, MgO, FeO, Ti, Cr, Ni и Co позволяют предполагать, что в области сноса присутствовали породы как кислого, так и основного состава (табл. 3, 4). Источником кислого материала могли служить тоналиты предполагаемого древнего фундамента или ассоциирующие с граувакками даци-



Рис. 7. Вариационные диаграммы для парагнейсов чупинского комплекса. 1 – метаграувакки; 2 – средние составы метадацитов чупинского комплекса; 3 – средние составы метабазальтов чупинского комплекса.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 11 № 6 2003



Рис. 8. Вариационные диаграммы для парагнейсов каликорвинского комплекса. a. 1 – метаграувакки с высокими содержаниями Сг. б. 2 – метаграувакки с низкими содержаниями Сг; 3 – средние составы метадацитов каликорвинского комплекса; 4 – средние составы метабазальтов каликорвинского комплекса; в – вариации содержаний редкоземельных элементов.

ты. Поставщиками основного материала скорее всего выступали базальты, принадлежащие каликорвинскому и чупинскому комплексам, или сохранившиеся в мафических зонах Хетоламбинского покрова. Обратив внимание на составы чупинских и каликорвинских метаграувакк на бинарных диаграммах (рис. 7, 8), можно убедиться в правомерности такого предположения. О поведении элементов во время осадконакопления удобнее всего судить, рассмотрев характер изменения их концентраций по отношению к Ті, который ведет себя в осадочном процессе наиболее инертно (Nesbitt, 1979). Как видно на рис. 7, прямые линии, соединяющие на бинарных диаграммах средние составы метадацитов и метабазальтов, отвечают механическим смесям этих пород. На большинстве диаграмм составы чупинских метаграувакк (рис. 7) лежат на линии смешения, что указывает на отсутствие фракционирования почти всех элементов в процессе седиментации. Исключение составляют Ca, Si, Al, Sr и Cr. Вариации содержаний этих элементов могут быть объяснены влиянием осадочных процессов. В случае Са и Sr фигуративные точки располагаются ниже линии смешения, что, по-видимому, свидетельствует о разложении плагиоклаза и небольшом выносе этих элементов в процессе химического выветривания. Повышенные концентрации SiO₂ на графике SiO₂-TiO₂ связаны с накоплением в терригенном материале устойчивого к выветриванию кварца. "Косой" тренд Al₂O₃ по отношению к линии смешения обязан действию процессов оса-



Рис. 9. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту (Sun, 1982), в метаграувакках чупинского (а) и каликорвинского (б) комплексов в сравнении с метавулканитами.

1 – дациты, 2 – базальты, 3 – метаграувакки чупинского
 (а) и каликорвинского (б) комплексов соответственно.

дочной дифференциации (Sawyer, 1986). Расположение составов метаграувакк выше линии смешения на графике Cr–TiO₂ предполагает наличие ультраосновного компонента в области сноса, приводящего к высоким содержаниям Cr в метаосадках. На графике нормированных к хондриту содержаний РЗЭ (рис. 9а) линии распределения РЗЭ в чупинских метаграувакках занимают промежуточное положение между дацитами и базальтами чупинского комплекса, что подтверждает предположение об этих породах как о возможных источниках обломочного материала для осадков. Крутой характер спектра на отрезке ЛРЗЭ говорит о значительном вкладе в осадки дацитов.

Метаграувакки каликорвинского комплекса, в отличие от чупинских, представлены двумя группами (табл. 1). В обоих случаях источником обломочного материала им служили, вероятнее всего, метавулканиты (дациты и базальты) самого каликорвинского разреза. В образовании граувакк с максимально высокими содержаниями Сг принимали участие еще и ультрамафиты или коматиитовые базальты. Это хорошо иллюстрируется диаграммой Cr-TiO₂ (рис. 8а), на которой составы



Рис. 10. Днаграмма (Camire et al., 1993), позволяющая оценить состав источника сноса метатерригенных пород чупинского (а) и каликорвинского (б) комплексов. а. 1–3 – чупинский комплекс: 1 – метаграувакки, 2 – метадациты, 3 – метабазальты; 4 – метакоматииты каликорвинского комплекса; б. 5–9 – каликорвинский комплекс: 5 – метаграувакки с высокими концентрациями Сг, 6 – метаграувакки с более низкими концентрациями Сг, 7 – метадациты, 8 – метабазальты; 9 – метакоматииты.

метаграувакк лежат выше линии смешения дацитов и базальтов, и бинарной диаграммой (рис. 10), где фигуративные точки смещены в сторону ультраосновного компонента. Поведение петрогенных и редких элементов в каликорвинских метаграувакках характеризует эти породы как незрелые осадки, составы которых определяются преимущественно пропорцией пород в источнике сноса. Химическое выветривание сказывается только на подвижности Са и Sr и выражается в обеднении ими пород (рис. 8). Процессы осадочной дифференциации приводят к некоторому обогащению пород SiO₂ и появлению трендов изменения концентраций Al₂O₃, занимающих "косое" положение по отношению к линиям смешения. Подобно чупинским грауваккам, линии распределения РЗЭ в каликорвинских метаграувакках занимают промежуточное положение между дацитами и каликорвинскими базальтами, тяготея в области ЛРЗЭ к метадацитам (рис. 9б).

Вариационные диаграммы позволяют определить элементы, наименее подвижные в осадочном процессе. К их числу относятся: Ti, Ni, Mg, Fe, Cr. Поскольку концентрации перечисленных элементов в осадках зависят преимущественно от их содержаний в материнских породах, с их помощью можно оценить пропорцию этих пород в области сноса. Модельный состав источника сноса чупинских и каликорвинских граувакк приведен в



Рис. 11. Положение составов метаграувакк чупинского (а) и каликорвинского (б) комплексов на дискриминационных диаграммах (Bhatia, 1983). Поля на диаграммах: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины; гр – гранит, тон – тоналит, ком – коматиит, тол – толеит.

табл. 3 и 4. Как видно из этих таблиц, составы граувакк изменяются в соответствии с пропорцией смешиваемых пород. Так, осадочные породы чупинского комплекса, являясь наиболее лейкократовыми, предполагают значительный вклад кислого материала (до 70%), в то время как в более меланократовых граувакках каликорвинского комплекса выше доля основного компонента (до 40%).

Во всех случаях на диаграммах РЗЭ–ТіО₂ (рис. 7, 8в) составы чупинских и каликорвинских метаграувакк располагаются на линии смешения материнских пород или вблизи нее, что свидетельствует о несущественном фракционировании РЗЭ в процессе осадконакопления. Nd модельный возраст метаграувакк (табл. 2) отражает средний Nd модельный возраст пород в области сноса. Полученные в стратотипической местности Nd модельный (2.9 млрд. лет) и U-Pb возраст цирконов (2.9-3.0 млрд. лет) (Bibikova et al., 2001) рассматриваемых метаграувакк укладываются в интервал 2.9-3.0 млрд. лет, тем самым ограничивая нижнюю возрастную границу их формирования рубежом 3.0 млрд. лет. В то же время, возраст детритового циркона из северных фрагментов БПП (Bibikova et. al., 1999) достигает 3.2 млрд. лет, что может свидетельствовать о наличии в областях размыва более древних пород, которые известны в пределах Карельского кратона. Но их количество было ограничено, иначе была бы велика вероятность получить метаосадки с высокой химической зрелостью, вызванной длительным переносом терригенного материала, и обладающими более высокими значениями оценок Nd модельного возраста. Дациты пулонгского разреза, в которых присутствуют цирконы с возрастом 2870 \pm 30 млн. лет (Bibikova et al., 2001), вполне могут рассматриваться в качестве возможного главного компонента модельного источника сноса чупинских граувакк. К тому же они имеют такой же, как у метаграувакк Nd модельный возраст (2.9 млрд. лет) и, судя по величине $\epsilon_{Nd}(T) =$ +3.6, произошли из ювенильного источника.

Для метаграувакк и метадацитов каликорвинского комплекса получены сходные оценки Nd модельного возраста – соответственно 2.8– 2.9 млрд. лет и 2.9 млрд. лет (табл. 2). Положительные значения $\varepsilon_{Nd}(2.87) = +3.4...+4.8$ свидетельствуют о ювенильной природе дацитов.

Метаосадки чупинского и каликорвинского комплексов обладают сходными геохимическими чертами и имеют близкий возраст формирования, что позволяет говорить о едином статиграфическом уровне осадконакопления. Данное обстоятельство послужило одним из основных аргументов в пользу объединения чупинских и каликорвинских метаграувакк в единый комплекс (Миллер и др., 1999). Однако некоторые особенности состава и пространственного положения указанных образований не позволяют до конца быть уверенными в этом. Так, граувакки рассмотренных комплексов разобщены в пространстве. Разрезы, которым они принадлежат, значительно отличаются пропорцией входящих в их состав вулканитов: в чупинском на их долю приходится не более 5–10%, в то время как в каликорвинском вулканиты слагают не менее половины разреза. Немаловажно и то, что геохимические особенности граувакк свидетельствуют об автономных источниках сноса. При сходстве в содержаниях петрогенных и редких элементов вулканиты рассмаимеют триваемых комплексов некоторые отличия в содержаниях РЗЭ. Дациты каликорвинского комплекса обогащены ЛРЗЭ по сравнению с чупинскими, а базальты, напротив, имеют более низкие концентрации ЛРЗЭ (табл. 1). Имеются отличия и в пропорциях смешиваемых материнских пород, находящихся в области сноса.

С другой стороны не исключено, что формирование осадочных ассоциаций сравниваемых объектов происходило в сходных геодинамических обстановках. Изучение химического состава гнейсов привело к представлению о них, как об осадках, образованных обломками практически не выветрелых пород. Такие осадки могли образоваться в условиях быстрого разрушения пород и моментального захоронения терригенного материала вблизи области сноса. Существует некоторое несоответствие в смоделированных пропорциях пород в области сноса и их реальных соотношениях в каждом из рассмотренных разрезов. Остается предположить: или мы имеем дело с глубоко эродированными и превращенными в терригенные обломки вулканитами, или материал, поступающий из расположенных поблизости вулканических построек, сразу же разрушался. В связи с этим интересны представления (van de Kamp, Beakhouse, 1979), касающиеся условий образования метаграувакк парагнейсового пояса Инглиш-Ривер (провинция Сьюпириор, Канада). Авторы предположили, что исходным обломочным материалом граувакк служили выбросы пирокластики, поступавшие непосредственно из жерла в ходе вулканических извержений в подводных условиях в зону седиментации. Это объясняет и отсутствие значительного химического выветривания кластогенного материала. Аналогичными образованиями третичного возраста являются парагнейсы формации Tokiwa в Японии (Fiske, Matsuda, 1964).

Имеющиеся в нашем распоряжении изотопногеохимические и геохронологические данные (Бибикова и др., 1999; Bibikova et al., 2001) позво-

ляют рассматривать супракрустальные породы чупинского и каликорвинского комплексов в качестве одних из самых древних образований в БПП. Среди тоналитов, окружающих эти супракрустальные комплексы, не обнаружено пород с более древними коровыми метками. Полученный для них (Бибикова и др., 1999) Nd модельный возраст (2.8-2.9 млрд. лет) сопоставим с оценками возраста, сделанными для супракрустальных пород, поэтому мы не вправе признавать существенного распространения пород тоналит-трондьемитовой ассоциации в областях денудации. Возможна лишь небольшая примесь древнего обломочного материала из источников, располагавшихся в пределах Карельского кратона. Исходя из особенностей пород, которые скорее всего одновременно служили фундаментом (океанические толеитовые базальты) и вместе с дацитами известковощелочной серии принимали участие в образовании метаграувакк, формирование протолитов рассматриваемых метаосадочных пород могло происходить в окружении незрелых островных дуг (Геодинамические реконструкции, 1989). К такому же заключению приводит и рассмотрение состава метаосадочных пород на дискриминационных диаграммах (Bhatia, 1983), на которых чупинские и каликорвинские метаграувакки попадают в поле океанических островных дуг (рис. 11).

выводы

Совокупность имеющихся в нашем распоряжении геологических, геохимических и геохронологических и изотопно-геохимических данных позволяет сделать следующие выводы:

1. Изученные разрезы супракрустальных пород входят в состав единого Чупинского тектонического покрова, на ранней (субдукционной) стадии становления подвижного пояса погружавшегося под Карельский кратон.

2. Результаты U-Pb геохронологических исследований детритовых и метаморфических цирконов (Bibikova et al., 2001), а также Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаосадочных и метавулканических пород, наряду с геологической информацией, позволяют утверждать, что выделенные типы разрезов Чупинского покрова практически одновозрастны. Наиболее вероятный возрастной интервал их формирования – 2.8-2.9 млрд. лет. Судя по этим результатам, как породы Керетского зеленокаменного пояса и вулканиты, входящие в породную ассоциацию исследованных комплексов, так и образования предпопротоофиолитов мафических лагаемых **30H** могут служить источниками обломочного материала для граувакковых толщ. Породы тоналиттрондьемитовой ассоциации, входящей в состав Хетоламбинского и Чупинского покровов, не могут рассматриваться как источник сноса при формировании граувакк. Возраст (2.7–2.8 млрд. лет) их изверженного протолита чаще всего более молодой по сравнению с супракрустальными образованиями (Лобач-Жученко и др., 1993; Бибикова и др., 1999), а их коровая предыстория столь же непродолжительна, как и у вулканогенно-осадочных толщ.

3. Многие особенности состава парагнейсов позволяют заключить, что характер разреза исследованных толщ определяется локальными условиями вулканизма и седиментации, с чем связаны некоторые различия между каликорвинским и чупинским комплексами. Общим у них является крайне низкая степень химической дифференциации в осадочном процессе, значительная роль процессов механического смешения материала из близких источников, существенная роль мафического, преимущественно вулканогенного материала. Все это приводит к заключению о накоплении супракрустальных образований в окружении юных, океанических (энсиматических) островных дуг.

Авторы признательны Р.И. Милькевич за участие в обсуждении статьи и ценные замечания. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 99-05-65263, 99-05-65206, 00-15-98475, 00-05-72011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.

Геодинамические реконструкции. Л.: Недра, 1989. 278 с.

Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390с.

Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулито-гнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.

Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Другова Г.М. и др. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой Губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 657–677.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С. и др. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизионная зона Балтийского щита // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 226–229. *Миллер Ю.В.* Позднеархейская покровная структура Беломорского подвижного пояса // Вест. СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3 (№ 21). С. 28–40.

Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.

Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А., Мыскова Т.А., Львов А.Б. Новые данные о составе, структурной позиции и геотектонической значимости Чупинского тектонического покрова Беломорского подвижного пояса // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 3. С. 379–382.

Милькевич Р.И. Петрогеохимические методы восстановления первичной природы метаморфических пород. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Метод. пособ. СПб: ВСЕ-ГЕИ, 1996. С. 205–221.

Милькевич Р.И., Миллер Ю.В. Тектоническое значение островодужного магматизма северной части Тикшозерсого зеленокаменного пояса (Северная Карелия) // Общие проблемы геотектоники. Тектоника России. Тез. докл. Всерос. совещания МТК. М: ГЕОС, 1999. С. 329–331.

Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов А.Б., Миллер Ю.В. Происхождение чупинских гейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 653– 664.

Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-гипербазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 177 с.

Bibikova E.V., Skiold T., Claesson S., Bogdanova S. NORD-SIM ages on provenance and metamorphic zircon material in Belomorian metasediments of the Baltic Sheld // J. Confer. Abstracts. 1999. V. 4. № 1. P. 145.

Bibikova E.V., Glebovitskii V.A., Claesson S. et al. New Isotopic Data on the Protolith Age and Evolutionary Stages of the Chupa Formation, Belomorian Belt // Geochem. Internat. 2001. V. 39. Suppl. 1. P. 512–517.

Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91. P. 611–627.

Camire G.E., Lafleche M.R., Ludden J.N. Archean metasedementary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian Sheld: chemical characterization, weathering and modelling of the sours areas // Precambr. Res. 1993. V. 62. № 3. P. 285–305.

Fiske R.S., Matsuda T. Submarine equivalents of ash flows in the Tokina Formation, Japan // Amer. J. Sci. 1964. V. 262. P. 76–106.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth. Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. № 3. P. 249–265.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth. Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150. Jense, L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic roks // Ontario Dept. Mines. 1976. Misc. Pap. V. 66. 22 p.

Liew T.C., Hofmann A.W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // Contrib. Mineral Petrol. 1988. V. 98. P. 129–138.

Le Bas M.J., Maitre R.W., Streckeisen A., Zanetin A. A chemical classification of volcanic rocrs based on the total alkali-silica diagram // Petrology. 1986. V. 27. P. 745–750.

Nesbitt H.W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite // Nature. 1979. V. 279. P. 206–210.

Nesbitt H.W., Yong G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and sandstone. New York, Springer-Verlag, 1973. 618p.

Sawyer E.W. The influence of sorce rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico Metasedimentary Belt, Superior Province, Canada // Chem. Geol. 1986. V. 55. P. 77–95.

Sun S.S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 179–192

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.

Van de Kamp P.C., Beakhouse G.P. Paragneisses in the Pakwash and Lake area, English River Gneiss Belt, Northwest Ontario // Canad. J. Earth Sci. 1979. V. 16. P. 1753-1763.

Рецензенты Е.В. Бибикова, Е.В. Шарков

УДК 56/112:551.71(470.55/.57)

МИКРОФОССИЛИИ ТИПОВОГО РАЗРЕЗА ВЕРХНЕГО РИФЕЯ (КАРАТАВСКАЯ СЕРИЯ ЮЖНОГО УРАЛА)

© 2003 г. А. Ф. Вейс*, В. И. Козлов**, Н. Д. Сергеева**, Н. Г. Воробьева*

*Геологический институт РАН, Москва **Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа Поступила в редакцию 10.01.2002 г.

На основании изучения обширного нового материала (более 200 проб) и критического анализа литературных данных существенно расширены сведения о составе, вертикальном и латеральном распространении органостенных микрофоссилий в типовом разрезе верхнего рифея – каратавской серии Южного Урала. Среди шести слагающих ее свит, новые местонахождения органостенных форм обнаружены в зильмердакской, инзерской, миньярской и укской свитах. Стратиграфически важные морфотипы выявлены вблизи нижней границы серии (в нугушской и бедерышинской подсвитах) зильмердакской свиты и в основании инзерской свиты. Полученные результаты расширяют систематический состав ассоциаций микрофоссилий из этих свит не только за счет ранее неизвестных здесь транзитных таксонов, но и многочисленных впервые появляющихся в названных отложениях более сложно построенных морфотипов. Анализ последовательности каратавских микрофоссилий показывает, что она разделена рядом микрофитологических рубежей, важнейшими из которых являются донугушский, предбедерышинский и прединзерский. Значение первого из них подчеркивается появлением крупных акритарх Chuaria, Navifusa, некоторых нитчатых и сложно построенных форм, второго – определенных видов акантоморфных Trachyhystrichosphaera, в сочетании с Arctacellularia, Tortunema и Glomovertella, a третьего – Prolatoforma, Tasmanites, Pellicularia, Eosaccharomyces и других. Сравнение южноуральской последовательности микрофоссилий с установленными в других регионах подтверждает возможность расчленения верхнего рифея по микрофоссилиям на ряд биостратиграфических единиц.

Ключевые слова. Стратотип рифея, биостратиграфия, микрофоссилии, микрофитологический уровень, терригенно-глинистые толщи.

Использование микрофоссилий в биостратиграфии рифея невозможно без получения достоверной информации об их распределении в типовом и опорных разрезах отложений этого возраста. Анализ выявленных эмпирическим путем естественных последовательностей рифейских микробиот и детальные реконструкции фациально-экологической структуры палеосообществ в бассейнах того времени позволяют воссоздать объективную картину развития древней микробиоты на основании сборки однотипных (гомотаксальных) фрагментов таких последовательностей в единую модель (Вейс и др., 2001). В последние годы основным полигоном для проведения подобных исследований на территории России являлся ряд регионов Сибири, в пределах которых дискретные рифейские микробиоты и их представительные последовательности, были детально изучены в таксономическом и фациально-экологическом отношениях (Вейс и др., 1998а, б, 1999; Наговицин, 2001; Сергеев, Ли Сень-Джо, 2001; Вейс, Воробьева, 2002), тогда как микрофитологическая охарактеризованность стратотипа рифея явно уступала лучшим сибирским разрезам.

Между тем, в рамках хроностратиграфической концепции, вопрос о возрасте заключающих микрофоссилии толщ может быть надежно решен только посредством обоснованной всеми доступными методами корреляции последних со стратотипом рифея (Семихатов, 1995, 1997). При этом биостратиграфически значимые выводы о возрасте конкретных микробиот – членов региональных последовательностей – прежде всего опираются на установление их места в вертикальном ряду микробиот южноуральского рифея. Сказанное предопределило новый импульс интереса исследователей к получению отвечающей современным требованиям микрофитологической характеристики стратотипа рифея (Вейс, Ларионов, 1999; Вейс и др., 2000; Сергеев, Ли Сень-Джо. В печати).

Особую роль в решении названных проблем играет каратавская серия, которая завершает типовой разрез рифея и является стратотипом одноименной эратемы, отличается значительной стратиграфической полнотой, относительно слабой измененностью и заключает наибольшее количество выявленных в последние годы на Юж-



Рис. 1. Схематизированная карта местоположения точек отбора проб из отложений каратавской и ашинской серий; верхний докембрий, Башкирский мегантиклинорий, Южный Урал.

1–19, 22–34 – каратавская серия; 1–9, 22–24 – зильмердакская свита: 1 – бирьянская, 2, 3, 23 – нугушская, 4 -лемезинская, 5–9, 22, 24 – бедерышинская подсвиты; 10, 11, 30 – катавская свита; 12–15, 25–27, 31–34 – инзерская свита: 12, 31 – нижняя подсвита, 13–15, 25–27, 32–34 – верхняя подсвита; 15 – миньярская свита, нижняя подсвита; 16–19, 28, 29 – укская свита, нижняя подсвита, 20, 21 – ашинская серия; зиганская свита. Подробная географическая и стратиграфическая привязка точек 1–34 см. в тексте.

Черные кружки – местонахождения микрофоссилий; светлые – точки отбора проб, лишенных микрофоссилий.

ном Урале местонахождений микрофоссилий (Вейс и др., 1990; Козлов и др., 1991, 1994; Михайлова, Подковыров, 1992; Сергеев, 1992; Маслов и др., 1994, 2001). Кроме того, ряд важных микробиот, включающих морфотипы сложного строения, был описан в предположительно верхнерифейских толщах, развитых как на территории стратотипической местности, так и за ее пределами (Козлова, 1987; Микрофоссилии докембрия, 1989; Вейс, Ларионов, 1999 и др.).

К биостратиграфическому анализу микрофоссилий уральского рифея исследователи не обращались около двадцати лет (Келлер, Янкаускас, 1980; Янкаускас 1980а-г; Янкаускас, 1982; Стратотип рифея, 1982). Настоящая работа направлена на восполнение данного пробела на основании накопленного авторами обширного нового материала (более 200 проб), отобранного из лучших разрезов каратавской серии (рис. 1), включая ряд сопредельных толщ, имеющих спорный стратиграфический статус, а также привлечения литературных материалов и преследует три цели. 1. Максимально расширить палеонтологическую характеристику названной серии. 2. Проанализировать стратиграфическое распределение всех известных прежде и вновь выявленных каратавских микрофоссилий и привести его в соответствие с современными представлениями о строении этой серии. 3. Объективно оценить возможности микрофитологического расчленения каратавской серии и выводы о возрасте близких по составу микробиот, описанных на Южном Урале и в Приуралье. В качестве стратиграфической канвы ниже рассматривается та последовательность рифейских толщ региона, которая приведена в коллективных сводках (Стратотип рифея, 1983; Унифицированные региональные..., 1994).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Анализируемые микроостатки принадлежат каратавской серии, крупному (3.0–5.3 км) осадочному комплексу, который совместно с бурзянской, юрматинской, а по некоторым данным и распространенной на ограниченной территории представительной кужинской сериями, образуют типовой разрез рифея западного склона Южного Урала. Каратавские толщи широко развиты на западном крыле протяженного Башкирского мегантиклинория (110 × 350 км), строение которого в настоящее время трактуется неоднозначно. Согласно одним взглядам, названную структуру слагает нарушенная разломами сложная система крупных автохтонных антиклинальных и синклинальных складок (Сенченко, 1976 и др.), согласно другим - совокупность аллохтонных субпараллельных надвиговых пакетов (Камалетдинов, 1974, 1977 и др.), а согласно третьим – перемещенные и приведенные в соприкосновение в ходе тектоногенеза крупные блоки земной коры (Иванов, Иванов, 1997; Виноградов и др., 2000, 2001 и др.). Две первые наиболее обоснованные точки зрения признают хронологическую репрезентативность бурзяно-каратавских отложений и согласуются с концепцией выделения рифейской эонотемы как одного из главных подразделений общей хроностратиграфической шкалы позднего протерозоя России (Семихатов и др., 1991). Последний подход, напротив, ведет к дискриминации этой шкалы либо на основе представлений о субсинхронности бурзянской, юрматинской (включая кужинскую) и каратавской серий, типовых для одноименных эратем рифея, либо отрицая их естественную стратиграфическую преемственность. Ниже мы будем придерживаться подтвержденного многочисленными, в том числе микрофитологическими, наблюдениями вывода о последовательном характере взаимоотношений названных значительных по объему литострати-

Рис. 2. Схема стратиграфического распространения органостенных и минерализованных микрофоссилий в отложениях каратавской серии верхнего рифея Южного Урала.

1 – Leiominuscula minuta (Naum.) (оболочки <10 мкм), 2 – Leiosphaeridia crassa (Naum.), emend. Jank. (оболочки <70 мкм), 3 – L. excultpa (Tim.), emend. Mikh. (оболочки 70–150 мкм), 4 – L. jacutica (Tim.) emend. Mikh. et Jank. (оболочки 150–300 мкм), 5 – Chuaria circularis Walc., emend. Vidal, Ford (оболочки >300 мкм), 6 – Leiosphaeridia bicrura Jank., оболочки с медианным разрывом, 7 – L. ternata (Tim.), emend. Mikh. et Jank., оболочки с периферическими разрывами, 8 – L. kulgunuca Jank., оболочки с окаймленным отверстием – ?пиломом, 9 – Nucellosphaeridium minutum Tim. (внешняя оболочка <100 мкм), 10 - N. nordium (Tim.) (внешняя оболочка >100 мкм), 11 - Simia nerjenica A.Weiss, 12 - S. simica (Jank.), 13 - Pterospermopsimorpha spp., 14 – Šatka spp., 15 – Kirbia multipartita Mikh. et Volk., 16 – Konderia elliptica A.Weiss, 17 – Valeria lophos-triata Jank., 18 – Tasmanites ripheicus Jank., 19 – Octaedrixium sp., 20 – Spumosina rubiginosa (Andr.), 21 – Aimia spp., 22 – Cerebrosphaera sp., 23 – Cymatiosphaeroides sp., 24 – Trachyhystrichosphaera parva Mikh., 25 – Т. aimika Herm., 26 – Т. stricta Herm., 27 – Т. truncata Herm. et Jank., 28 – Т. vidalii Knoll, 29 – Prolatoforma aculeata Mikh., 30 – крупные акритархи неправильных очертаний (монстриозные оболочки), 31 – Navifusa majensis Pjat., 32 – Tetrasphaera antiqua Tim. et Herm., 33 – Myxococcoides spp., 34 - Ostiana microcystis Herm., 35 - Sphaerocongregus variabilis Moorm., 36 - Chlorogloeopsis zairensis Maithy, 37 - Polysphaeroides contextus Herm., 38 - Conjunctiophycus totticus A.Weiss, 39 - Archaeotrichion contortum Schopf и/или A. lacerum Herm., 40 – Eomycetopsis robusta Schopf emend. Knoll et Golubic, 41 – Leiotrichoides spp. и/или Heliconema uralense Jank., 42 - Siphonophycus spp., 43 - Asperatofilum experatus (Herm.), 44 - Taenitrichoides jaryshevicus Assejeva, 45 -Plicatidium latum Jank., 46 - Rectia costata (Jank.), 47 - Brevitrichoides bashkiricus Jank., 48 - Tortunema sibirica Herm., emend. Herm., 49 - Glomovertella spp., 50 - Polytrichoides lineatus Herm., emend. Herm., 51 - Eomycrocoleus crassus Horod. et Donald., 52 – Archaeoellipsoides spp., 53 – узкие и среднеразмерные трихомы осциллаториевого строения (ex gr. Oscillatoriopsis, Filiconstrictosus, Cephalophytarion, Calyptothrix и др.), 54 – неназванные широкие трихомы осциллаториевого строения (>50 мкм), 55 – Botuobia magna (Tynni et Donner), 56 – Palaeolyngbya sphaerocephala Herm. et Pylina, 57 – Trachytrichoides ovalis Herm., 58 – Arctacellularia spp., 59 – ветвящиеся талломы со слабо выраженной продольной текстурой ex gr. Pseudodendron, 60 – Lakhandinia sp., 61 – Majaphyton antiquam Tim. et Негт., 62 – талломы, состоящие из удлиненных клеток-члеников ex gr. Proterocladus, 63 – Caudosphaera expansa Tim. et Негт., 64 – Germinosphaera spp., 65 – Pellicularia tenera Jank., 66 – Eosaccharomyces ramosus Herm., 67 – Fabiformis porosus Pjat., 68 – широкие плотные нити (талломы), 69 – Nelcanica curta Pjat., 70 – Gloeodiniopsis lamellosa Schopf emend. Knoll, Golubic, 71 – Eogloeocapsa sp., Eoaphanocapsa oparinii Nyberg et Schopf, Sphaerophycus medius Horod. et Donald., 72 – Eoentophysalis cumulus Knoll et Golubic, 73 – Ramivaginalis uralensis Nyberg et Schopf a Biocatenoides sp., 74 – Eosynechococcus amadeus Knoll et Golubic, 75 – Oscillatoriopsis zilimica (Jank.). 1-8 – литологические типы пород: 1 – песчаники и/или конгломераты; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – известняки; 5 – строматолитовые известняки; 6 – доломиты; 7 – строматолитовые доломиты; 8 – доломиты с линзами и стяжениями кремней; 9 – микрофитологические уровни (черные квадраты – органостенные микрофоссилии, черный треугольник – минерализованные микрофоссилии).

^{1-75 (}цифры у изображенных морфотипов) – встреченные микрофоссилии:



графических единиц и, следовательно, валидности рифейской шкалы.

В пределах Башкирского мегантиклинория каратавская серия несогласно, с ясно фиксируемым размывом, перекрывается вендскими толщами и в большинстве разрезов предваряется юрматинской серией, но относительно соотношения этих серий существует три конкурирующих точки зрения: 1) рассматриваемые серии в большинстве разрезов связаны постепенным переходом; 2) обе серии повсеместно разделены продолжительным перерывом и сопряженными с ним структурными изменениями; 3) существует локально развитая постюрматинская, но докаратавская кужинская серия, которая в значительной степени заполняет юрматино-каратавский перерыв и принадлежит верхнему рифею (подробнее см. Филиппов, 1991; Вейс и др., 2000).

В принятых ныне региональных стратиграфических схемах (Унифицированные региональные..., 1993 и др.) каратавская серия подразделяется на шесть свит: 1) сложенную силикокластическими отложениями зильмердакскую (1950-2950 м); 2) образованную пестроокрашенными тонкополосчатыми глинистыми известняками и мергелями катавскую (200-400 м); 3) варьирующую по составу от мелкозернистых глауконитсодержащих песчаников до аргиллитов и строматолитовых известняков инзерскую (350-680 м); 4) преимущественно доломитовую миньярскую (500-600 м); 5) карбонатно-терригенную укскую (180-400 м); 6) сохранившуюся от предвендского размыва только на восточном крыле Башкирского мегантиклинория песчано-сланцевую криволукскую свиту (400-500 м). Возможными стратиграфическими аналогами последней ранее считались преимущественно песчаниковые отложения толпаровской свиты (650 м) и заключающие тиллоиды аргиллиты суировской свиты (300 м), в настоящее время чаще относимые к венду. Зильмердакская, катавская и инзерская свиты характеризуются постепенными взаимопереходами, тогда как в основании вышележащих миньярской, укской и криволукской свит зафиксированы следы размывов, значение которых оценивается различно (Стратотип рифея, 1983; Раабен, 2001 и др.). Недавно полученные С-изотопные хемостратиграфические данные позволяют говорить, что в верхней части серии существует ряд хиатусов, значение которых ранее недооценивалось (Подковыров и др., 1998).

В большинстве разрезов зильмердакская свита состоит из четырех подсвит – бирьянской (1400– 2000 м), нугушской (200–300 м), лемезинской (100–250 м) и бедерышинской (250–400 м). В составе первой и третьей из них доминируют различные по составу и гранулометрии песчаники, а второй и четвертой – алевролиты и аргиллиты.

Известняки и мергели катавской свиты расчленяются на две подсвиты - преимущественно красноцветную нижнюю (100-250 м) и сероцветную верхнюю (100-150 м). Инзерская свита включает две подсвиты, строение которых существенно различается в восточной и западной частях региона. В восточных разрезах, вскрытых в Инзерском синклинории, обе подсвиты (500-550 м и 250-300 м) сложены чередующимися песчано-аргиллитовыми пакетами, и их граница проводится достаточно условно. В западных разрезах в составе нижней (подинзерской) подсвиты (100-300 м) преобладают темноцветные известняки с варьирующей по мощности (от 0 до 90 м) икеньской пачкой аргиллитов в основании, а верхняя подсвита включает две терригенные толщи (70 и 50 м) и разделяющую их пачку известняков (80 м). Миньярская свита подразделяется на две подсвиты - известняковую минкскую (200-300 м) и доломитовую окремненную бьянкскую (250–350 м). Укская свита включает нижнюю песчано-сланцевую подсвиту (70–150 м) и верхнюю подсвиту глинистых известняков (до 300 м). Криволукская свита состоит из трех, различающихся по относительной роли песчаников подсвит, - магадеевской (300 м), апшакской (90 м) и перешейковской (120 м). (Стратотип рифея, 1983; Козлов и др., 1991, 1994, 1997; Маслов, 1997 и др.).

Литологический состав, последовательность, особенности смены указанных свит и подчиненных им единиц южноуральского каратавия в конкретных разрезах и на всей территории его развития были выявлены на достаточно ранних стадиях изучения (библиографию см. Стратиграфический словарь, 1994 и др.). Однако некоторые принципиальные вопросы латеральных соотношений терригенных и заключающих строматолиты карбонатных толщ в верхнекатавско-нижнеминьярском интервале длительное время вызывали острые противоречия (Крылов, 1983; Раабен, 1975, 1981, 1985 и др.), полностью или отчасти преодоленные лишь в последнее десятилетие (Козлов и др., 1991, 1994; Маслов, Крупенин, 1991; Унифицированные региональные..., 1993; Маслов, 2002 и др.).

На рассматриваемой территории ранее выделялись (Стратотип рифея, 1983 и др.) две фациальные зоны развития южноуральского каратавия, различные по особенностям состава и мощностям слагающих их толщ – внутренняя и внешняя (первую из них теперь чаще причисляют к восточному и центральному, а вторую – к западному типам разрезов рассматриваемой серии; Козлов, 1982; Козлов и др., 1994). Внутренней зоне отвечают прослеживаемые на широкой площади выходы верхнерифейских отложений в протяженном Инзерском синклинории, за его пределами слагающие лишь узкую полосу вдоль восточного крыла Ямантаусского антиклинория, а внешней – разобщенные выходы этих отложений, приуроченные к ряду относительно небольших положительных структур – Каратауской, Аджигардакской, Ялмаш-Урюкской и др. Различия в составе каратавских толщ во внутренней и внешней зонах их распространения особенно велики в надзильмердакской части разреза, в которой, как отмечалось, на востоке резко возрастает роль терригенных пород (Козлов, 1982; Стратотип рифея, 1983; Маслов, 1997 и др.).

Условия формирования отложений каратавской серии в настоящее время трактуются противоречиво. В соответствии с детальными седиментологическими реконструкциями А.В. Маслова (1988, 1997 и др.), в зильмердакское время эти отложения накапливались в широком спектре континентальных (аллювиально-дельтовых), сверхмелководных, прибрежных мелководных и шельфовых обстановок, а в катавско-укское время – в преимущественно морских сублиторальных областях. Зильмердакские толщи, помимо ясно выраженных бирьянского и лемезинского трендов обмеления, завершившихся отступлением морского бассейна за пределы рассматриваемой территории, отражают нугушский и бедерышинский эпизоды углубления каратавского бассейна и накопления осадков в гидродинамически спокойных зонах шельфа, ниже базиса штормового волнения. Вышележащая часть разреза серии, согласно этим взглядам, фиксирует постепенный переход от преобладания мелководно-морских обстановок в катавское и инзерское время. к более глубоководному открыто-морскому миньярскому бассейну и его обмелению в укское время. Другие исследователи, опираясь на собственный анализ главных седиментологических особенностей средне- и верхнекаратавских пород, придерживаются иных взглядов на обстановки их формирования и полагают, что постзильмердакские толщи накапливались на фоне повторяющихся более частых осцилляций глубины относительно мелководного морского бассейна. В ходе периодического повышения и понижения уровня моря преобладающая часть нижнекатавских, подинзерских и нижнеминьярских известняков формировались в более глубоководной среде, вблизи базиса действия штормовых волн, а строматолитовые и обломочные известняки совместно с доломитами верхних частей этих и укской свит на существенно меньших глубинах, в пределах гидродинамически активных зон шельфа (Подковыров и др., 1998).

В настоящее время имеются многочисленные, но методически разнородные данные об изотопном возрасте пород каратавской серии Южного Урала (библиографию см. Подковыров и др., 1998; Овчинникова и др., 2000). К их числу принадлежат полученные в разные годы К-Аг датировки минералогически не изученных глауконитов ряда последовательных горизонтов серии. Эти датировки образуют убывающий вверх по разрезу серии ряд и соответствуют: для верхней подсвиты катавской свиты – 938, для нижней и средней частей инзерской свиты – 896-853, для ее верхней пачки – 791–683, для нижней подсвиты миньярской свиты – 740 и верхней – 713–680 млн. лет. Более современная изотопно-геохронологическая информация о возрасте каратавских отложений включает изохронную Pb-Pb датировку нижнеинзерских (симских) известняков – 836 ± ± 25 млн. лет, трактуемую как отражающую время раннего диагенеза осадков (Овчинникова и др., 1998), изохронный Rb-Sr возраст инзерского аутигенного иллита – 835–805 млн. лет, соотносимый с диагенезом погружения (Овчинникова и др., 1995), определение средневзвешенного РЬ-РЬ возраста верхнеминьярских доломитов – 780 ± ± 85 млн. лет, рассматриваемое как наиболее приближенное ко времени формирования этой части свиты (Овчинникова и др., 2000), а также согласующиеся межде собой K-Ar и Rb-Sr датировки нижнеукских Al-глауконитов, равные 688 ± 10 и 670 ± 10 млн. лет (Горожанин, Кутявин, 1986).

Вместе с тем, изучение основных этапов эпигенетических преобразований южноуральского каратавия на основе Rb-Sr датирования валовых проб глинистых пород показало, что возраст упомянутых преобразований зильмердакской, инзерской и миньярской свит близок к приведенным выше датировкам и составляет $740 \pm 20,800 \pm 40$ и 800 ± 40 млн. лет соответственно. Выполненные по той же методике определения времени глубинного эпигенеза отложений кужинской и юрматинской серий привели к неожиданным результатам. Для первой из этих серий были получены цифры сопоставимые с каратавскими – 835 ± 70 млн. лет, а для второй гораздо меньшие значения -525 ± 30 млн. лет (Виноградов и др., 2000, 2001; Виноградов, Горожанин, 2002).

Обобщение большинства приведенных материалов (Семихатов и др., 1991; Козлов и др., 1991, 1994, 1997; Подковыров и др., 1998; Раабен, 2001 и др.) позволило ограничить возрастные рамки каратавской серии интервалом 1000 ± 50-650 ± ± 20 млн. лет, что несколько уже предлагаемого ныне на основании синтеза оригинальных материалов и литературных данных возрастного объема позднего рифея, который был оценен как 1030 ± 20-600 ± 10 млн. лет (Семихатов, 2000; Семихатов и др., 2000). Следует однако заметить, что возможность установления возраста единиц общей хроностратиграфической шкалы за пределами стратотипической местности, без обоснованной различными методами (в том числе микрофитологическим) комплексной корреляции датированных стратонов с типовыми разрезами, не может считаться безусловной. Последнее обстоятельство особенно важно, учитывая сущест-



вующие кардинальные расхождения в оценке принадлежности к позднему рифею ряда палеонтологически особенно полно охарактеризованных сибирских толщ.

Полученная в последние годы С-изотопная характеристика каратавских карбонатных отложений (Подковыров и др., 1998) выявила общее преобладание в последних положительных значений δ^{13} С и рост амплитуды вариаций этих значений вверх по разрезу катавско-укских толщ, что хорошо согласуется с общим трендом изменений названного параметра в неопротерозое ряда регионов (Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995). Наряду с данным сходством, очевидные различия в конфигурации южноуральской и модельной кривых и более низкие предельные значения δ^{13} C в верхней части типового разреза позднего рифея, привели, как отмечалось выше, к выводу о возможном наличии здесь обширных стратиграфических лакун (Подковыров и др., 1998). Кроме того, анализ подобия (синфазности) рисунка начальных частей обеих кривых, в сочетании с биостратиграфическими, геохронологическими и историко-геологическими данными, возможно свидетельствуют о соответствии модельной кривой, не второй половине, а почти всему типовому разрезу каратавия (Раабен, 2001).

При рассмотрении микрофитологической характеристики каратавских отложений Южного Урала, мы в основном не будем выходить за пределы Башкирского мегантиклинория. Единственное исключение составит заключающая обильные находки микрофоссилий верхняя часть представительного рифейского разреза, вскрытого скв. Кабаково-62 на периферии Русской платформы, в 28 км юго-восточнее г. Уфы, вблизи западного ограничения Предуральского краевого прогиба. Необходимость привлечения данного материала диктуется тем, что изначально он был интегрирован в общую картину возрастного распределения микрофоссилий рифея южноуральского региона и сыграл ключевую роль в разработке опирающейся на эти формы схемы его биостратиграфического расчленения (Келлер. Янкаускас, 1980; Янкаускас, 1980 г; 1982; Микрофоссилии докембрия, 1989 и др.). В названной скважине микрофоссилии каратавского облика встречены в преимущественно терригенных тукаевской и ольховской свитах, причисляемых разными исследователями как к среднему, так и к верхнему рифею, а также в ряде интервалов вышележащих сложно построенных карбонатнотерригенных приютовской (кармалинской) и шиханской (савалеевской) свит (Келлер, Янкаускас, 1980; Андреев и др., 1981; Стратотип рифея, 1982, 1983; Маслов, Ишерская, 1998; Стратиграфическая схема..., 2000; Романов, Ишерская, 2001 и др.).

В ходе анализа таксономического состава каратавских микрофоссилий мы, как и ранее (Вейс, Воробьева, 1993; Вейс и др., 1998а; 1999 и др.), будем выделять в каждой из изученных свит дискретные микрофитологические уровни, понимая под последними относительно небольшие (до первых десятков метров мощностью) пачки пород, заключающие обильные наборы форм и разделенные более протяженными интервалами разреза почти или полностью лишенными микроостатков. Выделенные уровни пронумерованы в единой для каратавской серии последовательности. В эту последовательность не включены важные для получения адекватной микрофитологической характеристики верхней части южноуральского рифея, но имеющие спорный стратиграфический статус ассоциации, встреченные как на территории стратотипической местности (тюльменская, кужинские, толпаровская и суировская микробиоты), так и за ее пределами (упоминавшиеся находки тукаевских, ольховских, приютовских и шиханских микрофоссилий в керне скв. Кабаково-62). Первые из них подробно

Таблица І. Микрофоссилии каратавской серии верхнего рифея Южного Урала.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

^{1, 2, 8 –} зильмердакская свита, бедерышинская подсвита, седьмой микрофитологический уровень; бассейн р. Зилим, левый берег р. Мал. Шишеняк в 2 км к западу от дер. Бакеево. 3–7, 9–17 – инзерская свита, нижняя подсвита, девятый микрофитологический уровень; бассейн р. Зилим, правый берег р. Бол. Шишеняк в 6 км к северу от дер. Кулгунино. Размер масштабной линейки: 1, 6 – 70 мкм; 2 – 50 мкм; 3, 4, 8, 9 – 80 мкм; 5, 11 – 320 мкм; 7, 10, 12, 14 – 160 мкм; 13 – 100 мкм; 15 – 110 мкм; 16 – 180 мкм; 17 – 140 мкм.

^{1 –} Satka elongata Jank., экз. № 994/312. 2-4, 6-9, 14 – Мухососсоіdes spp.; различные по форме скопления сферических или деформированных за счет взаимного сжатия клеток (скопления: 2 – бесформенные, 3, 6, 7, 14 – шаровидные, 4 – плеврокапсовидные, 8.9 – сублинейные); 2 – экз. № 994/321, 3 – экз. № 972/146, 4 – экз. № 972/405, 6 – экз. № 972/406, 7 – экз. № 927/414, 8 – экз. № 994/323, 9 – экз. № 972/803, 14 – экз. № 972/110. 5 – Ostiana microcystis Herm.; экз. № 972/129; 10, 12, 15 – Таsmanites ripheicus Jank.; крупные толстостенные часто и равномерно перфорированные оболочки (размер "отверстий – пор" в пределах одной оболочки и у различных оболочек варьируют в незначительных пределах); 10 – экз. № 972/189, экз. № 972/801, 12 – экз. № 972/801, 15 – экз. № 972/103. 11 – Konderia elliptica A.Weiss; эллипсовидная форма с внутренним телом, повторяющим очертания наружной оболочки; экз. № 972/181. 13 – Leiosphaeridia crassa (Naum.) emend. Jank.; агрегат из четырех одинаковых по размеру утолщенных оболочки; экз. № 972/13. 16 – Сегеbrosphaera sp.; крупная форма с характерной "мозговидной" текстурой поверхности оболочки; экз. № 972/183. 17 – Nucellosphaeridium nordium (Tim.); экз. № 972/605.



анализировались ранее (Михайлова, Подковыров, 1992; Вейс и др., 2000), их таксономический состав здесь не пересматривался и привлекается только в сравнительных целях, а вторые – в сжатой форме рассмотрены после характеристики наиболее близких к ним в таксономическом отношении ассоциаций микрофоссилий типового разреза каратавия.

Использованные в ходе настоящего исследования методические приемы мацерации органостенных микрофоссилий и их классификация не отличались от принятых в других наших работах (Вейс, Воробьева, 1993, 2002 и др.). Преобладающая часть изученных форм имеет удовлетворительную сохранность и представлена сильно корродированными фрагментами, реже полными экземплярами различных по строению морфотипов, которые характеризуются темно-оранжевой и коричневой окраской. Общий таксономический состав каратавской микробиоты приведен на рис. 2, а наиболее характерные формы изображены на палеонтологических таблицах I–III.

МИКРОФОССИЛИИ КАРАТАВСКОЙ СЕРИИ

Зильмердакская свита

Бирьянская, нугушская и лемезинская подсвиты (первый-пятый микрофитологические уровни). Из трех названных подсвит лишь вторая нугушская (три микрофитологических уровня) сложена преимущественно темноцветными алевролитами и аргиллитами, перспективными для изучения органостенных микроостатков, тогда как в составе бирьянской и лемезинской подсвит (по одному микрофитологическому уровню) господствуют палеонтологически "немые" светлые средне- и крупнозернистые песчаники. Однако из-за своего положения в нижней базальной части стратотипа каратавия, ключевого для внутри- и межрегиональных корреляций, все три подсвиты издавна привлекали особое внимание исследователей и изучались во многих точках южноуральского региона (библиографию см. Козлов и др., 1991, 1994, 1997). Тем не менее, несмотря на многолетние активные поиски, полноценная микрофитологическая характеристика всего добедерышинского интервала зильмердакской свиты до последнего времени отсутствовала, а выявленные здесь недавно относительно обильные находки органостенных форм сосредоточены почти исключительно в его средней нугушской части на очень ограниченной территории (Козлова, 1990; Козлов и др., 1994; Вейс и др., 2000). Учитывая, что большинство этих находок детально анализируются в последней из указанных работ, ниже дается только их краткая характеристика.

Первый уровень. Все известные на сегодняшний день немногочисленные бирьянские микрофоссилии встречены Е.В. Козловой (Козлова, 1990; Козлов и др., 1994) в маломощных прослоях сероцветных алевролитов и аргиллитов, которые подчинены монолитным песчаникам и залегают в 200-250 м ниже кровли подсвиты. Их единственное местонахождение приурочено к нескольким близко расположенным выемкам у автомобильной дороги Уфа-Инзер, пройденным в предвершинной части хр. Зильмердак (рис. 1, точка 1), вблизи западного ограничения Инзерского синклинория. Это местонахождение заключает мелкие (до 100 мкм) Leiosphaeridia (=Stictosphaeridium, Favososphaeridium), в том числе L. ternata (Tim.), a также Satka, Germinosphaera. Myxococcoides. Eomycetopsis, Leiotrichoides и небольшие изолированные боченковидные оболочки, отнесенные E.B. Козловой к Arctacellularia, хотя последние формы скорее принадлежат акинетоподобным Archaeoellipsoides. Пробы, отобранные нами из прослоев пестроокрашенных бирьянских алевролитов в этом же разрезе и в сходной стратиграфической позиции в других точках, не содержали микрофоссилий.

За пределами стратотипической местности развития верхнерифейских толщ, предположительно бирьянские микроостатки (кабаковский

Таблица II. Микрофоссилии каратавской серии верхнего рифея Южного Урала.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

^{1, 2 –} зильмердакская свита, бедерышинская подсвита, восьмой микрофитологический уровень; 3.5 км к югу от г. Миньяр, правый берег р. Черная Речка, окраина д. Волково. 3–13 – инзерская свита, нижняя подсвита, девятый микрофитологический уровень; бассейн р. Зилим, правый берег р. Бол. Шишеняк в 6 км к северу от д. Кулгунино.

Размер масштабной линейки: 1, 3, 8 – 130 мкм; 2 – 70 мкм; 4 – 150 мкм; 5 – 55 мкм; 6, 9 – 110 мкм; 7, 11 – 210 мкм; 10, 12 – 100 мкм.

^{1, 2, 7, 8, 12 –} Тгасһуһуstrichosphaera aimika Herm.; крупные варьирующие по толщине оболочки с небольшими трубчатыми, слегка заостренными к окончаниям выростами; 1, 2 – экз. № 9914/501 (2 – увеличенный фрагмент оболочки), 7 – экз. № 972/133, 8 – экз. № 972/901, 12 – экз. № 972/804. 3, 9, 11 – Т. truncata Herm. et Jank.; небольшие и среднеразмерные плотные оболочки с низкими треугольно-коническими выростами; 3 – экз. № 972/176, 9 – экз. № 972/143, 11 – экз. № 972/145. 10 – Т. stricta Herm.; средне- и крупноразмерные оболочки с трубчатыми выростами и облекающей их тонкой пленчатой оторочкой; экз. № 972/130. 4, 5, 6 – Prolatoforma aculeata Mikh.; эллипсовидные оболочки с биполярным расположением трубчатых заостренных выростов и пленчатой оторочки. 4 – экз. № 972/123, 5, 6 – экз. № 972/401 (5 – увеличенный фрагмент оболочки).



микрофитологический уровень, или горизонт, каратавия) были выявлены Т.В.Янкаускасом (Андреев и др., 1981 и др.) в керне скв. Кабаково-62, в тукаевской свите (инт. 5100-5099 м) и в нижней части ольховской свиты (акбердинская толща; инт. 4765-4762 м). В обоих названных интервалах присутствует одна и та же примечательная ассоциация, которая помимо очень мелких Leiominuscula, среднеразмерных Leiosphaeridia (включая L. ternata(Tim.) и L. kulgunica(Jank.)) и Satka, содержит крупные (до 450 мкм) лофостриатные Valeгіа, достигающие размерности верхнерифейских чуарий, а также фрагменты некоторых транзитных форм (Келлер, Янкаускас, 1980; Андреев и др., 1981; Стратотип рифея, 1982 и др.). Согласно другим взглядам, обнаруженные только в нижнем или в обоих указанных интервалах в скв. Кабаково-62 микроостатки, возможно, происходят не из каратавской, а из аналогов базальных толщ подстилающей ее локально развитой так называемой кужинской серии, заполняющей на Южном Урале предполагаемый продолжительный предкаратавский перерыв (Филиппов, 1997, 2000, 2001; Вейс и др., 2000), либо занимают гораздо более низкую стратиграфическую позицию и эквивалентны отложениям юрматинской серии (библиографию см. Маслов, Ишерская, 1998; Романов, Ишерская, 2001).

Второй-четвертый уровни. Гораздо более обильные находки присутствуют в обнаруженном Е.В. Козловой (Козлов и др., 1994) местонахождении нугушских микрофоссилий (рис. 1, точка 2), расположенном в непосредственной близости от точки с бирьянскими формами (несколько сближенных выемок у автомобильной дороги Уфа-Инзер в 11–11.5 км к северо-западу от пос. Инзер). В этом местонахождении, подробно изученном позднее нами (Вейс и др., 2000) были не только повторены все более ранние находки, но и выявлено, что микрофоссилии приурочены здесь к трем микрофитологическим уровням, отвечающим в совокупности 50-метровому интервалу подсвиты, который обогащен темно-серыми алевролитами и аргиллитами и расположенному в 130-180 м от ее основания. Из названных уровней наименее представительная ассоциация встречена на третьем, где присутствуют лишь мелкие Leiosphaeridia, Myxococcoides, Leiotrichoides и выделяющиеся на их фоне своими значительными размерами редкие поперечно орнаментированные талломы. На втором и четвертом уровнях выявлены существенно более богатые и таксономически разнообразные ассоциации, общими для которых, помимо большинства форм третьего уровня, являются крупные Leiosphaeridia, Nucellosphaeridium, Chuaria, Navifusa и Asperatofilum. Помимо названных общих таксонов в ассоциацию второго уровня входят сгруппированные воедино субсферические колонии коккоидных Coniunctiophycus, слоевища Ostiana, агрегаты нитчатых чехлов Eomycetopsis, трубчатые орнаментированные Siphonophycus, очень широкие трихомоподобные образования, оболочки с выростом Caudosphaera, трехлопастные талломы Majaphyton, а также нити, возможно, древних сцитонемовых цианобактерий Pseudodendron и зеленых кладофоровых Proterocladus. Специфику четвертого уровня образуют присутствующие среди нугушских форм только здесь Simia, Pterospermopsimorpha, мелкие коккоидные Polysphaeroides, широкие лентовидные Taenitrichoides, Plicatidium, а также Rectia, часто септированные Botuobia и удлиненно-эллипсоидальные Lakhandinia. Многочисленные пробы нугушских пород, отобранные

Таблица III. Микрофоссилии каратавской серии верхнего рифей Южного Урала.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН. Москва.

^{2, 12, 15 –} зильмердакская свита, бедерышинская подсвита, седьмой микрофитологический уровень; бассейн р. Зилим, левый берег р. Мал. Шишеняк в 2 км к западу от дер. Бакеево. 1, 3–9, 16, 17, 19 – инзерская свита, нижняя подсвита, девятый микрофитологический уровень; бассейн р. Зилим, правый берег р. Бол. Шишеняк в 6 км к северу от д. Кулгунино. 18 – инзерская свита, верхняя подсвита, нижняя толща, десятый микрофитологический уровень; левый берег р. Зилим в 3 км ниже по течению от устья руч. Зайныш; 13 – инзерская свита, верхняя подсвита, верхняя толща, одиннадиатый микрофитологический уровень; северная окраина д. Новосеитово, приустьевая часть правого безымянного притока руч. Саитбак. 14 – минарская свита, нижняя подсвита, двенадцатый микрофитологический уровень; окраина г. Миньяр, карьер над железнодорожной станцией Бьянка. 10, 11 – укская свита, нижняя подсвита, шестнадцатый микрофитологический уровень; левый берег р. Зилим, в 1.6 км ниже грифона.

Размер масштабной линейки: 1, 7, 14 – 90 мкм; 2, 5, 13, 15 – 80 мкм; 3, 16 – 120 мкм; 4, 6 – 70 мкм; 8, 18 – 160 мкм; 9, 10 – 190 мкм; 11 – 100 мкм; 12 – 40 мкм; 17, 19 – 250 мкм.

^{1, 4–7 –} Оscillatoriopsis spp.; различные по размерам, морфологии клеток и пережатости у поперечных перегородок трихомы; 1 – экз. № 972/331, 4 – экз. № 972/410, 5 – экз. № 972/137, 6 – экз. № 972/101, 7 – экз. № 972/101, 2, 3, 8, 9–11 – Leiotrichoides typicus Herm. emend. Herm.; изолированные экземпляры и скопления простых нитчатых чехлов; 2 – экз. № 994/325, 3 – экз. № 972/411, 8 – экз. № 972/174, 9 – экз. № 972/175, 10 – экз. № 997/110, 11 – экз. 997/111, 12, 14–16 – Myxococcoides spp.; шаровидные и эллипсоидальные скопления субсферических клеток; 12 – экз. № 994/316, 14 – экз. № 972/401, 15 – экз. № 994/331, 16 – экз. № 972/114, 13 – Leiosphaeridia bicrura Jank.; небольшая форма с характерным медианным разрывом оболочки; экз. № 972/2114, 17 – Саиdosphaera expansa Herm. et Tim.; субсферическая оболочка с длинным выростом (возможные структуры размножения древних водорослей и/или грибов); экз. № 972/127, 18, 19 – Plicatidium latum Jank.; фрагменты кутикулярных трубчатых образований (чехлов) с ясно выраженной поперечной текстурой поверхности; 18 – экз. № 976/701, 19 – экз. № 972/901.

в других разрезах подсвиты (бассейн р. Большой Нугуш, хр. Каменных Гор; рис. 1, точки 3 и 23), определимых микрофоссилий не содержали.

Пятый уровень представляет единственное известное ныне обедненное местонахождение лемезинских форм, обнаруженное в 2 км к востоку от пос. Инзер (рис. 1, точка 4). Микрофоссилии приурочены здесь к песчанистым алевролитам, залегающим у кровли подсвиты. Это местонахождение, как и бирьянское, включает только немногочисленные Leiosphaeridia, Nucellosphaeridium, Satka, Мухососсоides и Eomycetopsis (Вейс и др., 2000).

Бедерышинская подсвита (шестой-восьмой уровни). Микрофоссилии в отложениях этой подсвиты известны в ряде точек во внешней (Алатауский антиклинорий и Аджигардакская антиклиналь) и внутренней (Инзерский синклинорий) фациальных зонах развития каратавской серии (библиографию см. Михайлова, Подковыров, 1992). Кроме того, две контрастные по представительности ассоциации микроостатков предположительно бедерышинского возраста указывались Т.В. Янкаускасом (Андреев и др., 1981) на различных глубинах в керне упомянутой выше скв. Кабаково-62 (инт. 3639–3636 и 3528–3526 м).

В последнее время переизучению известных прежде и поиску новых местонахождений бедерышинских микрофоссилий уделяется повышенное внимание, но представления об их таксономическом разнообразии, накопленные за более чем двадцатилетний период исследований изменились незначительно. В основе этих представлений лежат данные о микрофоссилиях, отобранных из трех дискретных интервалов подсвиты, вскрытых в четырех пространственно разобщенных ее разрезах и обрывочные сведения о присутствии единичных широко распространенных в рифее морфотипов в нескольких локальных выходах.

Шестой уровень. К этому уровню принадлежат микрофоссилии, обнаруженные Н.С. Михайловой (Михайлова, Подковыров, 1992) в нижней существенно аргиллитовой части бедерышинской подсвиты (10-30 м от основания) на левом берегу р. Зилим (рис. 1, точка 22) в районе д. Бакеево (Алатауский антиклинорий). В составе встреченных здесь форм преобладают обильные среднеразмерные (до 100-150 мкм в диаметре) Leiosphaeridia, включая L. kulgunica Jank. и L. ternata (Tim.), а также Pterospermopsimorpha, совместно с которыми присутствуют Arctacellularia, Polytrichoides, Botuobia, Brevitrichoides, Leiotrichoides и Tortunema, известные ранее лишь в верхней части рассматриваемой подсвиты. Кроме того, здесь обнаружены прежде не упоминавшиеся в бедерышинских отложениях херкоморфные Satka и Kirbia, акантоморфные Trachyhystrichosphaera parva Mikh. и T. truncata Herm. et Jank., лофостриатные Valeria, очень мелкие многорядные коккоидные Polysphaeroides contextus Herm. и сходные с археоэллипсоидесами Digitus.

Седьмой уровень. Микрофоссилии этого уровня встречены нами в аргиллитах в средней части подсвиты (50-70 м от кровли) на р. Мал. Шишеняк в 5 км к югу от рассмотренного местонахождения на р. Зилим (рис. 1, точка 7). Здесь отсутствуют почти все отмеченные выше нижнебедерышинские сложно построенные акритархи и нитчатые формы, за исключением единичных фрагментов Trachyhystrichosphaera с короткими шипиками. Их место в микробиоте занимают морфологически простые, различные по размерам Leiosphaeridia (диаметром до 240 мкм), Myxococcoides (размер клеток в колониях от 8 до 30 мкм), Eomycetopsis и Leiotrichoides (шириной 2-4 и 8-10 мкм соответственно). В количественном отношении названным таксонам подчинены протяженные слоевища Ostiana (диаметр клеток 12-14 мкм), мелкие акритархи Satka, Nucellosphaeridium, Pterospermopsimoгрha (размеры оболочки не более 80 мкм), трихомы Oscillatoriopsis и Cephalophytarion (до 10 мкм шириной).

Восьмой уровень, ранее известный как мулдакаевский (Янкаускас, 1982 и др.), занимает самую высокую стратиграфическую позицию в бедерышинской подсвите и по сравнению с первымседьмым уровнями включает наибольшее число форм (около трех десятков родов и видов). Последние происходят из двух небольших по мощности (8–10 м) пачек темноцветных алевролитов и аргиллитов, принадлежащих верхней части подсвиты на севере Инзерского синклинория (р. Лемеза у с. Искушта; рис. 1, точка 6) и на Аджигардакской антиклинали (р. Черная Речка у г. Миньяр; рис. 1, точка 5).

Состав микробиоты в лемезинском и чернореченском разрезах известен по многочисленным публикациям (Келлер, Янкаускас, 1980; Янкаускас, 1982; Стратотип рифея..., 1983; Вейс и др., 1990 и др.) и здесь подробно не обсуждается. Отметим лишь, что его основу в обоих разрезах составляют среднеразмерные акритархи Leiosphaeridia, Pterospermopsimorpha, Nucellosphaeridium, более крупные Chuaria, цепочечные агрегаты коккоидных клеток Chlorogloeopsis (=Enthosphaeroides), субсферические или бесформенные Myxococcoides (=Synsphaeridium, Microconcentica и др.), чехлы Eomycetopsis, Leiotrichoides, Polytrichoides, Rectia, Tortunema, замкнутые на окончаниях удлиненные эллипсоидальные оболочки Brevitrichoides, лишенные внутренних включений или заключающие остатки герминирующих трихомов более короткие акинетоподобные Archaeoellipsoides (=Eosynechococcus, Arctacellularia, Lomentunella, Glenobotrydion), многочисленные и разнообразные трихомы осциллаториевого строения, четковидные Arctacellularia и некоторые другие таксоны. Проведенное в рамках настоящего исследования переизучение обоих местонахождений (более 20 проб. отобранных из разреза по р. Лемеза и 40 проб – по р. Черная Речка), дополнило список известных во втором местонахождении морфотипов лишь двумя разновидностями акантоморфных акритарх -Trachyhystrichosphaera aimika Herm. с короткими незначительно расширенными у основания выростами (диаметром 110 мкм) и Т. stricta Herm. с небольшими узкими выростами, погруженными в тонкую пленчатую оторочку (размер оболочки 130 × 160 мкм), а также крупными плотными непрозрачными в проходящем свете талломами (шириной 65 мкм) и более светлыми нитями с продольной текстурой (возможно, агрегатами тонких чехлов), близкими к Eomicrocoleus.

За пределами указанных четырех местонахождений, охватывающих весь стратиграфический объем бедерышинской подсвиты, был изучен обширный новый материал – более 60 проб, отобранных по всей полосе развития рассматриваемых отложений на территории Башкирского мегантиклинория от бассейна р. Б. Нугуш на юге до Березовской антиклинали на севере. Однако в этом материале присутствуют только единичные определимые микроостатки, найденные в трех небольших выходах бедерышинских глинистых пород в придорожных выемках в районе п. Инзер (Инзерский синклинорий; рис. 1, точка 9), п. Бедерыш (Березовская антиклиналь; рис. 1, точка 8) и по руч. Зайныш, притоку р. Зилим, Алатауский антиклинорий; рис. 1, точка 24). Во всех трех указанных выходах (первый из них принадлежит седьмому, а два других - восьмому микрофитологическому уровням) присутствуют однотипные наборы транзитных рифейских форм, включающие мелкие акритархи Leiosphaeridia, коккоидные Myxococcoides, нитчатые чехлы Eomycetopsis и/или Leiotrichoides.

Особый интерес представляет анализ двух предположительно бедерышинских ассоциаций микрофоссилий, выявленных Т.В.Янкаускасом в керне скв. Кабаково-62 (Янкаускас, 1980г, 1982; Келлер, Янкаускас, 1980; Андреев и др., 1981; Стратотип рифея, 1982, 1983; Микрофоссилии докембрия, 1989 и др.) и позднее никем не переизучавшихся. Обе эти ассоциации существенно различаются по своему стратиграфическому положению и таксономическому составу, но лишь одна из них – обедненная нижняя (инт. 3639–3636 м) при ее описании обладала ограниченным подобием с единственной представительной мулдакаевской микробиотой, известной тогда из зильмердакских (бедерышинских) толщ типового разреза верхнего рифея (восьмой микрофитологический уровень в данной работе). В отличие от этого более богатая верхняя ассоциация (инт. 3528–3526 м) изначально заключала ряд форм, свойственных в южноуральских разрезах каратавия не только

мулдакаевской (верхнебедерышинской), но и шишенякской (подинзерской) микробиоте, занимающей существенно более высокую стратиграфическую позицию.

Первая из упомянутых ассоциаций обнаружена вблизи кровли верхней пестроцветной толщи преимущественно алевролит-песчаниковой приютовской (кармалинской) свиты (3960-3612 м) и включает только крупные Leiosphaeridia (диаметром более 200 мкм), различные по размерам и морфологии осциллаториевые трихомы, чехлы Eomycetopsis и Leiotrichoides (2-3 и 10-12 мкм шириной), многорядные Polytrichoides, широкие (до 40-50 мкм) плотные Siphonophycus, эллипсоидные Brevitrichoides, цепочечные Chlorogloeopsis (=Entosphaeroides). По мнению указанных выше исследователей в совокупности перечисленные позволяют уверенно сопоставлять таксоны ...этот комплекс с найденным в бедерышинских отложениях бассейна р. Лемезы" (Андреев и др., 1981; с. 60), хотя ныне данный набор форм может рассматриваться как обедненный вариант любой представительной каратавской микробиоты.

Вторая ассоциация встречена в средней части вышележащей шиханской (савалеевской) свиты (3612-3507 м), в составе которой преобладают разнообразно окрашенные известковистые породы. В этой ассоциации помимо многочисленных транзитных форм и всех членов нижележащей ассоциации присутствуют очень крупные (диаметром более 500 мкм) пористые акритархи Tasmanites, акантоморфные Trachyhystrichosphaera aimika Herm., T. trunctata Herm. et Jank. (=Baltisphaeridium sp.), а также Octaedrixium, Spumosina, Chlorogloeopsis, Polysphaeroides, Tortunema, Glomovertella (=Volyniella), Rectia, Plicatidium, Arctacellularia, Brevitrichoides, многочисленные трихомы, в том числе широкие нити Palaeolyngbya, сложно построенные Pellicularia и Caudosphaera (=Fibularix).

Преобладающая часть этих форм и, в первую очередь, обильные Trachyhystrichosphaera, Tasmanites, Octaedrixium, Spumosina, Pellicularia, крупные Palaeolyngbya, Т.В. Янкаускасом, а позднее другими исследователями не были встречены в бедерышинских отложениях, но указывались в качестве важного компонента более молодой нижнеинзерской (шишенякской) микробиоты. Обращает на себя внимание, что авторами упомянутой статьи, отложения с особенно представительной шиханской (савалеевской) ассоциацией, помещены на надбедерышинском, предположительно катавском уровне (Андреев и др., 1981). В более поздних сводках принят именно такой вариант корреляции названных толщ (Стратиграфическая схема..., 2000).

Катавская свита

В сложении этой свиты на территории Башкирского мегантиклинория преобладают пестроокрашенные и сероцветные известняки, бесперспективные для микрофитологического анализа. Их глинистые разности опробовались Т.В. Янкаускасом в различных пунктах, а нами вблизи подошвы (г. Миньяр), и кровли свиты (пос. Инзер), а также в ее средней части – в г. Катав-Ивановск (рис. 1, соответственно точки 10, 11, 30). Во всех изученных пробах микрофоссилии отсутствовали.

Инзерская свита

В сложно построенных карбонатно-терригенных отложениях данной свиты микрофоссилии встречены на трех (девятом-одиннадцатом в обпоследовательности) стратиграфических шей уровнях, как во внутренней, так и во внешней фациальных зонах. Анализ имеющихся данных показывает, что в разрезах внешней фациальной зоны (антиклинали Каратауская, Аджигардакская, Березовская, Ялмаш-Урюкская и Алатауский антиклинорий), где инзерские отложения представлены чередованием мощных песчано-глинистых и карбонатных пачек, силикокластические породы содержат гораздо более обильные и разнообразные ассоциации форм, чем в существенно песчанистых толщах северной (р. Лемеза), центральной (пос. Инзер) и южной (бассейн р. Б. Нугуш) частях Инзерского синклинория, принадлежащего внутренней фациальной зоне.

Созданию однозначно понимаемой вертикальной последовательности инзерских микрофоссилий препятствует, во-первых, приуроченность их основных находок к дискретным частям разреза разобщенных тектонических структур, а во вторых, различные взгляды на стратиграфические соотношения характерных карбонатных (нижняя подсвита) и терригенно-карбонатных (верхняя подсвита) толщ этой свиты (Комар, 1978; Крылов, 1983; Раабен, 1975, 1981, 1985 и др.), лишь отчасти преодоленные в последние годы (Козлов, 1986; Козлов и др., 1991, 1994, 1997; Маслов, Крупенин, 1991; Унифицированные региональные..., 1993; Маслов, 1997, 2002 и др.). По этим причинам, рассматриваемая ниже картина распределения микрофоссилий в отложениях инзерской свиты в дальнейшем, возможно, потребует уточнения.

Нижняя подсвита. Девятый уровень. Наиболее древнее и самое представительное местонахождение инзерских микрофоссилий (подинзерская, или шишенякская, микробиота), характеризующее названный уровень, впервые описано Т.В. Янкаускасом (1978, 1980б и др.) вблизи подошвы нижней подсвиты в южной части Алатауского антиклинория на р. Бол. Шишеняк, в 6 км к северу от пос. Кулгунино (рис. 1, точка 12). Впоследствии оно детально переизучалось Н.С. Михайловой (Михайлова, Подковыров, 1992). Обоими названными исследователями обильные микрофоссилии выделены здесь из маломощной (12-15 м) темноцветной преимущественно аргиллитовой надкатавской икеньской пачки, выше надстраиваемой сложно построенной терригенно-карбонатной последовательностью нижнеинзерских пород (Стратотип рифея, 1982, 1983 и др.). Первоначально Т.В.Янкаускас указывал отсюда многочисленные акритархи Leiosphaeridia (в том числе L. bicrura, L. ternata, L. kulgunica), Chuaria, Tas-Leiofusidium, Simia (=Pterospermella), manites. Pterospermopsimorpha, Nucellosphaeridium, мелкие цепочечные агрегаты коккоидных Polysphaeroides, Myxococcoides (=Synsphaeridium), нитчатые чехлы Eomycetopsis, Heliconema, Polytrichoides. Tortunema, трихомы Caudiculophycus, Palaeolyngbya, Calvptothrix, Oscillatoriopsis и некоторые таксоны не используемые сейчас в литературе. Позднее, Н.С. Михайлова существенно расширила набор известных в этом местонахождении форм за счет обычных в рифее Satka, Germinosphaera, Leiotrichoides, Archaeotrichion, Botuobia, Clavitrichoides. Кроме того, именно здесь впервые в типовом разрезе каратавия она выявила многочисленные акантоморфные Trachyhystrichosphaera (T. parva Mikh., T. aimika Herm., T. truncata Herm. et Jank., T. vidalii Knoll), описала новый моновидовой род Prolatoforma (P. aculeata Mikh.), и обнаружила своеобразные почкующиеся Eosaccharomyces – возможные остатки древних низших дрожжеподобных грибов (Михайлова, Подковыров, 1992).

Нами указанное местонахождение на р. Бол. Шишеняк изучалось особенно детально (более 20 проб, заключающих очень обильные микроостатки). Проведенный анализ показал, что в пределах относительно маломощной в этом выходе икеньской алевролит-аргиллитовой пачки существуют три отчетливо выраженных и относительно равномерно распределенных в ее разрезе интервала увеличения таксономического состава и количественного обилия микрофоссилий, в пределах которых оба названных показателя посуществу не меняются. Разделяющие эти интервалы части разреза характеризуются резким падением численности и разнообразия встреченных микроостатков. Такое падение наблюдается в прослоях икеньских аргиллитов, непосредственно прилегающих к их основанию и кровле, а также в 4-6 и 10-12 м от подошвы рассматриваемой пачки.

Не считая отмеченных предыдущими исследователями шишенякских форм, преобладающая часть которых присутствует в изученном нами материале, во всех трех обогащенных микрофоссилиями интервалах девятого уровня, получены следующие новые данные. Набор известных здесь
акритарх пополнился крупными эллипсоидальными Konderia (140 × 260 мкм), плотными губчатыми Spumosina (размер оболочки 70-170 мкм), заключающими несколько внутренних тел Aimia (до 50 мкм), несущими "мозговидные" складки оболочками, близкими к Cerebrosphaera (диаметром до 200 мкм), акантоморфными Trachyhystrichosphaera stricta Herm. с узкой пленчатой оторочкой, облекающей небольшие выросты (от 140 до 230 мкм в диаметре), несущими многочисленные тонкие выросты Cymatiosphaeroides (размер до 180 мкм), оболочками неправильной формы (90-130 мкм) возможными "монстриозными" образованиями (Вейс и др., 1999) и субсферическими ценобиальными скоплениями лейосферидий (размеры оболочек 20, 30 и 50-60 мкм). Неизвестные прежде колониальные коккоидные формы включают протяженные бесформенные слоевища Ostiana (пиаметр клеток 10-12 и 18-20 мкм), многорядные цепочечные arperaты Chlorogloeopsis (размеры клеток 12-14 мкм) и гроздевидные скопления мелких оболочек, близкие к Palaeopleurocapsa (диаметр клеток 20 мкм).

Многочисленные шишенякские нитчатые формы, помимо ранее отмечавшихся разобщенных Eomycetopsis и Leiotrichoides, представлены фрагментами их плотных дерновин, более широкими лишенными орнаментации Asperatofilum (до 40 мкм) и Taenitrichoides (90–100 мкм), ребристыми Rectia (30-40 мкм), двумя размерными генерациями очень крупных Plicatidium с тонкой четкой поперечной штриховкой (140 и 260-280 мкм) и вытянутыми агрегатами тонких чехлов Eomicrocoleus (общей шириной до 50 мкм). Трихомоподобные образования, прежде не указывавшиеся в составе шишенякской микробиоты, принадлежат четковидным Arctacellularia с почти изометричными клетками (40×45 мкм) и Trachytrichoides с удлиненными клетками (18-20 × 24-26 мкм), а также необычным вытянутым формам, состоящим из крупных клеток – члеников (ширина 100 мкм, длина клеток 80, 100 и 120 мкм). Набор выявленных прежде на девятом уровне микроостатков сложной формы дополняют небольшие веретеновидные Fabiformis (160 × 280 мкм), оболочки с длинным одиночным выростом Caudosphaera (диаметр оболочек 250 мкм, длина выроста 200 мкм) и плотные непрозрачные в проходящем свете лентовидные талломы (шириной 40, 70, 100 и 120 мкм). Итак, в результате проведенных исследований таксономическое разнообразие шишенякской микробиоты на родовом уровне возросло более чем на треть (22 и 34 рода соответственно), а на видовом – почти вдвое (28 и 52 вида).

Помимо рассмотренной микробиоты, встреченной в отложениях, начинающих собой разрез инзерской свиты в Алатауском антиклинории, в литературе имеются указания о присутствии на юге региона в "шишенякской пачке", на р. Урюк (Ялмаш-Урюкская антиклиналь), несколько более бедной, но в целом близкой к описанной выше ассоциации нижнеинзерских форм (Келлер, Янкаускас, 1980 и др.). Однако, учитывая, что более точная привязка к разрезу этих находок в цитированной работе не приведена, а их изображения и какие-либо сведения о таксономическом составе отсутствуют, они исключены из дальнейшего рассмотрения.

Кроме весьма представительного местонахождения на р. Бол. Шишеняк, к микроостаткам девятого уровня, вероятно, принадлежат немногочисленные формы, встреченные в пределах Каратаусского структурного комплекса (антиклиналь хр. Каратау) вблизи руч. Банного (рис. 1, точка 31), в районе бывшего с. Ивановка (Вейс и др., 1990). Здесь, в верхней части икеньской пачки (10-20 м от кровли) обнаружены мелкие Leiosphaeridia (диаметр оболочек до 60 мкм), протяженные колонии Myxococcoides необычного палмеллоидного облика, ранее причислявшиеся к Ecentophysalis (диаметр клеток 9–10 мкм), тонкие и узкие нитчатые чехлы Leiotrichoides (шириной 8-10 мкм), более широкие и плотные Siphonophycus (24-26 мкм), трихомы Oscillatoriopsis (шириной 12 мкм) и веретеновидные оболочки Nelcaniса, состоящие из нескольких вложенных друг в друга секций более тонких и светлых у закругленных окончаний (размером 30-40 × 100-110 мкм).

Верхняя подсвита. Нижняя толща. Десятый уровень. К этому уровню принадлежат пять ассоциаций. Три обедненные и несколько различающиеся по таксономическому разнообразию ассоциации выявлены в центральной части Алатаусского антиклинория в прибрежных выходах подинзерских пород на р. Зилим. Две из них обнаружены нами в местонахождениях ниже устья р. Зайныш (рис. 1, точка 13), а одна – Н.С. Михайловой (Михайлова, Подковыров, 1992) вблизи устья руч. Бала-Елга (рис. 1, точка 32), где эта ассоциация непосредственно соседствует с ассоциацией следующего микрофитологического уровня. Породы, заключающие три названные ассоциации десятого уровня, отделены от характерных катавских известняков со струйчатой слоистостью несколькими прослоями (до десятков метров каждый) "водорослево-слоистых" и обломочных нижнеинзерских известняков (верхнекатавских по И.Н. Крылову, 1983). В обеих точках у руч. Зайныш микрофоссилии встречены в одной и той же пачке, представленной переслаиванием мелкозернистых песчаников и серо- или пестроокрашенных алевролитов и аргиллитов (мощностью до 20 м). В сероцветных разностях последних присутствуют многочисленные акритархи Leiosphaeridia (диаметром от 30 до 280 мкм) и более редкие Chuaria (380-400 мкм), Nucellosphaeridium (до 140 мкм), овальные Navifusa (120–140 × 300– 320 мкм), часть из которых несет продольную

2003

штриховку и обладает подобием с Сиситiforma, крупные оболочки с несколькими внутренними телами Aimia (диаметром 320–340 мкм), а также колониальные коккоидные Мухососсоides (диаметр клеток до 20 мкм), нитчатые чехлы Eomycetopsis, агрегатные Eomicrocoleus (шириной соответственно 2–3 и 20–24 мкм) и единичные фрагменты очень широких Plicatidium (до 280 мкм) с тонкой поперечной скульптурой. В местонахождении у руч. Бала-Елга, по данным H.C. Михайловой, преобладают среднеразмерные Leiosphaeridia, Pterospermopsimorpha, своеобразные разделенные на чешуйки Kirbia, акантоморфные Trachyhystrichosphaera truncata Herm. et Jank. и фрагменты осциллаториевых трихомов.

Помимо рассмотренных точек на р. Зилим, к десятому микрофитологическому уровню принадлежат еще два разобщенных местонахождевстреченные на крыльях Березовской ния. (р. Сим) и Аджигардакской (в районе г. Миньяр) антиклиналей (Вейс и др., 1990). В обеих названных структурах находки микрофоссилий занимают сходную стратиграфическую позицию и приурочены к кровле песчано-глинистой нижней толщи верхнеинзерской подсвиты, подстилающей характерную карбонатную пачку средней толщи этой подсвиты с обильными строматолитами Gymnosolen ramsay Steinm. – минкскую (Стратотип рифея, 1983; Раабен, 1985, 2001 и др.) или припрудную (Крылов, 1983). В первой из структур на р. Сим ниже руч. Соленый (рис. 1, точка 34), микрофоссилии происходят из двух близко расположенных интервалов разреза (по 15-20 м мощностью каждый) и представлены многочисленными акритархами Leiominuscula, Leiosphaeridia и Nucellosphaeridium (диаметром от 8 до 70 мкм), мелкими коккоидными Мухососcoides (размер клеток 6-7 мкм), нитчатыми чехлами Eomycetopsis и Leiotrichoides (шириной от 2 до 16 мкм).

Во второй структуре микрофоссилии обнаружены в небольшом (не более 10 м мощностью) выходе алевролитов (нижняя толща верхней подсвиты, или телегорская толща по И.Н. Крылову, 1983), приуроченному к выемке у железной дороги между станциями Миньяр и Бьянка (рис. 1, точка 33). Здесь, помимо большинства перечисленных выше верхнеинзерских таксонов, встреченных в местонахождениях на р. Сим и в г. Миньяр, присутствуют менее обильные, но более крупные акритархи Leiosphaeridia (диаметром до 160 мкм) и Chuaria (диаметром до 400 мкм), а также чехлы Siphonophycus (шириной 26–28 мкм).

Верхняя толща. Одиннадцатый уровень. Этот уровень также представлен пятью местонахождениями. Первое из них соотвествует нескольким незначительным по мощности (первые метры) охарактеризованным микрофоссилиями пачкам сероцветных алевролитов и аргиллитов, вскрытым в серии выходов верхнеинзерских пород вблизи д. Новосеитово (рис. 1, точка 14) в южной части Инзерского синклинория. Указанные пачки располагаются в 70–80 м над кровлей нижнеинзерской подсвиты (Стратотип рифея..., 1983; Маслов, 1997) и заключает единичные Leiosphaeridia (включая L. bicrura и L. ternata) и Nucellosphaeridiит с размерами оболочки от 20 до 40 мкм, Myxococcoides (диаметр клеток 8–10 мкм) и Eomycetopsis (шириной 3–4 мкм).

Следующие два местонахождения рассматриваемого уровня обнаружены в северной (небольшой карьер в 3 км к юго-западу от пос. Лемеза; рис. 1, точка 27) и центральной (наиболее протяженная выемка вдоль автомобильной трассы Уфа – Белорецк, на западной окраине пос. Инзер; рис. 1, точка 26) частях Инзерского синклинория (Вейс и др., 1990). В обоих пунктах крайне обедненные наборы микрофоссилий встречены в сходных по составу тонких прослоях (до 5–10 см) зеленовато-серых аргиллитов, переслаивающихся с преобладающими здесь мелкозернистыми песчаниками, и включают только мелкие Leiosphaeridia диаметром до 60–75 мкм и/или Leiotrichoides (шириной 8–10 мкм).

Еще одно местонахождение обнаружено Н.С. Михайловой вблизи кровли инзерской свиты (рис. 1, точка 23) в районе д. Бакеево (Михайлова, Подковыров, 1992). Здесь выявлены небольшие Leiosphaeridia, Pterospermopsimorpha, а также Kirbia, Trachyhystrichosphaera truncata Herm. et Jank., T. parva Mikh., плотные губчатые оболочки Spumosina. и единичные осциллаториевые трихомы.

Последняя из рассматриваемых ассоциаций одиннадцатого уровня, по-видимому, завершает последовательность микрофоссилий, выявленную на сегодняшний день в отложениях верхнеинзерской подсвиты. Данная ассоциация встречена вблизи кровли этой подсвиты в глинистых породах (мощностью около 10 м), непосредственно подстилающих лишенные строматолитов доломиты нижней подсвиты миньярской свиты в карьере над ст. Бьянка, на окраине г. Миньяр (Аджигардакская антиклиналь; рис. 1, точка 15). Рассматриваемая ассоциация включает акритархи Leiosphaeridia (варьирующие по размерам оболочки от 20 до 260 мкм), коккоидные Myxococcoides (диаметр клеток 8-10 и 20-22 мкм), чехлы Еотусetopsis (шириной 3-4 мкм) и фрагменты губчатых веретеновидных Fabiformis (120 × 350 мкм). Близкий набор форм ранее указывался здесь Т.В. Янкаускасом (Келлер, Янкаускас, 1980; Стратотип рифея, 1982 и др.).

Миньярская свита

Нижняя подсвита. Существенно доломитовые отложения этой подсвиты, включают лишь немногочисленные маломощные (от первых миллиметров до десятков сантиметров) прослои аргиллитов, алевролитов и мергелей, благоприятных пля изучения органостенных микрофоссилий. По этой причине относительно редкие находки последних известны в миньярской свите только на двух микрофитологических уровнях (двенадцатом и тринадцатом в общей последовательности). Двенадиатый уровень располагается вблизи основания аджигардакской подсвиты, хорошо обнаженной в карьере над ст. Бьянка (рис. 1, точка 15) у г. Миньяр (Вейс и др., 1990). В нескольких прослоях темноцветных мергелей (до 5-10 см) здесь присутствуют редкие акритархи Leiosphaeridia (в том числе L. kulgunica Jank.) с диаметром оболочки до 50 мкм, единичные коккоидные Мухососсоіdes с крупными клетками (диаметром 20-34 мкм) и нитчатые чехлы Leiotrichoides (шириной до 10 мкм).

Тринадцатый уровень представлен микроостатками, обнаруженными в тонких миллиметровых прослоях черных аргиллитов, залегающих в 10– 15 м выше предыдущего уровня и выходящих на поверхность в упомянутом карьере вблизи г. Миньяр (рис. 1, точка 15). По своему предельно обедненному таксономическому составу ассоциация этого уровня мало отличается от нижележащей и включает лишь акритархи Leiosphaeridia с теми же размерными характеристиками оболочек, Nucellosphaeridium (диаметром 50 и 150 мкм), Chuaria (до 320–340 мкм) и нитчатые чехлы Leiotrichoides (шириной 8–10 мкм).

Верхняя подсвита. В отложениях этой подсвиты, лишенных выраженных прослоев аргиллитов, органостенные микрофоссилии не известны. Однако в варьирующих по мощности слоистых и обломочных доломитах ее верхней части (балаевской или камаелгинской толщах) широко развиты линзы и стяжения темных раннедиагенетических кремней, в которых встречены многочисленные минерализованные микрофоссилии хорошей сохранности (Крылов, 1983; Nyberg, Schopf, 1984; Сергеев, Крылов, 1986; Сергеев, 1992). Названные формы выявлены в относительно узком стратиграфическом интервале в четырех местонахождениях на рр. Инзер, Зилим и Куряк, а также у г. Миньяр и образуют две существенно различающиеся по составу ассоциации, отнесенные нами к единому четырнадцатому уровню. На этом уровне присутствуют коккоидные Gloeodiniopsis (до 40 мкм), Eoaphanocapsa (9–17 мкм), Eoentophysalis (2-9 мкм), Sphaerophycus (3-6.5 мкм), Eogloeocapsa (18-15 мкм), акритархи Leiosphaeridia (30 мкм), мелкие эллипсоидные Eosynechococcus $(3 \times 6 \text{ мкм})$, полые чехлы Eomycetopsis (2-4.5 мкм), Siphonophycus (4.5-33 мкм), чехлы с внутренними телами Entosphaeroides (3-4 мкм), ветвящиеся нитчатые Ramivaginales (4-9 мкм), темные нитевидные структуры Biocatenoides (0.5-1 мкм), нити Palaeolyngbya (23-30 мкм) и трихомы Oscillatoriopsis, Caudiculophycus (12-14 и 1.5-3 мкм соотвественно).

К рассматриваемому уровню условно могут быть причислены не подтвержденные пока дополнительными находками немногочисленные экземпляры вазоподобных Melanocyrillium, обнаруженные в верхней части миньярской свиты на берегу пруда в г. Юрюзань (Маслов и др., 1994).

Укская свита

Нижняя подсвита. Породы этой свиты опробовались нами и другими исследователями во многих разрезах каратавской серии на западном и восточном крыльях Башкирского мегантиклинория, но вся имеющаяся ныне информация о встреченных здесь формах ограничена только двумя микрофитологическими уровнями – четырнадцатым и пятнадцатым – выявленными в песчаноалевролитовых толщах нижней подсвиты в центральной части Алатауского антиклинория на р. Зилим.

Микроостатки пятнадцатого уровня обнаружены Т.В. Янкаускасом вблизи основания нижнеукской подсвиты в небольшом выходе последней на р. Зилим севернее д. Бакеево (рис. 1, точка 28). Это наиболее представительное из известных на сегодняшний день местонахождений рассматриваемых микрофоссилий включает многочисленные среднеразмерные акритархи Leiosphaeridia и Nucellosphaeridium, мелкие коккоидные Polysphaeroides и Myxococcoides, гладкостенные и орнаментированные нитчатые чехлы Eomycetopsis, Leiotrichoides, Polytrichoides, Tortunema, Siphonophycus, Rectia, редкие осциллаториевые трихомы, трихомоподобные Arctacellularia и сложно построенные веретеновидные Pellicularia (Келлер, Янкаускас, 1980, Стратотип рифея, 1982).

Шестнадцатый уровень отделен от нижележащего плохо обнаженным интервалом мощностью в несколько десятков метров. Этот уровень включает две латерально сопряженные ассоциации, встреченные нами в нижнеукских темноцветных алевролитах и аргиллитах на р. Зилим. Одна из этих ассоциаций происходит из небольшого выхода, расположенного в 1 км ниже по течению от широко известного Зилимского грифона (рис. 1, точка 17) и включает обильные акритархи Leiosphaeridia (диаметр оболочки от 30 до 240 мкм), небольшие Chuaria (300–320 мкм), Nucellosphaeridiun (диаметром до 200 мкм), мелкие ?Tetrasphaera (до 30 мкм), фрагменты Trachyhystrichosphaera parva Mikh. (до 45 мкм) и плотные скопления лейосферидий (диаметр отдельных оболочек 50-80 мкм). Колониальные коккоидные формы представлены небольшими слоевищами Ostiana (диаметр клеток 22-24 мкм) и двумя размерными генерациями Мухососсоіdes (16-18 и 20-22 мкм). Нитчатые чехлы включают как отдельные экземпляры Eomycetopsis (шириной 3-4 мкм) и Leiotrichoides (шириной 8-10 мкм), так и дерновины первых из них. Ассоциацию данного уровня дополняют очень крупные трихомоподобные образования (шириной до 80 мкм).

Другая ассоциация приурочена к занимающему сходную стратиграфическую позицию локальному обнажению нижнеукских алевролитов на р. Зилим в 2 км ниже устья р. Зайныш (Вейс и др., 1990; рис. 1, точка 29). Здесь встречены только мелкие акритархи Leiominuscula, Leiosphaeridia, Pterospermopsimorpha (размер оболочек от 8 до 80 мкм), коккоидные Мухососсоіdes (диаметр клеток в колониях 22–24 мкм) и чехлы Leiotrichoides (шириной 6–8 мкм).

Завершающие типовой разрез верхнего рифея на восточном крыле Башкирского мегантиклинория отложения криволукской свиты (ее нижней песчано-алевролитовой магадеевской подсвиты), опробовались Т.В. Янкаускасом, а позднее и нами в пределах одноименной синклинали (грабена) в долине р. Белой в районе урочища Кривая Лука и пос. Мурадымово. Однако в силу крайней ограниченности изученного материала и относительно высокой измененности развитых здесь пород, отобранные пробы не содержали определимых микрофоссилий.

Иначе обстоит дело с возможными стратиграфическими аналогами криволукских толщ – толпаровской и суировской свитами¹ – развитыми в локальной впадине, расположенной в северной части Зилимской синклинали вблизи д. Толпарово. Своеобразные, существенно различающиеся по обилию и таксономическому составу ассоциации микрофоссилий были выявлены в ряде точек (рр. Зилим, Мал. Толпар) в обеих названных свитах. При этом ассоциация толпаровских форм обладает большим подобием с другими встреченными ниже по разрезу южноуральскими каратавскими микробиотами, а суировских – с вендскими микробиотами Русской плиты (Стратотип рифея, 1983; Келлер и др., 1984; Вейс и др., 1990; Михайлова, Подковыров, 1987, 1992).

В немногочисленных прослоях алевролитов, залегающих среди песчаников, преобладающих в составе толпаровской свиты, указанными исследователями и нами обнаружены многочисленные акритархи Leiosphaeridia (в том числе L. kulgunica Jank.), мелкие Valeria, Satka, Pterospermopsimorpha, Trahyhystrichosphaera parva Mikh., Spumosina, менее обильные коккоидные Мухососсоіdes и ?Sphaerocongregus, нитчатые чехлы Eomycetopsis, Leiotrichoides и Polytrichoides.

Сложенные маломощными осадочными ритмами, существенно глинистые флишеподобные породы суировской свиты включают Leiosphaeridia, Spumosina, очень мелкие объемные Bavlinella и Retiforma, коккоидные Myxococcoides, а также тонкие нитчатые чехлы Pomoria с характерным "ромбическим" рисунком на поверхности.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

При создании единственной ранее известной схемы микрофитологического расчленения типового разреза рифея (Келлер, Янкаускас, 1980) в нее были интегрированы результаты изучения микрофоссилий из рифейских отложений, вскрытых скважинами на востоке Русской плиты (Кабаково-62 и др.), корреляция которых с разрезом стратотипа рифея опиралась на литостратиграфические, палеонтологические и геофизические материалы и не всегда проводилась однозначно (Андреев и др., 1981). В итоге, помимо собственно южноуральской схемы (Стратотип рифея, 1982), была разработана более полная схема микрофитологического расчленения верхнего докембрия Южного Урала и Башкирского Приуралья (Янкаускас, 1982), признанная главным итогом исследований микрофоссилий в биостратиграфических целях в регионе (Микрофоссилии докембрия..., 1989; Унифицированные региональные..., 1993; Стратиграфическая схема..., 2000 и др.). Рифейская часть этой обобщенной схемы включала шесть неравномерно охарактеризованных микроостатками дискретных интервалов разреза, которые имели совершенно различный стратиграфический объем (от серии до подсвиты) и по сути являлись вспомогательными биостратиграфическими подразделениями - горизонтами, за которыми стояли весьма неравнозначные по своей представительности наборы микрофоссилий. К таким горизонтам принадлежали нижнерифейский бурзянский, среднерифейский юрматинский, верхнерифейские кабаковский, мулдакаевский и шишенякский, а также отнесенный к терминальному рифею кудашский.

В результате анализа верхнерифейской последовательности микрофоссилий Южного Урала

¹ По данным В.И. Козлова (Козлов и др., 1991, 1994, 1997 и др.) обе свиты принадлежат нижнему венду. Н.С. Михайлова и В.Н. Подковыров (1987, 1992) толпаровскую свиту причисляют к верхнему рифею, а суировскую – к нижнему венду. Ранее и А.Ф. Вейсом обе свиты на основании заключенных в них микрофоссилий условно отнесены к каратавию (Келлер и др., 1984; Вейс и др., 1990). Учитывая расхождения во взглядах исследователей на стратиграфические положения толпаровских и суировских форм, те и другие не включены в общую последовательность каратавских микрофитологических уровней.

Т.В. Янкаускас (Стратотип рифея, 1982), пришел к выводу, что особенности верхнезильмердакской (мулдакаевской) и нижнеинзерской (шишенякской) микробиот столь значительны, что могут обеспечить расчленение нижней части каратавской серии на два подразделения равнозначных выделяемым в палеозое горизонтам. Первую из этих микробиот выделяло преобладание неизвестных ниже по разрезу нитчатых Arctacellularia, Cephalophytarion, Polytrichoides, Tortunema, Glenobotrydion (=Archaeoellipsoides) в сочетании с более редкими акритархами Leiosphaeridia kulgunica Jank., а иногда Chuaria и Tasmanites. Вторую микробиоту отличало доминирование акритарх Chuaria. Tasmanites, Pterospermella (=Simia), Leiofusidium, при второстепенной роли чехлов и трихомов Eomycetopsis, Heliconema, Oscillatoriopsis, Caudiculophycus, Palaeolyngbya.

Среднекаратавские (инзерские и миньярские) отложения в 70-80 гг. были недостаточно охарактеризованы микрофоссилиями для выделения в них сравнимых биостратиграфических единиц, а наиболее молодая верхнекаратавская (укская) микробиота отличалась от мулдакаевской и шишенякской некоторым обеднением таксономического состава, в котором, помимо ряда транзитных форм, основную роль играли лишь многочисленные простые чехлы Eomycetopsis, а также появлением своеобразных "закругленных" трихомов Oscillatoriopsis (=Palaeolyngbya) zilimica (Jank.) и широких поперечно орнаментированных трубчатых Rectia (=Siphonophycus). Однако эти отличия, согласно Т.В. Янкаускасу (1982 и др.), не давали основания для вывода о наличии значительного микрофитологического рубежа, предшествующего укской микробиоте.

Тем не менее, в обобщающей схеме биостратиграфического расчленения каратавской серии Т.В. Янкаускас (1982) использовал упомянутые различные по представительности микробиоты для выделения трех несмыкающихся микрофитологических горизонтов - мулдакаевского, шишенякского и кудашского. Совокупность названных подразделений дополнял кабаковский горизонт, который был выделен по материалам скважины Кабаково-62 и помещался в основание их сводной верхнерифейской последовательности. Этот горизонт объединял микрофоссилии, приуроченные по современной терминологии к тукаевской и к нижней части ольховской свит и выделялся появлением очень крупных лофостриатных акритарх Valeria и некоторых херкоморфных Satka. При этом Т.В. Янкаускас (1982) полагал, что в типовом разрезе верхнего рифея кабаковский уровень соответствует бирьянской подсвите зильмердакской свиты – нижнему подразделению последней, не имеющему собственной выразительной палеонтологической характеристики.

Согласно провозглашенному подходу к микрофитологическому расчленению рифея, каждому из четырех названных горизонтов предшествовал рубеж преобразования состава микробиот, имеющий то или иное межрегиональное значение. Однако, на практике широкое значение было продемонстрировано только для предмулдакаевского рубежа, особенно после того, как в состав мулдакаевской микробиоты, опираясь на корреляцию, были включены встреченные в скв. Кабаково-62 (инт. 3528-3526 м) Trachyhystrichosphaera, Plicatidium, Chlorogloeopsis, Octaedrixium и другие важные морфотипы, известные в лахандинской, мироедихинской и других микробиотах Сибири. Среди прочих южноуральских рубежей предшишенякский на имевшемся материале лишь условно был намечен в некоторых разрезах Сибири (устькирбинская микробиота) и Скандинавии (Янкаускас, 1982), а предкабаковский и предукский (предкудашский) рубежи по сути не были прослежены за пределами соответственно Приуралья и Южного Урала (Микрофоссилии докембрия..., 1989). В дальнейшем, отсутствие общепринятых представлений о главных событиях в истории докембрийской микробиоты, а также сложность и противоречивость межрегиональных корреляций с использованием микрофоссилий, подчас вступающих в противоречия с показаниями других методов, привели к ощутимой инфляции мулдакаевского горизонта, тогда как все прочие верхнерифейские горизонты (кроме кабаковского), а тем более формально выделенные бурзянский и юрматинский горизонты, совсем утратили свои корреляционные функции и стали восприниматься лишь как дискретные микробиоты или их произвольные комбинации (Маслов и др., 2001).

Данная ситуация, адекватная микрофитологический специфике нижне- и среднерифейских отложений стратотипа рифея, в которых господствуют морфологически простые транзитные морфотипы (Вейс и др., 1990; Сергеев, 1992; Sergeev, 1994; Сергеев, Ли Сень-Джо, 2003), в гораздо меньшей степени отвечает реальной картине распределения микрофоссилий в более молодых верхнерифейских толщах региона. Сказанное тем более справедливо, что в результате проведенного за последние годы радикального расширения микрофитологической характеристики каратавской серии (Михайлова, Подковыров, 1992; Козлов и др., 1994; Маслов и др., 1994; Вейс и др., 2000, настоящая работа) открылась возможность объективно оценить биостратиграфический потенциал микрофоссилий в расчленении верхнего рифея.

В основе такой оценки лежит анализ рассмотренных выше данных о составе и распространении десяти последовательных микробиот, известных ныне в каратавской серии. Четыре из этих микробиот (бирьянская, нугушская, лемезинская и бедерышинская), принадлежат зильмердакской свите, три (нижнеинзерская и две верхнеинзерских), – инзерской свите, две – миньярской свите (нижней и верхней подсвитам) и одна укской (ее нижней части). Входящие в эти микробиоты морфотипы принадлежат к 65 родам и 85 видам (рис. 2) и в подавляющем большинстве представлены органостенными формами. Исключание составляют только минерализованные микроостатки из верхней части миньярской свиты. Те и другие встречены на шестнадцати микрофитологических уровнях, в тридцати двух местонахождениях, девять из которых выявлены в ходе настоящего исследования.

Помимо находок, принадлежность которых к южноуральскому каратавию не вызывает сомнений, в рассмотрение включены локализованные в пределах стратотипической местности и относимые к среднему или к верхнему рифею две кужинские и тюльменская микробиоты органостенных форм (семь микрофитологических уровней; 18 родов и 17 видов, 15 родов и 19 видов соответственно), а также причисляемые к верхнему рифею и/или к венду толпаровская и суировская микробиоты (два микрофитологических уровня; в общей сложности 15 родов и 20 видов). Общую картину распределения микрофоссилий в анализируемом возрастном интервале дополняют тукаевская, ольховская, приютовская и шиханская микробиоты, встреченные в одноименных свитах серафимовской и абдулинской серий Волго-Уральской области (четыре микрофитологических уровня; в совокупности 26 родов и 32 вида). Ранее выявленное место девяти перечисленных микробиот в рифейской последовательности микрофоссилий региона нуждается в дополнительной аргументации.

В принципиальном отношении такая аргументация предполагает получение объективной картины распределения микрофоссилий в типовых разрезах каратавских и предшествующих им бурзянско-юрматинских отложений стратотипа рифея и биостратиграфически корректное сопоставление с теми и другими спорных по своему положению микробиот. Подобный подход a priori обуславливает определенную автономию биостратиграфически значимых выводов о возрастном положении заключающих упомянутые микробиоты толщ по отношению к их месту в принятых ныне региональных стратиграфических схемах рифея Волго-Уральской области (Стратиграфическая схема..., 2000) и Южного Урала (Унифицированные региональные..., 1993). Однако в оценке степени этой автономии разные исследователи (в том числе авторы данной работы) существенно расходятся между собой.

Микрофоссилии, встреченные в собственно каратавских отложениях, по широте распростра-

нения в типовом разрезе рифея распадаются на две большие группы. К первой группе, которая охватывает около трети каратавских форм (21 род, 37 видов), принадлежат повсеместно количественно доминирующие наиболее простые по строению транзитные морфотипы, поднимающиеся в каратавскую серию из нижележащих бурзянской и/или юрматинской (рис. 2). Эта группа включает только мелкие и среднеразмерные акритархи, колониальные коккоидные и нитчатые микрофоссилии Leiominuscula, Leiosphaeridia, Nucellosphaeridium, Pterospermopsimorpha, Satka, Myxococcoides, маргинатные формы, Conjunctiophycus, Gloeodiniopsis, Palaeopleurocapsa, Eogloeocapsa, Sphaerophycus, Eomycetopsis, Leiotrichoides, Siphonophycus, Eomicrocoleus, Eosynechococcus, Archaeoellipsoides, Oscillatoriopsis и другие трихомы осциллаториевого строения, Palaeolyngbya, Enthosphaeroides. Максимальные размеры самых крупных морфотипов этой группы относительно невелики и не превышают у лейосферидий – 200 мкм, у эоглеокапс – 60 мкм, у сфероностоков – 200 мкм, у сифонофикусов – 32 мкм, у палеолингбий – 25 мкм, у осциллаториевых трихомов – 15 мкм, у маргинатных оболочек – 35 мкм (Стратотип рифея, 1982; Микрофоссилии докембрия, 1989; Вейс и др., 1990; Михайлова, Подковыров, 1992; Сергеев, 1992; Sergeev, 1994; Сергеев, Ли Сень-Джо, 2003).

Ко второй более обширной группе (44 рода, 53 вида), представленной всеми основными разновидностями рифейских микрофоссилий, принадлежат крупные и/или сложно построенные морфотипы, не известные в типовом разрезе рифея за пределами каратавской серии. Это Chuaria, Tasmanites, Tetrasphaera, Konderia, Simia, Trachyhystrichosphaera, Cymatiosphaeroides, Prolatoforma, Kirbia, Aimia, ?Cerebrosphaera, Cucumiformia, монстриозные (делящиеся) оболочки, Polysphaeroides, Plicatidium, Rectia, Tortunema, Glomovertella, Heliconema, Arctacellularia, Botuobia, ?Proterocladus, Eosaccharomyces, Majaphyton, Fabiformis, Nelcanica, Caudosphaera, Lakhandinia, Pellicularia, Melanocyrrillium, гигантские трихомоподобные и некоторые другие образования. Предельные размеры, включенных во вторую группу каратавских морфотипов превышают у акритарх – 1000 мкм, у несептированных нитчатых форм – 300 мкм, у трихомоподобных образований – 100 мкм, у ветвящихся талломов – 500 мкм.

Кроме того, в каратавские и в одну или несколько предположительно верхнерифейских микробиот (кужинские, тюльменскую, толпаровскую, суировскую) входят не менее крупные Valeria, Navifusa, Ostiana, Sphaerocongregus, Siphonophycus, Asperatofilum, Taenitrichoides, Polytrichoides, Octaedrixium, Spumosina, Navifusa, Germinosphaera, Brevirtichoides, Pseudodendron, Trachytrichoides, очень широкие Siphonophycus и четко диагностируемые Palaeolyngbya sphaerocephala Herm. et Pyl. (рис. 2).

Несколько особняком по отношению к обеим группам стоят очень мелкие окремненные нижнесаткинские Corymbococcus и верхнеминьярские Biocatenoides, Ramivaginalis и др., не встреченные на рассматривемой территории вне одноименных микробиот, но в других регионах описанные из различных рифейских и дорифейских толщ (Сергеев, 1992; Сергеев, Ли Сень-Джо, 2003).

Стратиграфическое и пространственное распространение морфотипов, входящих во вторую группу, в типовом разрезе каратавия крайне неравномерно. Количественно наиболее богатые микробиоты приходятся на нугушскую, бедерышинскую и нижнеинзерскую толщи (рис. 2), вблизи основания которых появляются определенные неизвестные ниже по разрезу, но поднимающиеся в вышележащие толщи наборы таксонов. В нугушской толще к такому набору принадлежат Chuaria, Navifusa, Simia nerjenica A. Weiss, монстриозные (делящиеся) оболочки, Ostiana, Polysphaeroides contextus Herm., Asperatofilum, широкие орнаментированные Siphonophycus, Taenitrichoides, Plicatidium, Rectia, Botuobia, гигантские трихомоподобные образования, Majaphyton, Lakhandinia, Caudosphaera, возможные Proterocladus и Pseudodendron. В бедерышинских отложениях в аналогичный набор входят Leiosphaeridia kulgunica Jank., Valeria, Trachyhystrichosphaera (T. parva Mikh., T. trunctata Herm. et Jank., T. aimika Herm., T. stricta Herm.), Chlorogloeopsis, Brevitrichoides, Tortunema, Glomovertella, Polytrichoides, Arctacellularia. В нижнеинзерских породах специфику вновь появляющегося набора таксонов подчеркивают гигантские Chuaria, Tasmanites, Konderia, Spumosina, Simia simica (Jank.), Trachyhystrichosphaera vidalii Knoll, Prolatoforma, Cymatiosphaeroides, Kirbia, Aimia, Cerebrosphaera, Cucumiforma, Heliconema, Trahytrichoides, Eosaccharomyces, Fabiformis, Nelcanica². Выше по разрезу, в нижнеукских отложениях к подобному набору условно можно отнести известные только здесь Tetrasphaera и своеобразные Oscillatoriopsis zilimica (Jank.). Что же касается интервалов разреза каратавской серии, разделяющих толщи, охарактеризованные приведенными наборами таксонов, то они заключают лишь обедненные комбинации некоторых членов первой и/или второй групп.

Таким образом, весьма значительное расширение микрофитологической характеристики типового разреза каратавия существенно подкрепило более ранние выводы о главных особенностях распределения микрофоссилий в средней части этого разреза. Как и прежде, здесь четко прослеживаются два региональных рубежа – предбедерышинский и прединзерский - которые определяются появлением значительного числа неизвестных ниже по разрезу морфотипов. Несколько иная ситуация характеризует картину распределения микрофоссилий в верхней части каратавской серии. Здесь в верхнеинзерско-миньярских отложениях фиксируется существенный спад разнообразия микробиот, которое частично восстанавливается в нижнеукских толщах за счет реккурентного проникновения ряда таксонов из подстилающих толщ и появления единичных новаций. Однако этих данных недостаточно для объективной оценки стратиграфического значения названных биотических событий и подтверждения вывода о наличии здесь намечавшегося Т.В. Янкаускасом (1982) предукского рубежа изменения состава южноуральских микробиот. Сходным образом обстоит дело с двумя обедненными микробиотами из вышележащих толпаровский и суировской свит. Первая из них заключает характерные каратавские L. kulgunica Jank., Valeria, Spumosina, Trachyhystrichosphaera, Sphaerocongregus, Polytrichoides, тогда как вторая лишена всех названных форм, кроме спумозин, но включает неизвестные ниже по разрезу Bavlinella, Retiforma и Pomoria. С микрофитологических позиций наиболее приемлем вывод Н.С. Михайловой о включении толпаровских форм в последовательность верхнерифейских микрофоссилий региона и об исключении из этой последовательности суировской микробиоты, принадлежащей к венду (Михайлова, Подковыров, 1992).

Наибольшие изменения затронули нижнюю добедерышинскую часть каратавской серии. Появление здесь представительного набора нугушских форм, поднимающихся в вышележащие каратавские отложения, ясно свидетельствуют о наличии в типовом разрезе рифея крупного донугушского рубежа преобразования состава южноуральских микробиот, возможный аналог которого ранее был выявлен в Приуралье (предкабаковский рубеж) и без должного микрофитологического обоснования сопоставлен с подошвой каратавия. Более строгая локализация этого рубежа (возможно, рубежей) в рифейском разрезе Башкирского мегантиклинория наталкивается на ряд серьезных трудностей, связанных с присутствием около половины нугушских и других характерных каратавских форм (Valeria, Navifusa, Ostiana, Sphaerocongregus, Asperatofilum, Taenitrichoides,

² В соответствии с имеющимися седиментологическими реконструкциями (Маслов, 1997 и др.), появление указанных трех наборов таксонов отвечало ясно выраженным этапам углубления каратавского бассейна и господства гидродинамически спокойных обстановок. Подобные обстановки в рифее отвечали формированию особенно представительных среднеглубинных фациально-экологических группировок микроорганизмов, заключавших наибольшее количество стратиграфически важных форм (Вейс, Петров, 1994; Вейс и др.).

широких орнаментированных Siphonopycus, Polytrichoides, Trachytrichoides, Pseudodendron) в кужинских и/или тюльменских отложениях, которые в зависимости от акцента на те или иные их особенности разными исследователями, в том числе авторами данной работы, причисляются к среднему рифею, либо считаются постюрматинскими (Козлов и др., 1997; Вейс и др., 2000). В только что цитированной нашей статье отмечалось, что, учитывая отсутствие в типовых разрезах бурзянской и/или юрматинской серий и, напротив, обилие на всех уровнях каратавской серии названных нугушских и кужинско-тюльменских форм, с биостратиграфических позиций второй из приведенных вариантов по сути безальтернативен. Иное решение данной дилеммы, принятое в рамках геохронологической модели развития докембрийской микробиоты (подробнее см. Вейс и др., 2001), ведет к тому, что преобладающая часть каратавских (в том числе нугушских) таксонов оказывается транзитной для всего рифея (Стратиграфическая схема..., 2000 и др.). Этот вывод резко не согласуется с эмпирически выявленным распределением микрофоссилий в южноуральском стратотипе рифея (а, как было показано недавно, и в его сибирском учуро-майском гипостратотипе; Сергеев, Ли Сень-Джо, 2001; Вейс, Воробьева, 2002).

Итак, самый ранний из трех распознаваемых сейчас региональных биостратиграфических рубежей – донугушский – ограничивает распространение верхнерифейской микробиоты вниз по разрезу южноуральского стратотипа рифея и, по-видимому, располагается вблизи границы юрматинской и каратавской серий. Более точное определение места этого рубежа в юрматинско-каратавском переходном интервале невозможно до окончания дискуссии о характере данной границы и положения по отношению к ней тюльменских и кужинских отложений, заключающих ряд важных нугушских морфотипов. Напомним, что в настоящее время геологические, изотопно-геохронологические, палеонтологические и другие данные приводят к взаимоисключающим результатам (Ларионов, 1994; Козлов и др., 1991, 1994, 1997; Филиппов, 1997, 2000, 2001; Вейс и др., 2000; Виноградов, Горожанин, 2002; Маслов и др., 2001).

Ключевую роль в разработке схемы микрофитологического расчленения верхнерифейских отложений региона сыграли четыре различные по представительности микробиоты, встреченные в керне скважины Кабаково-62, пробуренной в непосредственной близости от стратотипической местности развития каратавия. Микробиоты принадлежат следующим предельно ограниченным по мощности интервалам разреза этой скважины: 1) инт. 5100–5099 м (тукаевская свита); 2) инт. 4765–4762 м (ольховская свита); 3) инт. 3639–3636 м (приютовская свита); 4) 3528–3526 м (шиханская свита) (Андреев и др., 1981). Напомним, что тукаевская и ольховская свиты входят в состав серафимовской серии, причисляемой ныне к среднему рифею, а приютовская и шиханская – к верхнерифейской абдулинской серии (Стратиграфическая схема..., 2000). Проанализируем в свете современных данных возможное место этих микробиот в последовательности микрофоссилий стратотипа рифея.

Тукаевские и ольховские отложения, вскрытые названной скважиной, заключают единичные микроостатки, среди которых, помимо некоторых своеобразных саток, выделяются только крупные лофостриатные акритархи Valeria. В пределах Башкирского мегантиклинория валерии встречены в бедерышинско-укских, толпаровских и тюльменских отложениях, но отсутствуют в бурзянских и юрматинских (включая реветские). С биостратиграфических позиций, эти данные согласуются с более ранними взглядами о принадлежности заключающих Valeria тукаевских и ольховских толщ к верхнему рифею (Янкаускас, 1982; Микрофоссилии докембрия..., 1989 и др.) и подкрепляют вывод о постюрматинском (послереветском) возрасте самого раннего из выявленных на Южном Урале и Приуралье рубежей (донугушского, предкабаковского) изменения состава микробиот в регионе (Вейс и др., 2000).

Более молодая приютовская микробиота, помимо немногочисленных транзитных рифейских форм, включает крупные Siphonophycus, Rectia, Brevitrichoides, Polytrichoides (Андреев и др., 1981). В типовом разрезе каратавия названные таксоны присутствуют в нугушско-укских толщах и не демонстрируют избирательной приуроченности к какой-либо части этого широкого стратиграфического диапазона. Данное обстоятельство не исключает, но заметно снижает убедительность предложенной ранее однозначной корреляции приютовской и бедерышинской микробиот (Стратотип рифея, 1982) и оставляет открытым вопрос о месте предмулдакаевского рубежа в Приуралье.

Последовательность микрофоссилий в рассматриваемой скважине завершает особенно представительная шиханская микробиота, которая помимо всех приютовских форм, содержит Tasmanites, Octaedrixium, Spumosina, Trachyhysrichosphaera truncata Herm. et Jank., T. aimika Herm., Palaeolyngbya sphaerocephala Herm. et Pyl., Polysphaeroides, Chlorogloeopsis, Tortunema, Glomovertella, Pellicularia, Arctacellularia (Андреев и др., 1991). Как отмечалось выше, преобладающая часть этих форм в типовом разрезе верхнего рифея появляется только в составе шишенякской микробиоты. Учитывая, с одной стороны, близость состава нижнеинзерской шишенякской и шиханской микробиот и, с другой стороны, высокое литологическое подобие коррелируемых между собой катавской и шиханской свит (Стратиграфическая схема..., 2000), наиболее приемлемым выглядит вывод о том, что в Приуралье предшишенякский рубеж изменения состава микробиот занимает несколько более низкую, чем в стратотипе каратавия стратиграфическую позицию и является еще одним примером феномена преформированности (появления форм-предшественников) в развитии рифейской микробиоты. Наличие таких форм ранее было выявлено на некоторых детально охарактеризованных микрофоссилиями северосибирских разрезах в тех их частях, которые сами по себе лишены выраженных стратиграфических перерывов, но предваряют последние (Вейс и др., 1998а; 2001).

Авторы признательны М.А. Семихатову за ценные критические замечания, А.В. Маслову – за плодотворную дискуссию и уточнения стратиграфической привязки наиболее представительных микрофитологических уровней, П.Н. Михайлову за весьма серьезное и искреннее содействие при проведении полевых работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64333, 01-05-64719).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев Ю.В., Иванова Т.В., Келлер Б.М. и др. Стратиграфия верхнего протерозоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 57–67.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микробиоты керпыльской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 41–58.

Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н. Современные тенденции в стратиграфии верхнего докембрия // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Тез. Всерос. совещания. Часть 2. Уфа: УНЦ РАН, 1999. С. 17–19.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии сибирского гипостратотипа рифея (омахтинская, кандыкская и устькирбинская микробиоты) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т 10. № 2. С. 16–37.

Вейс А.Ф., Козлова Е.В., Воробьева Н.Г. Органостенные микрофоссилии типового разреза рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 9. С. 20–36.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Преобразование фациально-экологической структуры древних биот во времени и стратиграфия рифея// Геология и геофизика. 1998а. Т. 39. № 1. С. 85–96.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 19986. Т. 6. № 5. С. 15–38.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 2. Интерпретация в терминах биотической палеосукцессии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 18–40.

Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо. Микрофоссилии в стратиграфии рифея Южного Урала и Приуралья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 5. С. 3–28.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Геохронологический и биостратиграфический подходы к реконструкции истории докембрийской биоты: новые находки микрофоссилий в рифее западного склона Анабарского поднятия // Докл РАН. 2001 Т. 378. № 4. с. 511–517.

Виноградов В.И., Горожанин В.М. Эпигенез рифейских пород Южного Урала в свете изотопных данных // Материалы 5-го Уральского регионального литологического совещания. Екатеринбург: ИГиГ РАН. 2002. С. 47–49.

Виноградов В.И., Вейс А.Ф., Буякайте М.И. и др. Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований докембрийских отложений Юдомо-Майского прогиба Восточной Сибири и проблема возраста гипостратотипа рифея // Литология и полезн. ископаемые. 2000. № 2. С. 168–181.

Виноградов В.И., Горожанин В.М., Вейс А.Ф. и др. Rb-Sr и K-Ar датирование рифейских отложений Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) – результаты и следствия // Литология и полезн. ископаемые 2001. № 6. С. 51–67.

Виноградов В.И., Муравьев В.И., Буякайте М.И. и др. Эпигенез среднерифейских отложений Башкирского мегантиклинория Южного Урала – время преобразований и геологические следствия. Литология и полезн. ископаемые. 2000. № 6. С. 640–652.

Горожанин В.М., Кутявин Э.П. Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БНЦ АН СССР. 1986. С. 60–63.

Иванов К.С., Иванов С.Н. Основные проблемы рифея Урала // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН. 1997. С. 111–127.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.

Камалетдинов М.А. Тектоника верхнего докембрия в районе рифейского стратотипа // Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977. Т. 2. С. 224–235.

Келлер Б.М., Янкаускас Т.В. Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 58–67.

Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя // 27-й Международный геологический конгресс: Докл. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 56–76.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

Козлов В.И. Стратотип рифея Южного Урала // Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 6–16.

Козлов В.И., Краснобаев А.А., Козлова Е.В. и др. Стратиграфия рифея в стратотипическом разрезе Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР. 1991. 38 с. Козлов В.И., Краснобаев А.А., Вейс А.Ф. и др. Стратотип рифея: строение, палеонтологическая характеристика, изотопный возраст // Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. С.-Пб. Наука, 1994. С. 133–156.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н. и др. Верхний докембрий Южного Урала и сопредельных районов востока Русской плиты // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 85–93.

Козлова Е.В. Микрофоссилии авзянской свиты среднего рифея Южного Урала // Ш Всес. симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Петрозаводск: Карельск. филиал АН СССР, 1987. С. 46–47.

Козлова Е.В. Находки микрофоссилий в рифейских отложениях востока Русской плиты // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 50–56.

Комар В.А. О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 50–60.

Крылов И.Н. Стратиграфия и микрофоссилии миньярской свиты рифея Южного Урала // Сов. геология. 1983. № 6. С. 60–72.

Ларионов Н.Н. Геология и рудоносность авзянской терригенно-карбонатной формации среднего рифея на Южном Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1994. 19 с.

Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.

Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. 220 с.

Маслов А.В. Седиментационные бассейны рифея Западного склона Южного Урала (фации, литолого-фациальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. 44 с.

Маслов А.В. Тангаурская подсерия верхнего рифея Алатауского антиклинория Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 5. С. 3–22.

Маслов А.В., Ишерская М.В. Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофациальная зональность). Екатеринбург: УНЦ УрО РАН. 1998. 268 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (Западный склон Южного Урала) // Информационный материал. Свердловск: Ин-т Геологии и геохимии УО АН СССР, 1991. 171 с.

Маслов А.В., Абдуазимова З.М., Карстен Л.А., Пучков В.Н. Первые находки меланоцириллиумов в эталонных разрезах рифея на Южном Урале // Состояние, проблемы и задача геологического картирования областей развития докембрия на территории России. Тез. докл. Всерос. совещ. СПб: ВСЕГЕИ, 1994. С. 90.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург. УрО РАН, 2001. Т. 1. 351 с. Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 352 с. Михайлова Н.С., Подковыров В.Н. Микрофитологическая характеристика пограничных горизонтов рифея и венда Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 9. С. 75–84.

Михайлова Н.С., Подковыров В.Н. Новые данные по органостенным микрофоссилиям верхнего докембрия Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 111–123.

Наговицин К.Е. Микрофоссилии и стратиграфия верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2001. 18 с.

Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Время формирования и преобразования отложений инзерской свиты, верхний рифей Южного Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 73–75.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., и др. Оценка Pb-Pb возраста доломитов миньярской свиты стратотипа верхнего рифея // Осадочные формации докембрия и их рудоносность, 14–16 апреля 1998. Тез. докл. СПб., ИГГД РАН 1998а. С. 50–51.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 19986. Т. 6. № 4. С. 20–31.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. Возможности U-Pb датирования карбонатных пород с открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19.

Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.

Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.

Раабен М.Е. Миньярская свита Южного Урала – литостратиграфическое подразделение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 88–96.

Раабен М.Е. Новые подразделения верхнего рифея Южного Урала // Сов. геология. 1985. № 5. С. 88–96.

Раабен М.Е. Хемостратиграфическая С-изотопная корреляция верхнего рифея Арктики и Урала // Стратиграфия. Геол корреляция. 2001 Т. 9. № 2. С. 3–14.

Романов В.А., Ишерская М.В. Рифей платформенного Башкортостана: стратиграфия, тектоника и перспективы нефтегазоносности. Уфа: Гилем, 2001. 125 с.

Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.

Семихатов М.А. Методы расчленения и корреляции рифея: современная оценка // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН. 1997. С. 3–13.

Семихатов М.А. Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия // Дополнения к стратиграфическому кодексу России. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. С. 95–107.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–16.

Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН, 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.

Сенченко Г.С. Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 170 с.

Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М. Наука, 1992. 140 с.

Сергеев В.Н., Крылов И.Н. Микрофоссилии миньярской свиты бассейна реки Инзер // Палеонтол. журн. 1986. № 1. С. 84–95.

Сергеев В.Н., Ли Сень-Джо. Микрофоссилии в кремнях светлинской свиты среднего рифея Учуро-Майского района Сибири и их биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 1. С. 3–13.

Сергеев В.Н., Ли Сень-Джо. Новые данные об окремненных микрофоссилиях саткинской свиты стратотипа нижнего рифея Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. В печати.

Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка. Уфа: ИГУНЦ РАН, 2000. 81 с.

Стратиграфический словарь (Северная Евразия в пределах бывшего СССР). Верхний докембрий / Отв. ред. Раабен М.Е. М.: Наука, 1994. 350 с.

Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 176 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.

Унифицированные региональные стратиграфические схемы Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. 145 с.

Филиппов В.А. Кужинская серия и палеотектонические условия ее образования // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург. УрО РАН, 1997. С. 191–201. Филиппов В.А. Особенности средне- и позднерифейского рифтогенеза на западном склоне Южного Урала // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 2. С. 216–218.

Филиппов В.А. Проблемы геологии и рудообразования в геологической истории Урала. Ежегодник – 2001. Ред. Золоева К.К. Екатеринбург: Минприрода РФ, 2001. С. 124–130.

Янкаускас Т.В. Растительные микрофоссилии из рифейских отложений Южного Урала // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 4. С. 913–915.

Янкаускас Т.В. Древнейший комплекс растительных микрофоссилий из венда Башкирского Приуралья (Сергеевская микробиота) // Докл. АН СССР. 1980а. Т. 250. № 6. С. 1434–1436.

Янкаускас Т.В. Шишенякская микробиота верхнего рифея Южного Урала. // Докл. АН СССР. 1980б. Т. 251. № 1. С. 190–192.

Янкаускас Т.В. Укская микробиота терминального рифея Южного Урала // Докл. АН СССР. 1980в. Т. 253. № 5. С. 1191–1192.

Янкаускас Т.В. Новые водоросли из верхнего рифея Южного Урала и Башкирского Приуралья // Палеонт. журн. 1980. № 4. С. 122–128.

Янкаускас Т.В. Растительные микрофоссилии верхнего докембрия и кембрия Европейской части СССР и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1982. 52 с.

Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications // Precambr. Res. 1995. V. 73. № 1-4. P. 27-49.

Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean succession from Northwestern Siberia (Anabar massif, Turukhansk uplift) // Amer. J. Sci. 1995. V. 295. P. 823–850.

Nyberg A.V., Schopf J.W. Microfossils in stromatolitic cherts from Upper Proterozoic Min'yar Formaton, southern Ural Mountains, U.S.S.R. // J. Paleontol. 1984. V. 58. P. 738–772. Sergeev V.N. Microfossils in cherts from the Middle Riphean (Mesoproterozoic) Avzyan Formation, southern Ural Mountains, Russian Federation // Precamb. Res. 1994. V. 1. № 2. P. 231–254.

Рецензент М.Б. Бурзин

УДК 551.24+551.73(235.216)

СТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕГО-ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ТУРКЕСТАНСКИЙ ОКЕАН-ТАРИМСКИЙ КОНТИНЕНТ (ТЯНЬ-ШАНЬ)

© 2003 г. Ю. С. Бискэ*, А. В. Дженчураева**, А. В. Неевин**, Т. Ю. Воробьев**

Санкт-Петербургский университет, Санкт-Петербург,
** Госгеолагентство Республики Кыргызстан, Бишкек
Поступила в редакцию 21.01.2002 г., получена после доработки 14.10.2002 г.

Представлены новые материалы по стратиграфии девона и карбона для западной части хр. Кокшаал-Тау, уточняющие реконструкцию области перехода от шельфа древнего Таримского континента на юге к Туркестанскому палеоокеану на севере. Впервые удалось получить по конодонтам (с подтверждением комплексами фораминифер, радиолярий и других групп ископаемых) зональное расчленение склоновых карбонатно-обломочных и глубоководных известково-силицитовых отложений в фамен-башкирском интервале стратиграфической шкалы. Данная область представляется как весьма широкое (не менее сотен километров) и неоднородное по строению коры доколлизионное пространство. Зона склоновых отложений (Кокшаальская единица) ограничена с севера Аксайской пелагической зоной с обособленными вулканическими и карбонатными постройками. Показано длительное параллельное развитие в среднем палеозое карбонатных платформ, склонов и батиальных зон, с проявлениями внутриплитного базальтового или контрастного вулканизма. Трансгрессия, начавшаяся в турнейском веке, прекратила лавинный снос с Таримского континента и вызвала широкое распространение битуминозных осадков, а в конце визе и серпухове – отложение карбонатного материала в пелагиали. Обнаруженные в батиальных отложениях среднего карбона перерывы вызваны скорее всего растворением осадков. Уточнена, главным образом по фузулинидам, история последовательного перемещения к югу флишевого трога, сопровождавшего с башкирского века до конца карбона коллизию окраины Тарима с Палеоказахстаном.

Ключевые слова. Девон, карбон, пелагиаль, карбонатные платформы, конодонты, фораминиферы, коллизия, Южный Тянь-Шань, Тарим, пассивная окраина.

Стратиграфия и вещественный состав средневерхнепалеозойских образований центральной части Южного Тянь-Шаня, или Атбаши-Кокшаальского региона, позволяют достаточно подробно восстановить историю пассивной окраины Таримского палеоконтинента и обсудить сложную палеогеографию примыкавшей к ней части Туркестанского океана, отделявшего этот континент от Палеоказахстана.

Не рассматривая вопрос о времени раскрытия Туркестанского океана, особенно дискуссионный для восточной части этого палеобассейна, поскольку здесь нет датированных офиолитов спредингового этапа, все же отметим, что зрелая, атлантическая, стадия его истории как на западе (Кызылкумы, Фергана), так и на востоке началась не позже середины силура, когда широкое распространение приобрели карбонатные осадки, и закончилась с началом коллизии в середине карбона. С этого последнего момента и до перми включительно была в основном сформирована складчато-покровная структура области, примыкавшей к Туркестанскому палеобассейну (Бискэ,

1995, 1996). Амплитуда покровов и степень современного сближения окраин этого океана указывают на многократное поперечное сокращение исходного пространства. Реконструкция первоначального положения карбонатной платформы Улана-Бозоя и других аналогичных образований, а также пелагических пространств и вулканических гряд Туркестанского океана сделана нами раньше (Бискэ, 2001) на основе материалов, в основном изложенных в работе (Бискэ и др., 1985). Основными операциями такой реконструкции являются: вычленение ряда структурных единиц путем их типизации по набору доколлизионных формаций и характерным мощностям отложений; датировка момента причленения каждой единицы к окраине Палеоказахстана с преобразованием ее в тектонический покров; попытка снятия перемещений, последовавших за продвижением покровов. Исходный ряд единиц-покровов оказывается надвинутым к югу, в сторону Таримского континента.

СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ ЗАПАДНОГО КОКШААЛА – МАЙДАНТАГА И АНАЛИЗ ДОКОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ

Рассмотрим ряд структурных единиц в пересечении с севера на юг, или от верхних покровов к нижним, через западное окончание Джангджирского хребта и бассейн р. Западный Аксай, где проведены наши исследования в 1998–2000 годах (рис. 1).

Сутура Туркестанского океана. Эту роль играет Атбаши-Иныльчекская шовная линия с приуроченными к ней небольшими фрагментами серпентинитового меланжа (Христов, Христова, 1980; Куренков, 1983). Ретро-надвиги, обращенные к северу, и левосторонний сдвиг позднего этапа коллизионных событий, а затем неотектонические дислокации сильно перестроили первоначальный облик этой сутурной зоны. Непосредственно в ней, а также в аллохтонных фрагментах тектонизированных офиолитов по левобережью р. Атбаши, обнаружены пластины и мелкие фрагменты гипербазитов, габбро, габбро-пегматитов, скарноидов, базальтов, в разной степени метаморфизованных (эпидот-хлоритовые сланцы, амфиболиты). С базальтами тесно связаны серые и цветные радиоляриты с Entactinosphaera grandis Naz., E. cf. quantilla Foremann и др.¹, что указывает на франский возраст верхней части осадочного слоя океанской коры. Меланж тектонически перекрыт турбидитами балыктинской свиты, измененными иногда до хлорит-серицитовых сланцев: их относят к силуру(?) – нижнему девону и рассматривают как образования континентального склона Палеоказахстана (Христов, Миколайчук, 1983). Покров запечатан неоавтохтонными отложениями московского яруса и верхнего карбона, которые были также подвергнуты сильным дислокациям.

Джаныджерская единица. Офиолитовый меланж или балыктинская флишоидная свита в Джангджирском хребте тектонически перекрывают серию надвиговых чешуй, сложенных вулканогенно-силицитовым девоном и нижним карбоном. Они рассматривались в качестве Джаныджерской покровной единицы, либо расчленялись на две группы: верхние – Борлуторские, существенно кремнистые по составу маломощного разреза, и нижние – Кайнарские, отличающиеся мощным развитием вулканитов. Суммируя опубликованные данные (Бискэ и др., 1985; Бискэ, Табунс, 1991; Бискэ, 1996, и др.), отметим лишь основные черты строения разреза, важные для палеогеографической и геодинамической характеристики этой единицы.

1. Пелагическое происхождение фоновой части стратиграфического разреза, которую образуют силурийские – лохковские граптолитовые сланцы, силициты с радиоляриями и конодонтами остальной части девона, микриты и калькарениты нижнего карбона. На этом палеогеографическом фоне локально в конце силура, а более широко в эмсе – эйфеле были сформированы группы вулканов и связанные с ними рифогенные известняки.

2. Внутриплитный характер вулканизма. Представлены субщелочные титанистые ферротолеиты, локально и в меньших объемах развиты риолиты (кайнарская свита, нижний – средний девон).

3. Присутствие в кровле колонки небольшой (десятки метров) пачки грубо-флишоидного терригенного состава, иногда с олистолитами, которая ввиду согласного ее налегания на визе-серпуховские обломочные известняки вряд ли моложе начала башкирского века.

Что касается первых двух признаков, то попытка их истолкования приводит к определенному противоречию. Риолиты кайнарской серии являются, по их геохимической характеристике, продуктами контаминации гранитного слоя континентальной коры. С другой стороны, стабильная во времени – с силура по нижний карбон включительно - пелагическая обстановка не могла сохраняться внутри шельфов или вблизи значительных площадей мелководья, продуцирующих переотлагаемый обломочный и карбонатный материал. Остается, по-видимому, допустить расположение соответствующей области за пределами Таримского шельфа и скорее всего локальное развитие в ее пределах гранитного слоя, как это установлено и в некоторых современных внутриокеанских поднятиях. Неоднократное проявление в конце силура – девоне внутриплитного магматизма повлекло за собой относительное уменьшение глубин, а после остывания – появление карбонатных платформ на вулканических постройках, обвалы и турбидные потоки из вулканогенно-известнякового материала. Третий из перечисленных признаков позволяет датировать аккрецию Джаныджера к казахстанской окраине (и, очевидно, начало преобразования открытого Туркестанского океана в сутурную зону) самым началом среднего карбона.

Уланская единица. В Западном Кокшаале она представляется в виде большого тектонического покрова, осложненного дополнительными срывами-чешуями и на востоке сложенного в синформную складку Бозоя – долины р. Кокшаал.

¹ Определения палеонтологического материала и заключения о возрасте, кроме специально оговоренных случаев, сделали С.М. Лихоман (радиолярии и тентакулиты), А.В. Неевин (конодонты), Т.Ю. Воробьев, А.В. Дженчураева и О.Ф. Гетман (фораминиферы).



Рис. 1. Схема палеозойской структуры части Атбаши-Кокшаальского региона.

1 – кайнозойский покров; 2 – тыловой прогиб Кокшаальских герцинид (вулканогенно-осадочный верхний карбон и нижняя пермь); 3 – Палеоказахстан, включая аккреционный комплекс окраины континента в составе атбашинской, балыктинской свит и других метаморфических образований. Структурные единицы складчато-покровного комплекса Южного Тянь-Шаня: 4 – Джаныджерская, 5 – Уланская, 6 – Аксайская, 7 – Сарыбелесская, 8 – Ортосуйская, 9 – Кокшаальская; 10 – Муздукский район (верхний палеозой передового прогиба и средний палеозой рифовой окраины Тарима); 11 – палеозойский чехол Таримской платформы; 12 – офиолитовый меланж; 13 – разрывные смещения, включая: а – надвиги раннеколлизионного этапа, б – позднеколлизионные сдвиги, с указанием направления движения; 14 – коллизионные гранитоиды; 15 – точки и линии разрезов, упоминаемые в тексте и на рис. 2–4.

Данная единица реконструирована как Уланская карбонатная платформа (Бискэ, 1996). В обнаженной части ее представляют известняковые массивы гор Таш-Елю и Коджеге-Бозой, в основном же известняки скрыты под кайнозойскими отложениями Аксайской депрессии.

В подошве разреза здесь находятся среднедевонские базальты внутриплитного типа (Бискэ, Табунс, 1996), достигающие 600 м мощности. На них залегает серия известняков живетского – башкирского ярусов, в одних разрезах мощная, до 4000 м, и почти непрерывная, в других (Таш-Елю) – сокращенная до первых сотен метров за счет выпадения девонско-турнейской части. В кровле разреза находится флишево-олистостромовая свита башкирского возраста.

Нижняя часть известняковой серии в районе нижнего течения р. Мюдюрюм включает (Поярков, 1969; Христов, 1970) до 2500 м слоистых известняков и частично доломитов, которые по фораминиферам относятся к живетскому, франскому и фаменскому ярусам. По фациальному типу эти отложения соответствуют лагунной, зарифовой части карбонатной платформы. По крайней мере в фаменской части разреза преобладают оолит-пелспаритовые известняки с небольшой примесью криноидного детрита и местами с фенестровой текстурой. Наши материалы в основном относятся к каменноугольной части разреза и получены в долине р. Западный Аксай и по ее притокам, выше слияния с Мюдюрюмом (рис. 1, разрезы 1, 2). Повторение этих слоев в тектонических чешуях и блоках позволило установить изменение состава отложений, от более мелководных массивных известняков на юге к склоновым обломочным фациям с силицитовой примесью на севере, в горах Бозой. Биостратиграфическое расчленение последних по конодонтам и фораминиферам позволяет различать следующие подразделения (Неевин, 2001).

Слои с Siphonodella. Основание турнейского яруса примерно соответствует уровню смены массивных светлых известняков фамена темными брекчиевыми разновидностями, среди которых встречаются пачки черных слоистых кремней или послойно окремненных плитняковых ("ленточных") калькаренитов, включая биокластические (криноидные) фации. Конодонты представлены турнейским комплексом в составе Siphonodella cf. sulcata (Hudd.), S. cf. isosticha (Cooper), Polygnatus siphonellus Dr., P. normalis Mill. et Young., P. purus purus Vog., Bispathodus stabilis (Br. et M.), Neopolygnatus communis (Br. et Mehl.), Palmatolepis gracilis sigmoidalis Zieg. : присутствие в этом комплексе девонских форм, судя по микроструктуре породы, связано скорее с переотложением фаменских пелспаритов. Фораминиферы включают Parathuramminites cushmani (Sul.), Chernyshinella cf. disputabilis Dain, Bisphaera minima Lip., Tournayella vulgaris Lip. Мощность слоев с Siphonodella – в пределах 180 – 250 м.

Зона typicus (верхний турне, нижняя часть). Более толстослоистые оолитовые и водорослевые, преимущественно темные известняки с желваковым окремнением, часто брекчиевидные. Содержат конодонты Gnathodus typicus Cooper, Neopolygnathus communis (Br. et Mehl), Polygnatus purus purus Vog., радиолярии Entactinia vulgaris microporata Braun, E. tortispina Orm. et Lane, фораминиферы Endothyra (Latiendothyra) latispiralis Lip., E. (Laxoendothyra) cf. paracosvensis Lip., Tournayella pigmea Leb., Chernyshinella glomiformis (Lip.) и др. Мощность слоев этой зоны от 10–20 до 300 м.

Зона anchoralis (верхний турне, верхняя часть). Известняки тонко-среднеслоистые с прослоями черных тонкоплитчатых кремней и вишнево-коричневых кремнисто-глинистых сланцев. В верхней части зоны преобладают более массивные оолит-пелспаритовые известняки, которые содержат многочисленные фораминиферы Septaglomospiranella micula Vdov., Earlandia vulgaris (Raus. et Reitl.), Tournayella discoidea Dain f. maxima, Glomospira brevispira karakubensis Vdov., Granuliferella granulosa H. Zeller. Из всего интервала получены конодонты Scaliognathus sp., Protognathodus praedelicatus Law et al., Gnathodus semiglaber (Bisch.), G. typicus Cooper, Neopolygnatus communis (Br. et Mehl), а из кремней также радиолярии Entactinia vulgaris vulgaris Won, E. v. microporata Braun. В сравнении с нижележащими слоями для этой зоны характерна значительная биокластическая примесь - кроме фораминифер и водорослей, присутствует скелетный детрит криноидей, мшанок и др. Мощность от 15-30 до 150 м.

Зона texanus (нижний - средний визе). Известняки в нижней части толстослоистые, оолитовые, до типичных ооспаритов, пеллетовые, биокластические (фрагменты створок брахиопод и другой детрит), водорослевые; в середине известковые турбидиты с тонкой цикличностью (первые сантиметры), содержащие иногда глинистые микриты, повсеместно с прослоями и диагенетическими линзами темноокрашенных кремней. Выделены конодонты Gnathodus texanus Roundy, G. semiglaber (Bisch.), G. pseudosemiglaber (Thomp. et Fell.), Pseudognathodus symmutatus (Rhod., Aus. et Dr.), определены фораминиферы Endothyra boumani Phill., Septaglomospiranella cf. subsymmetricus Vdov., Tetrataxis sussaica Mal., Omphalotis amplis (Schlyk.), O. pannusaeformis (Schlyk.), O. cf. intrequensis (Schlyk.), Uralodiscus cf. cordailicus Mal., Pseudoendothyra aff. angulata (Raus.) и др., а также радиолярии Entactinia vulgaris microporata Braun, Entactinosphaera? trendelli Won. Мощность в различных разрезах изменяется от 60 до 390 м.

Зона bilineatus (верхний визе, нижняя часть) и отложения вплоть до средней части башкирского яруса. Темные плитняковые известняки разнообразные по мощности слоев, от первых сантиметров до 1-2 м. Основной литотип – мелкосреднезернистые калькарениты, образованные биогенным детритом и оолитами, реже встречаются ооспариты и пелспариты с фораминиферами. Более мощные пласты отвечают, вероятно, штормовым или обвальным событиям. В их подошвах видны скопления детрита (членики криноидей, части створок брахиопод, обломки полипняков ругоз); кверху размер частиц уменьшается и преобладают оолиты. Встречаются прослои темпеститового типа, до 10 см мощностью, представляющие собой косослойчатые серии или включающие опрокинутые микроскладки оползневого происхождения. Те и другие показывают перемещение карбонатного материала вниз по палеосклону - к северу в современных координатах. Некоторые бугристые поверхности напластования могут отражать длительные перерывы (твердое дно). Более тонкие циклиты имеют градационный тип расслоения материала, в их верхней части роль фонового осадка выполняет черный тонкий калькаренит, обычно спикулово-фораминиферовый, переходящий в красноватый мергель. Диагенетические желваки черного кремня встречаются по всему разрезу, но настоящие силициты редки.

Основная часть этого интервала, около 800 м мощностью, вскрытая приустьевой частью долины р. Кынды, содержит комплекс микрофоссилий с конодонтами Gnathodus texanus Roundy, G. pseudosemiglaber Thomp. et Fell., G. semiglaber (Bisch.), Lochriea commutata (Br. et Mehl), фораминиферами Archaediscus convexus Grozd. et Leb., Omphalotis cf. minima (Raus et Reitl.), Priscella prisca (Raus. et Reitl.), Eostaffella mosquensis Viss., E. aff. rotunda Durk., E. settella Gan., Howchinia gibba (Moell.), Parastaffella struvei supressa (Schlyk.), Paraarchaediscus koktjubensis (Raus.), Pojarkovella honesta Sim., Globoendothyra sp., Endostaffella shamordini (Raus.) и другими. Присутствие Lochriea commutata позволяет датировать этот весьма значительный промежуток разреза поздним визе (начиная с зоны bilineatus) и, вероятно, серпуховским веком. Последнее подтверждается присутствием, по данным В.Л. Клишевича (1975 г.), в тех же отложениях восточнее (ур. Бозой) серпуховских Eostaffella ex. gr. protvae Raus. в комплексе с Neoarchaediscus gregorii Dain и другими архедисцидами, а также гониатитов Cravenoceras? sp., Dimorphoceras? sp. (определения Л.А. Эктовой и A.B. Яговкина). В самых верхних слоях вскрытой по р. Кынды части известняков, не имеющих существенных литологических отличий от подстилающих слоев, обнаружены раннебашкирские Pseudostaffella ex gr. antiqua Dutk., а В.П. Чернышук (1991 г.) сообщил авторам о находке в ур. Бозой башкирских конодонтов. Неполная мощность по р. Кынды – 850 м, а с учетом оценки верхней (башкирской) части разреза она может достигать 1000 м.

Выше башкирских известняков согласно залегает пачка мергелей и глинистых сланцев (до 25-50 м), представляющих собой глубоководный "предфлиш", а затем конуртюбинская свита терригенно-карбонатных турбидитов с известняковыми олистоплаками и с гравийно-галечными пачками типа гравититов, содержащих, наряду с карбонатными и кремнистыми, примесь базальтовых обломков. Комплекс фораминифер, возможно, переотложенных, полученный нами из этой свиты с р. Кок-кия (рис. 1, точка 3), относится к серпуховскому ярусу; В.П. Чернышук и С.Б. Гущин (не опубликованные данные, 1991 г.) обнаружили внутри нее олистоплаку с фораминиферами зоны Plectostaffella bogdanovkensis (основание башкирского яруса).

Приведенные материалы позволяют уточнить историю Уланской карбонатной платформы. К концу девона она достигла зрелой стадии. С начала турне трансгрессия вызвала появление здесь зон некомпенсированного погружения (силициты), которые позже приобрели, скорее всего, вид каналов или проливов, частично заполнявшихся переотложенными карбонатами. В целом седиментация турне – начала визе относительно замедлена, но в конце визейского века достигала, судя по приведенным цифрам мощностей, не менее 40-50 м/млн. лет. Можно полагать, что описанный выше тип осадков конца визе – начала башкирского века относится не к шельфу, а к верхней части широкого и пологого предрифового склона карбонатной платформы. Одновременно в мелководных зонах Уланской единицы (например, горы Таш-Елю в верховьях Аксая) известны рифогенные известняки верхнего визе - серпухова, трансгрессивно перекрывающие девон. Для изученного нами участка, если иметь в виду наблюдавшееся направление сноса, вероятна проградация склона платформы к северу.

В целом с турне по начало башкирского века продолжалось, с сохранением неполной компенсации, тектоническое погружение дна бассейна. Этот процесс был затем прерван коллизионным событием, которое зафиксировано образованием флишоидной конуртюбинской свиты в связи с продвижением к югу и разрушением залегающих выше тектонических покровов внутренней (вулканической) зоны Кокшаальских герцинид.

Аксайская единица. Группа тектонических чешуй, вскрытых по правобережью р. Западный Аксай, образована среднепалеозойскими отложениями батиального типа, которые отчетливо подразделяются на три серии.

Нижняя серия представлена граптолитовыми темными глинистыми сланцами, которые начинаются с верхнего лландовери; венлок палеонтологически не подтвержден, зато полно представлены отложения зоны spineus – formosus верхнего лудлова и пржидольские – лохковские, общей мощностью до 200 м. Фоновые глинистые осадки расслоены карбонатными турбидитами, обычно дистального типа, но включающими также калькаренитовые прослои. В их состав может входить вулканомиктовая и кварцевая (терригенная?) примесь. Эти отложения аналогичны "курсалинской свите" Алайского хребта (Корень, Лыточкин, 1992). В некоторых из составленных разрезов (рис. 2; см. рис. 1, точка 4) характерно появлеболее проксимальных фаций, ние иногда обвального происхождения в виде карбонатных брекчий и других кальцирудитов, с обломками рифогенных известняков, содержащих комплекс кораллов лудлова, с Propora sp., и выше пржидолия, с Squameofavosites bohemicus singularis Sok., Sq. cf. ettkychuensis Chekh. и др. Возраст фоновых углеродистых сланцев подтвержден находками граптолитов, включая пржидольские Pristiograptus ex gr. transgrediens Perner. Снос обломочного материала происходил, таким образом, с развивавшихся известняковых построек.

Вторая, наиболее полно представленная серия отложений, имеет преобладающий силицитовый состав и охватывает большой стратиграфический интервал - от пражского до низов башкирского яруса. В целом она отвечает шаланской серии Туркестано-Алая (Стратифицированные и интрузивные..., 1982), отличаясь от нее непостоянной по объему примесью вулканических и карбонатных пород. Мощность измерена в пределах 170-400 м, что указывает на очень малую, порядка 2-5 м/млн. лет, "океанскую" скорость седиментации. Нижнюю часть серии (сурашскую свиту) образуют силициты, которые в разной степени насыщены карбонатным, алеврит-глинистым или тонкопесчаным материалом, вследствие чего приобретают грязнозеленую или розоватую окраску. Девонский возраст подтвержден редкими (несмотря на частое опробование) находками эмсских конодонтов Polygnatus aff. gronbergi Kl. et John. Как и в силурийской части разреза, здесь местами (особенно в низовьях р. Терек, рис. 3)



Рис. 2. Стратиграфическая колонка Аксайской структурной единицы в варианте, обогащенном олистостромами (рис. 1, точка 4).

 граувакки; 2 – конгломераты; 3 – алевропелиты;
4 – калькарениты; 5 – черные силициты; 6 – красные и зеленые силициты (яшмы); 7 – кальцирудиты, в том числе глыбовые; 8 – темные алевропелиты (граптолитовые сланцы). Индексы справа от колонки представляют датировки, полученные на основе палеонтологических сборов (см. в тексте).

встречаются обвальные брекчии, мощностью до 50 м, сложенные рифогенными известняками. В них присутствует криноидный детрит с Cupressocrinites, табулятами эмса (различные Favosites, Oculipora, Gracilopora, Yacutiopora, по определениям Ю.С. Бискэ), а в верхней пачке Caliapora aff. uralica Yanet вместе с брахиоподами Zdimir pseudobaschkiricus Tchern. (определение Ю.В. Савицкого) и другими остатками бентосных организмов эйфельского возраста. Более дистальные



Рис. 3. Стратиграфическая колонка батиальных отложений Кокшаальской единицы (карасайнынская свита, нижний – средний? карбон).

Показано зональное расчленение по конодонтам и уровни результативного опробования (точки справа от колонки). 1 – глинистые известняки. Другие усл. обозначения см. на рис. 2.

фации пражских – эмсских обломочных карбонатов были обнаружены несколько южнее, вверх по р. Терек. Они представлены тонкослоистыми микритами и алевролитами с дакриоконаридами Turkestanella acuaria (Richt.), Paranowakia cf. scalaria Schloth., Nowakia cf. cancellata Richt., конодонтами Polygnatus foliformis Snig., Pandorinellina steinhomensis miae (Bult.) и др. В случае значительной примеси карбонатного обломочного материала мощность нижнего девона – эйфеля достигает 350 м.

Карбонатные платформы в доколлизионном бассейне частично имели вулканический субстрат, на что указывает появление базальтовых пачек (до 150–200 м) в толще силицитов на правобережье р. Кок-Кия: это субщелочные титанистые базальты внутриплитного типа (Бискэ, Табунс, 1996). Они перекрываются радиоляритами с франскими Entactinia prodigialis Naz., E. cf. consociata Naz., E. tenuiacerosa Naz., Entactinosphaera variacanthina For. (рис. 1, точка 5). В большинстве других изученных разрезов живетские и франские отложения не подтверждены палеонтологически, хотя могут быть представлены в узком интервале (до 60 м) алевро-силицитовых и микритовых осадков.

Отложения верхней части франа, фамена и турне отличаются преобладающей темной окраской, что объясняется бескислородными условиями, неоднократно(?) возникавшими в этом хронологическом интервале. Местами по вещественному составу он делится на две части.

Нижняя (кульджабашинская) свита отчетливо выделяется в долинах Кульджабаши и Кок-Кия (рис. 1, разрезы 6, 7), где состоит из черных и зеленоватых алеврит-глинистых сланцев и силицитов с пластами калькаренитов - иногда переотложенных оолитовых спаритов с примесью базитовой вулканокластики. Часть таких прослоев можно связывать с событиями штормового типа; другие из них, с градационной слойчатостью, несомненно являются турбидитами подножия карбонатных платформ. Известняковый детрит содержит комплекс фораминифер и микроводорослей с многочисленными архесферами, Parathurammina tuberculata Lip., P. paulis Byk., Avroria singularis Pojark., A. ferganensis Pojark., Quasiendothyra sp., Bisphaera malevkensis Bir., Radiosphaera sp., Kamaena sp., Calcifolium plavkensis Reitl., Quasiumbella pararhotunda Shv., а также радиолярии Entactinosphaera grandis Naz., E cf. egindyensis Naz., E. foveolata Naz., E. diversita Naz. и конодонты Polygnatus symmetricus E.R.Branson. Из кремней выделены фаменские конодонты Palmatolepis inflexoidea Zieg., P. glabra Ull. et Bas., P. cf. minuta Br. et Mehl и те же радиолярии. Мощность этой свиты до 100-110 м, но обычно меньше, что связано с разной степенью насыщения фоновых осадков обломочным материалом: так, на р. Терек фаменский (по конодонтам) интервал разреза представлен лишь сургучно-красными и зелеными алевросилицитами.

Верхняя, урусайская, свита имеет в основном силицитовый состав и темную окраску. Прослойки известняков, главным образом в верхней ее части, содержат переотложенный детрит фораминифер и обильные остатки турнейских радиолярий, включая Entactinia vulgaris Won., Entactinosphaera foremanae Orm. et Lane, E. egindyensis Naz., E. crasseacus Lich., E. cf. aitpaiensis Naz., Eostylodictya eccentrica Orm. et Lane, Trilonche cimelia Orm. et Lane, Cromiostylus variabilis Orm. et Lane, Provisocyntra sp., a также конодонтов Polygnathus spicatus E.R. Branson, P. purus Vog., Bispathodus stabilis (Br. et Mehl), Protognathodus? sp., Dollymae hassi Vog. (две последние формы, выделенные из кремней на р. Ичке-Кызылсу (рис. 1, разрез 8), указывают на присутствие нижней части верхнего турне). Мощность черных урусайских кремней обычно не более 30-70 м.

Визе-серпуховские и нижнебашкирские отложения представлены в фации окремненных плитняковых калькаренитов, микритов со спикулами и радиоляриями, иногда содержащих глинистые прослои или замещаемых слоистыми силицитами. Эта фация широко распространена в Южном Тянь-Шане и описывалась как биданинская свита (Стратифицированные и интрузивные..., 1982). Присутствие в нижней части свиты известковых водорослей Masloviporidium sp., известных на Русской платформе с веневского горизонта (определение С.Б. Гущина) может означать переход к устойчиво карбонатному типу осадков батиали в позднем визе, что подтверждает также состав фораминифер в нижних слоях свиты (20-25 м): здесь обычны Eostaffella ex gr. postmosquensis Kir., E. sp., Cribrostomum bradyi Moell., Tuberitina maljavkini Mikh., Semistaffella? sp., вместе с переотложенными архесферами и квазиэндотирами. Известняки содержат также два комплекса конодонтов. Нижний из них отвечает верхнему визе - серпухову и включает Gnathodus bilineatus bilineatus (Roundy), G. b. bollandensis (Hig. et Bouck.), Lochriea nodosa (Bisch.), L. commutata (Br. et Mehl), L. cf. cruciformis (Clarke), L. cf. mononodosa (Aus., Rhod. et Dr.), Pseudognathodus symmutatus (Rh., Aus. et Dr.), Ps. homopunctatus (Zieg.). а верхний, в последних 25-30 м мощности, состоит из Declinognathodus noduliferus (Ell. et Grov.), D. inaequalis Hig., Neolochriea hisaharui Miz., Idiognathoides sulcatus Hig. et Bouck., Id. fossatus (Br. et M.) и указывает на нижнюю часть башкирского яруса. Вся мощность известняковой свиты не более 100-120 м, а в некоторых разрезах (например, низовьев р. Терек, рис. 1, разрез 9) известняки нижнего карбона почти отсутствуют.

Верхняя серия осадков Аксайских чешуй представлена коккиинской свитой (Бискэ и др., 1985), которая по фациальному типу приближается к проксимальной, песчанистой разновидности флиша. В основном это известковистые граувакки, содержащие небольшую примесь вулканогенных обломков (базальты) и образующие нередко мощные, до 1-3 м, зерновые потоки, разделенные алевролитовым прослойками. Отдельные пласты гравийно-галечных гравититов (до 7 м) и небольшие олистолиты сложены обломками подстилающих пород – известняков, в том числе с девонской фауной, алевролитов, силицитов верхнего девона, реже порфиритов и даже интрузивных аплитов. Их связь с возникновением суши, в виде надвиговых кордильер, возникших из материала дна прежде глубокого бассейна, подтверждается присутствием растительного детрита с обломками крупных стеблей хвощевых. Встречаются, однако, и линзы известняков-кальцирудитов, очевидно, образованные из материала, переотложенного как из отмелей на краю узкого и нестабильного шельфа, так и из более древних вовлеченных в дислокации известняков (нижнего карбона, по фораминиферам). Сходное происхождение и возраст должна иметь уникальная для района исследований толща известняковых брекчий и песчаников (400 м) на р. Ичке-Кызылсу (рис. 1, разрез 6), которая содержит обломки с разновозрастными фораминиферами, от фаменских до нижнемосковских.

По возрасту наиболее поздних видов фораминифер, а также переотложенных конодонтов, можно полагать, что свита образована в течение башкирского и московского веков, начиная с времени Ps. antiqua или, скорее, Ps. praegorski и вплоть до каширского. Мощность этих отложений в частных разрезах до 400-450 м: она представляется удивительно малой для столь большого стратиграфического интервала при данном типе седиментации. На р. Текелик (рис. 1, разрез 10) свита начинается алевролитами с прослояи калькаренитов, содержащих башкирские фораминиферы зоны Pseudostaffella antiqua (250 м), в других пересечениях уже в нижних слоях свиты встречаются раннемосковские виды родов Profusulinella и Aljutovella. Может быть, в весьма подвижных условиях растущего аккреционного комплекса здесь зафиксированы кратковременные эпизоды седиментации, в результате чего нижняя из описанных толщ (башкирская) согласно надстраивает известняки С₁, а верхняя (московская) налегает с размывом.

Как следует из приведенной характеристики, осадочный комплекс Аксайской единицы в целом типичен для пелагических, сокращенных в мощности, южнотяньшаньских разрезов среднего палеозоя батиального типа. К ним относится, за вычетом вулканической серии, и рассмотренный выше средний палеозой Джаныджера. Попытаемся дать истолкование некоторым частным и общим закономерностям строения палеозойского комплекса Аксая.

1. Значительная, но не повсеместная примесь переотложенного известнякового материала в пржидольских – эйфельских отложениях происходит со стороны рифов и карбонатных платформ, возникавших на внутриплитных вулканических постройках. Это могли быть как наблюдаемые известняковые массивы Уланской и Сарыбелесской единиц, так и другие, позже перекрытые надвигами либо денудированные.

2. Редкая фиксация в разрезах живетских и франских отложений, уменьшение мощности сохранившихся в батиали осадков верхнего девона при одновременном интенсивном накоплении карбонатов на шельфах и обширных отмелях могут быть связаны с увеличением глубин ниже критической для карбонатообразования величины.

3. Темная окраска (битуминозность) турнейских отложений проявлена как в батиальных, так и шельфовых фациях всего региона, включая карбонаты Срединного Тянь-Шаня, Алайского, Борколдойского и других микроконтинентов Тянь-Шаньского юга, и должна объясняться застойным режимом донных вод океана.

4. Почти повсеместная в пелагических фациях смена силицитов известняками к концу визе также должна иметь региональную, если не глобальную причину. Кроме очевидной трансгрессии этого времени, проявленной в шельфовых последовательностях Южного Тянь-Шаня и соседних континентов, и усиления лавинного сноса на склонах, что отмечено, в частности, выше для Уланской карбонатной платформы, необходимо допустить углубление критического уровня карбонатообразования, но при лучшей, в сравнении с турне, аэрации придонного слоя воды.

5. Более позднее, в сравнении с рассмотренными выше Джаныджерской и Уланской структурными единицами, время образования флишевой кровли Аксая (коккиинская свита) легко интерпретировать в рамках модели последовательной, с севера на юг, аккреции (коллизии?) и продвижения тектонических покровов Джаныджера – Улана. Длительность этого процесса (башкирский – середина московского века), при допущении равномерного сближения коллидирующих плит, подтверждает большую исходную ширину Аксайской пелагиали.

Сарыбелесская и Ортосуйская единицы. Описание этих двух тектонических пластин, находящихся в современной структуре к югу от Аксайской единицы, сделано ранее (Бискэ, 1979, 1996). Стратиграфический разрез известнякового массива Кельтау-Сарыбелес может быть представлен как результат формирования устойчивой карбонатной платформы, не связанной с Уланской. Длина ее, с учетом выходов аналогичных известняков, в том числе на китайской территории, была не менее 100 км. Под органогенными карбонатами венлока – лудлова здесь фрагментарно вскрываются остатки вулканической постройки. Для нижнего – среднего девона в долине р. Кок-Кия отчетливо установлено замещение по простиранию мелководных массивных известняков склоновыми кальцирудитами и известково-глинисто-кремнистыми батиальными осалками.

В живетском веке новыми базальтовыми излияниями был построен Ортосуйский симаунт и начат новый цикл погружения и отложения органогенных известняков на соседней с ним Сарыбелесской отмели. В раннем карбоне, особенно в конце визе, Сарыбелесская единица была надстроена новыми горизонтами трансгрессивно залегающих известняков, аналогом которых в Ортосу является лишь маломощная рифогенная пачка. Затем тектоническое погружение замедлилось или прекратилось, и лишь раннемосковская трансгрессия вызвала отложение пачки фузулиновых известняков. Дальнейшее образование турбидитно-олистостромовой толщи раннемосковского же возраста, составляющей кровлю разреза, уже явно связано с началом погружения карбонатной отмели в желоб перед активной окраиной Палеоказахстана. Непосредственно южнее Сарыбелеса – Ортосу зафиксированы выходы девонских батиальных радиоляритов аксайского типа, отделяющих эту отмель от континентального склона Тарима.

Кокшаальская единица или Яссы-Майдантагская зона. Развитый здесь тип разреза отличается мощной (узгенской) серией девонских песчанистых турбидитов, относящихся к склону Таримского континента. По крайней мере на востоке Кокшаала эта серия залегает поверх силурийских нижнедевонских шельфовых отложений, т.е. на континентальной коре (Бискэ и др., 1992). Структура Кокшаальской единицы хорошо вскрыта правыми истоками р. Западный Аксай и представляет собой ряд надвинутых к югу тектонических чешуй, реже крупных складок, сильно осложненных срывами разных амплитуд, что создазатруднения при восстановлении полной ет стратиграфической последовательности и определении истинных мощностей. Отчасти они разрешаются путем ряда детальных пересечений в нескольких долинах.

Девонская терригенная серия на северных склонах гор Майдантаг обнажена лишь в своей верхней части (тысбельская свита). Ее составляют главным образом олигомиктовые отсортированные песчаники и алевролиты светлой зеленоватой окраски, которые образуют пачки как собственно флишевых ритмов, так и песчанистых циклитов мощностью до первых метров, с крупными стержневыми и язычковыми механоглифами на подошвах. Эти циклиты разделены лишь небольшими прослойками фоновых алеврит-глинистых осадков. Наклонная слойчатость в песчаниках указывает на движение потоков к северу. Очевидно, свита образована в значительной мере путем наслоения зерновых потоков (грейнитов), состоящих из зрелого, в основном кварцевого обломочного материала, поступавшего со слабо расчлененного эрозией континента. Отложение происходило в условиях авандельты (?) на пологом аккумулятивном континентальном склоне, а мощность свиты по минимальной оценке около

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 11 № 6 2003

2000 м. Палеонтологическая характеристика подтверждает такую реконструкцию. В алевритовой части циклитов наблюдаются скопления детрита из наземных растений, в том числе из разных пунктов – позднедевонские Pseudobornia ursina Nath., Sphenopteris sp., Svalbardia sp., Pteridorachis sp., Rhacophyton sp. (определения Н.М. Петросян, 1979 г.), но там же и многочисленные фрагменты конодонтов, из числа которых В.П. Чернышуку из сборов Ю.С. Бискэ с р. Корумды (рис. 1, точка 11) удалось определить позднефаменские Palmatolepis gracilis Br. et M., a также Siphonodella sp., что позволяет допускать для верхов свиты уже турнейский возраст. Карбонатная составляющая в турбидитах обычно мала, хотя встречаются песчанистые калькарениты с раковинками форамитакже фамен-турнейского нифер, возраста. Вблизи кровли появляются красноцветные алевролиты.

Северная окраина Кокшаальской зоны отличается более пелагическим составом фаменских отложений или, по крайней мере, верхней их части. Это главным образом зеленоватые или пестроцветные алеврит-глинистые тонкие турбидиты с редкими песчанистыми или калькаренит-песчанистыми пачками. Возраст обоснован присутствием фораминифер Eotuberitina aff. ferganensis Pojark., Tournayella sp. и др.

Карбонатно-кремнистая карасайнынская свита нижнего – среднего карбона согласно перекрывает эти отложения. Ее нижняя часть состоит из радиоляриевых силицитов черной, реже серозеленой окраски, а также слабо битуминизных алеврит-глинистых и редко песчаных пород. Мощность обычно до 40-50 м, лишь в одном случае достигает 200 м. Силициты содержат комплекс конодонтов с Siphonodella sulcata (Hud.), S. duplicata (Br. et M.), S. cooperi Hass, S. isosticha (Coop.), Bispathodus stabilis (Br.et M.), Polygnatus ex gr. inornatus Br. et M., что позволяет отнести данные слои к нижней части турне. Во многих случаях их удается датировать по радиоляриям, среди которых определены Entactinosphaera aitpaiensis Naz., E. foremanae Orm. et Lane, E. egindyensis Naz., Thecentactinia riedeli (Foreman), Cromyostylus variabilis Orm. et Lane, Paronaella turgida Orm. et Lane, Eostylodictya eccentrica Orm. et Lane, Trilonche cimelia Orm. et Lane, Archocytrium clinoceras Deflandre, Albailella indensis ambigua Braun.

Нижнетурнейская черная силицитовая пачка в Кокшаальской единице распространена повсеместно (Бискэ и др., 1992). Она фиксирует прекращение лавинного сноса с Таримского континента – очевидно, вследствие того же трансгрессивного события, с которым связано было установление тепловодно-застойного гидродинамического режима.

Отложения верхнего турне, мощностью 20-40 м, редко до 120 м, имеют сходный вещественный состав и зафиксированы при изучении 11 разрезов. В одном них (рис. 1, разрез 12; рис. 4) на р. Терек близ устья р. Ортосу (Бискэ, Неевин, 2000) силициты верхнего турне могут быть разделены на зоны typicus и anchoralis, причем основная часть их мощности приходится на зону typicus, силициты которой содержат конодонты Dollymae hassi Vog., Protognathodus praedelicatus Lane, Sand. et Zieg. Pr. cf. cordiformis Lane, Sand. et Zieg., Pseudopolygnathus ex gr. triangulus Vog., Neopolygnathus communis (Br. et Mehl), Polygnathus purus Vog., Gnathodus typicus Coop., G. aff. delicatus (Br. et Mehl). В зоне anchoralis установлены, кроме Scaliognathus anchoralis Br. et M., также Gnathodus delicatus Br. et M., G. pseudosemiglaber Thom. et Fell., Hindeodella segaformis Bisch. и ряд форм более широкого распространения. Здесь же выделены радиолярии Entactinia vulgaris microporata Braun, E.v.vulgaris Won, E. cf. brilonepsis Won, E. tortispina Orm. et Lane, Entactinosphaera aitpaiensis crasseacus Lih.msc.

Отметим, что крайне малая скорость глубоководной седиментации, зафиксированная в разрезах хр. Майдантаг, резко увеличивается в восточной части Кокшаальской зоны, где фоновые черноцветные осадки вытеснены на задний план мощными турбидитами, которые имеют еще таримское происхождение (Бискэ, Гущин и др., 1992; Бискэ, 1996).

Визейские отложения несколько отличаются от турнейских своей окраской: характерны зеленые и вишнево-красные глинистые сланцы и силициты, иногда с обильными конодонтами. Последние чаще всего представлены комплексом зоны texanus, в котором определены Gnathodus texanus Roundy, G. girtyi girtyi Hass, G. ex gr. girtyi Hass, G. semiglaber (Bisch.), G. cf. pseudosemiglaber Thomp. et Fell., Pseudognathodus symmutatus (Aus., Rh. et Dr.), Ps. homopunctatus (Zieg.). Реже и с меньшей уверенностью устанавливается зона bilineatus, из отложений которой выделены Lochriea commutata (Br. et M.), Gnathodus ex gr. girtyi Hass, G. bilineatus (Roundy), Pseudognathodus homopunctatus (Zieg.), Lochriea cf. multinodosa (Wirth). Oбeим зонам отвечает мощность осадков около 20 м (р. Терек, рис. 1, разрез 12), однако она увеличивается до 80-100 м в случае появления на этом уровне переотложенного карбонатного материала в виде пластов калькаренитов и микритов.

Серпуховские, начиная с зоны nodosa, и башкирские отложения характеризуются уже преимущественно известковым составом (светлые тонкослоистые, часто глинистые микриты, тонкие калькарениты, частично окремненные) при сохранении пестрых красно-зеленых окрасок: конодонты в них хорошо различимы на пластовых



Рис. 4. Модель строения пассивной северной окраины Таримского палеоконтинента в западно-кокшаальском секторе, реконструированная на момент начала коллизии.

1-2 – вулканиты, в том числе 1 – основные (*a* – лавы, *б* – гиалокластиты), 2 – кислые; 3 – пластовые интрузии долеритов; 4 – шельфовые карбонаты (*a* – известняки, *б* – доломиты); 5 – перерывы в осадконакоплении (*a* – в мелководных, *б* – в глубоководных обстановках); 6 – направления сноса, клиноформы, олистостромы (изображены частично). Другие усл. обозначения вещественного состава см. на рис. 2, 3.

Положение колонки относительно уровня океана (волнистая линия) приблизительно отражает глубину бассейна в начальный момент образования синколлизионной флишевой формации, изображенной с разрывом выше уровня дна. Толстые стрелки указывают направление перемещения масс при коллизии. Под колонками палеозойских отложений показан предполагаемый тип коры – океанический (вертикальная штриховка) или континентальный. поверхностях. Иногда отмечается песчаная примесь. Мощность их достигает 40-50 м, причем основная ее часть приходится на зону bollandensis верхнего серпухова. К ней же, по-видимому, относятся находки серпуховских гониатитов - Кагanchoceras sp., Cravenoceras? sp., Tympanoceras sp., по определению А.В. Яговкина (1976 г.): скопления их полурастворенных раковин нередко наблюдаются в глинистых известняках. В одном случае по присутствию Gnathodus postbilineatus Nigm. et Nemir. были подтверждены самые верхние слои серпухова, или зона postbilineatus (рис. 3). Башкирские отложения, мощностью не более 30-40 м, палеонтологически фиксируются редко и представлены зоной corrugatus, в комплексе которой найдены, кроме Idiognathoides corrugatus Har. et Holl., также Id. cf. sinuatus Har. et Hall., Id. sulcatus Hig. et Bouck., Id. fossatus (Br. et Mehl). Известны редкие находки гониатитов Reticuloceras sp. Ни в одном из наших пересечений не удалось обнаружить комплекс первой в башкирском ярусе конодонтовой зоны noduliferus: этот перерыв скорее всего связан с отсутствием седиментации и/или растворением осадков. Общая мощность карасайнынской свиты в наиболее полных из кокшаальских разрезов установлена в 80-250 м.

Верхнюю часть разреза составляет кипчакская серия, представляющая раннеколлизионную флишевую формацию: ее отложение можно связывать с субдукцией остаточной батиальной части континентального подножия под аккреционный надвиговый комплекс и, соответственно, с ранней фазой истории передового прогиба, наследующего глубоководный желоб.

Кипчакский флиш по типу строения мало отличается от описанной выше более древней коккиинской свиты. Его терригенный песчаный материал имеет в основном лититовый состав (кварц, силициты, известняки) и происходит за счет сноса с севера. Флишевая серия залегает согласно на батиальных (карасайнынских) отложениях и местами, особенно в северной части Кокшаальской единицы, связана с ними переходной предфлишевой пачкой. В ней чередуются силициты и турбидиты дистального типа, в том числе известковистые. Калькарениты этой пачки содержат комплекс фораминифер с Pseudostaffella ex. gr. antiqua Dutk., Profusulinella sp. (определения Π .А. Эктовой), а также конодонты Idiognathoides sinuatus Har. et Holl., Id. corrugatus (Har. et Holl.), Id. sulcatus Hig. et Bouck., что позволяет отнести пачку к верхней части башкирского – низам московского ярусов. Собственно флишевая, вышележащая часть разреза содержит здесь ископаемые не моложе раннемосковских.

Иное строение имеет кипчакская серия в более южной, приграничной части хр. Кокшаал, где уже в подошвенных слоях найдены (рис. 1, точки 13, 14) известковистые песчаники с Fusulina mosquensis Raus., F. quasifusulinoides Raus., F. cf. kamensis Saf., Fusulinella ex gr. colaniae Lee et Chen, F. cf. fluxa Lee et Chen, F. pseudobocki ovoides Raus., F. aff. altispiralis Bog., F. aff. helenae Raus., тогда как выше появляются Obsoletes cf. vinutus Kir., O. aff. pauper Vol., O. dagmarae Kir., Protriticites cf. lamellosus Bensch, P. cf. paramontiparus Raus., P. variabilis Bensch, P. cf. subvatus Bensch, а далее по разрезу также Triticites ex gr. expressus Anos. Такая последовательность могла бы указывать на возраст в пределах верхов московского - гжельского ярусов, однако явное переотложение раковин фораминифер делает вероятным гжельский возраст основной части серии. В любом случае, значительная часть московского яруса в южных разрезах Кокшаала отсутствует и ее исчезновение можно связать лишь с равновесием между пелагической седиментацией и подводным вышелачиванием известкового материала, происходившим до отложения флиша.

Кипчакская серия содержит олистоплаки известняков и силицитов нижнего карбона. В одном пункте (истоки р. Корумды, рис. 1, точка 15) среди флиша найдена 10-метровая пачка черных радиоляритов с конодонтами Gondolella elegantula Stauf., Idiognathodus sp., характерными для верхов московского яруса или верхнего карбона, по определению В.П.Чернышука. Это должно указывать на сохранение в Кокшаальском троге глубоководных пелагических условий, по крайней мере, до конца московского века.

Для полноты палеогеографической картины (рис. 4) укажем, что шельф Таримского палеоконтинента и южная (внешняя) граница передового прогиба реконструируются по разрезам Муздукского района на южном склоне хр. Майдантаг и в хр. Кельпинтаг (Бискэ, 1996; Zhang et al.., 1983; The Carboniferous..., 1987). По данным (Carroll et al., 1995), снос в передовой прогиб на южных склонах Майдантага – Кокшаала в среднем – позднем карбоне происходил с юга, с Таримского шельфа. Это утверждение согласуется с присутствием в описанной выше кипчакской батиали обломочных известняков (карбонатных турбидитов) данного возраста, однако кремнекластический материал мог поступать туда лишь с севера. Возможно, некоторые колонки кипчакской серии в пограничном (водораздельном) районе могут совмещать материал из обоих источников. Коллизионные деформации в передовом прогибе относятся к середине ранней перми, после чего наступает поздняя, континентальная фаза развития передового прогиба.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Строение северной окраины Таримского палеоконтинента и всей переходной к Туркестанскому океану области, включая изученный район, определилось к середине – концу силура как сочетание относительных поднятий, принявших облик карбонатных платформ, и обширных пелагических пространств.

Происходившее в среднем палеозое охлаждение, утолщение и погружение литосферы региона, обычное для режима пассивных окраин, осложнялось внутриплитным магматизмом конца силура – среднего девона. Проявления контрастных вулканических серий указывают на присутствие фрагментов континентальной коры даже в пелагических зонах. Последние в тот же период времени были местами насыщены обломочным (олистолитовым) карбонатным и вулканическим материалом, но в целом сохранили свойственный некомпенсированный тип седиментации ИМ вплоть до середины карбона. Косвенно это подтверждает значительную ширину открытых бассейнов, затем во много раз уменьшенную в наблюдаемой покровной структуре региона.

Детальная стратиграфия турнейских – нижнебашкирских отложений континентального склона, пелагических пространств (батиали) и карбонатных платформ получена по конодонтам и проконтролирована по радиоляриям и фораминиферам. Основные события этого времени: прекращение лавинного сноса с западной части Тарима, повсеместное распространение эвксинных условий (битуминозные осадки) и некоторое замедление седиментации на карбонатных платформах вследствие трансгрессии в начале турне; расширение карбонатных платформ с наращиванием их склонов и одновременный переход к сохранению плаща переотложенных известковых осадков в пелагиалях с конца визе и в серпуховском веке; частичное подводное растворение более поздних карбонатных илов, что привело к отсутствию в разрезах части нижнебашкирских и московских интервалов.

Проявившиеся с начала башкирского века в Джангджире коллизионные события распространились в среднем – позднем карбоне к югу, захватив поочередно более внутренние зоны Таримской окраины, которые приобретали структуру покровно-надвиговых пакетов. Стратиграфические разрезы датированы преимущественно по фузулинидам. В них повсеместно, но в разное время выражен согласный переход от пелагических осадков к флишу, что отразило субдукцию плиты (Таримской) и образование глубоководного желоба, быстро заполнявшегося материалом разрушавшейся аккреционной призмы. На поздней, уже пермской, стадии и в крайней южной позиции этот желоб приобрел форму Предкокшаальского прогиба. Такая реконструкция сближает позднепалеозойскую историю Кокшаала с рядами коллизионных событий во многих линейных орогенах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бискэ Ю.С. О палеогеографической и структурной позиции некоторых известняковых разрезов Южного Тянь-Шаня // Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. Вып. 2. С. 103–112.

Бискэ Ю.С. Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахского палеоконтинентов // Геотектоника. № 1. 1995. С. 31–39.

Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. С.-Пб.: Изд-во СПб ГУ. 1996. 192 с.

Бискэ Ю.С. Палеогеодинамика области Туркестанского океана. II Позднепалеозойские реконструкции // Вестн. СПб ГУ. Сер. 7. 2001. Вып. 2. (№ 15). С. 3–17.

Бискэ Ю.С., Гущин С.Б., Чернышук В.П. Кокшаальская пассивная окраина Таримского континента в среднем палеозое // Вестник СПб ГУ. 1992. № 18. С. 68-71.

Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Поршняков Г.С. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 190 с.

Бискэ Ю.С., Неевин А.В. Находки конодонтов нижнего карбона в пелагических фациях окраины Тарима (хр. Кокшаалтау, Южный Тянь-Шань) // Вестник СПб ГУ. Сер. 7. 2000. Вып. 2 (№15). С. 68–71.

Бискэ Ю.С., Табунс Э.В. О происхождении контрастной вулканической серии девона Атбаши-Кокшаальского региона (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 6. С. 1428–1432.

Бискэ Ю.С., Табунс Э.В. Доколлизионные базальты в Атбаши-Кокшальских герцинидах (Центральный Тянь-Шань) и их геодинамическая природа // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 1. С. 81–84.

Корень Т.Н., Лыточкин В.Н. Биозональная схема верхнего силура Туркестано-Алая по граптолитам // Отечественная геология. 1992. № 11. С. 37–44.

Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 96 с.

Неевин А.В. Зональное расчленение по конодонтам нижнего – среднего карбона хр. Кокшаалтау (Южный Тянь-Шань) // Наука – новые технологии. 2001. № 2. С. 179–183.

Поярков Б.В. Стратиграфия и фораминиферы девонских отложений Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1969. 186 с.

Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Кн. 1. Фрунзе: Илим, 1982. 371 с.

Христов Е.В. Некомпенсированные прогибы Кок-Шаала // Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970. С. 97–112.

Христов Е.В., Миколайчук А.В. О догеосинклинальном основании коры Фергано-Кокшаальских герцинид // Геотектоника. 1983. № 3. С. 76–86. Христов Е.В., Христова М.П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1980. № 5. С. 72–83.

Carroll A.R., Graham S.A., Hendrix M.S et al. Late Paleozoic tectonic amalgamation of northwestern China: sedimentary record of the northern Tarim, northwestern Turpan and southern Junggar basins // Geol. Soc. of America Bulletin. V. 107. \mathbb{N} 5. 1995. P. 571–594. The Carboniferous and Permian stratigraphy and biota in Kalpin region, Xinjiang. Urumchi, Inst. Geol. Xinjiang Geol. Bureau (Chinease Acad. Geol. Science). 1987. P. 160.

Zhang Z., Wu S., Gao Z., Xiao S., Ba H. Research of sedimentary model from Late Carboniferous to Early Permian epoch in Kalpin region, Xinjiang // Xinjiang Geol. № 1. 1983. P. 9–20.

Рецензенты С.А. Куренков, А.С. Алексеев

УДК 551.762.33

В ЗАЩИТУ ВОЛЖСКОГО ЯРУСА

© 2003 г. В. А. Захаров

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 5.03.2003 г.

Более 100 лет в русскоязычной и мировой геологической литературе фигурировал волжский ярус. 2 февраля 1996 г. постановлением Межведомственного стратиграфического комитета Российской Федерации (МСК РФ) волжский ярус был выведен из Общей шкалы и заменен титонским. В статье ставится под сомнение целесообразность принятого решения. Предлагается вернуться к практике параллельных ярусов Общей шкалы для интервалов времени с высокой географической дифференциацией биоты.

Ключевые слова. Волжский ярус, зональные биостратиграфические шкалы, параллельные ярусы, Панбореальная палеобиогеографическая надобласть.

введение

Волжский ярус - терминальный в юрской системе на территории распространения бореальных отложений - более века используется в теоретических трудах и практической работе российских и зарубежных геологов. В течение 27 лет (с 1964 по 1991 годы) волжский ярус по рекомендации разного ранга Международных стратиграфических организаций находился в Общей шкале, как самостоятельный ярус или параллельно с титонским (Ager, 1964; Эгер, 1974; Рекомендации междунар. симпозиума, 1974; Сакс, 1979). В 1991 году в г. Потье (Франция) решением Международной подкомиссии по юрской системе он был выведен из Общей шкалы ярусов (Соре, 1993). 2 февраля 1996 г. постановлением расширенного бюро МСК РФ волжский ярус был расчленен на юрскую и меловую части, выведен из Общей шкалы и заменен титонским (Жамойда, Прозоровская, 1997; Rostovtsev, Prozorowsky, 1997). Завершилась ли на этом более чем 100-летняя история волжского яруса – терминального яруса юрской системы на территории распространения отложений бореального типа? Исчерпал ли себя волжский ярус? Ликвидирована ли проблема его корреляции с титоном? Означает ли решение МСК РФ, что титон столь же легко, как волжский ярус, идентифицируется и картируется ныне на всей территории распространения отложений бореального типа? Вопросы не риторические. Волжский ярус (не титонский!) до сих пор, вопреки упомянутому постановлению, фигурирует в публикациях, касающихся стратиграфии большей части территории Северной Евразии, севера Северной Америки, всех островов Северного Ледовитого океана, включая крупнейший – Гренландию, шельфов морей: Баренцево, Карское, Лаптевых,

Восточно-Сибирское, Чукотское, Бофорта (рисунок). Это вполне оправдано, поскольку ярус, в понимании автора термина А. д'Орбиньи, представлен группой слоев, заключающих специфическую фауну (Соре, 1996), т.е. каждый ярус распознается только благодаря заключенной в нем фауне. Поэтому нет ничего удивительного в том, что волжской ярус установлен по фораминиферам даже на Мадагаскаре (Кузнецова, 1976). Ярус, по образному выражению В.Л. Егояна (1984), узнаваем по его "ядру жесткости". Для юрской системы, как и мезозоя в целом, ортостратиграфической группой являются аммонитиды. Крайне важно, что аммонитовые "ядра" титонского и волжского ярусов существенно отличаются: в номенклатуре более чем 30-ти присутствующих в этих ярусах зон и подзон нет ни одного совпадения не только на видовом, но и родовом уровне.

Сторонников распространения названия "титонский" на отложения бореального типа объединяет прежде всего идея унификации номенклатуры стратонов в Международной геохронологической шкале. Унификация номенклатуры ярусов Общей шкалы фанерозоя, безусловно, должна быть проведена, но не ценой утраты ее достоинств. Более века российские геологи выделяли волжский ярус в стратиграфических последовательностях на огромной территории севера Евразии. Волжский ярус запечатлен на сотнях геологических карт крупного масштаба. Он описан или упомянут в тысячах рукописных отчетов и публикаций, начиная с XIX века и до наших дней. Отказ от волжского яруса значительно затруднит работу российских геологов, в особенности нефтяных, интересы которых почти на 100% связаны с отложениями бореального типа. Следует ли ло-



Распространение волжского яруса в Северном полушарии Земли.

Площадь распространения волжского яруса превышает 20 млн. км². Затушевана территория фактического или потенциального распространения волжского яруса. Цифры на схеме – местоположение разрезов, на которых рекомендуется обозначить точки глобальных стратотипов границ подъярусов волжского яруса:

Городище (Ульяновской области) – нижняя граница волжского яруса и нижняя граница средневолжского подъяруса;
2 – п-ов Нордвик (республика Саха – Якутия) – нижняя граница верхневолжского подъяруса и нижняя граница бореального берриаса.

мать традиции без веских оснований? Глобалистическое мышление полезно лишь не в ущерб национальным интересам.

ВОЛЖСКИЙ ЯРУС И ГРАНИЦА ЮРЫ И МЕЛА

МСК РФ принял наиболее радикальный из обсуждавшихся в печати вариантов границы юры и мела – в основании верхневолжского подъяруса (подошва зоны Kachpurites fulgens). При таком решении четыре зоны верхневолжского подъяруса, возможно, будут соответствовать по объему зоне Berriasella jacobi и части зоны Tirnovella occitanica берриаса (подзоны Т. subalpina и B.privasensis). Причем речь не идет о совпадении стратиграфи-

ческих объемов зон, но лишь об одинаковой последовательности в разрезах. Таким образом, предлагаемое сопоставление бореальных и тетических биостратонов весьма условно (Сей, Калачева, 1993; Жамойда, Прозоровская, 1997). Разделение волжского яруса на две части и включение верхнего подъяруса в берриас, вообще говоря, было неправомочным, поскольку в 1996 г., как и ныне, международным соглашением не определено местонахождение точки глобального стратотипа нижней границы (ТГСГ = GSSP) берриаса базального яруса меловой системы и, стало быть, верхняя граница юрской системы пока отсутствует. Международная рабочая группа по берриасскому ярусу и границе юрской и меловой систем на совещании в г. Брюсселе в 1995 г. рекомен-

Таблица 1. Аммонито	овые зональные по	следовательности на грани	це юрской и меловой сист	гем в Европейской части
России, Северной Си	бири и Южной Ев	ропе	-	-

Apyc	Подъярус	Европейск (Месежни	ая часть России ков и др., 1979)	Северная Сибирь (Захаров и др., 1997)			Apyc	Apyc	Подъярус	Южная Европа (Hoedemaeker Rawson, 2000)	
Рязанский		Peregrinoceras albidum		Tollia tolli		кний					
	сний			Bojarkia mesezhnikowi							T. alpinensis
	Bepy	Surites tzikwinianus		Surites analogus	S. analogus	Bepy	риас		рхний	Fauriella boissieri	B.picteti
					S. subquadratus		6ep				
		Riazanites rjasanensis	Euthymiceras transfigurabilis		S. praeanalogus	Нижний	Бореальный	Берриас	Средний Ве	Tirnovella occitanica	Malbosiceras paramimounum
	ИŇ			Hectoroceras kochi	Bor. constans						
	IHЖI		Hectoroceras kochi Garniericeras		H. kochi						
	Ή			Chetaites sibiricus	Ch. sibiricus						D. dalmasi
					Pr. maynci						
Волжский	ний	Craspedites nodiger	C. nodiger	Chetaites chet	ae						B. privasensis
			C. mosquensis	Craspedites taimyrensis					Ŭ		T. subalpina
		Craspedites subditus		C. originalis		ний	ий				
	Bepy			Craspedites	C. okensis	Bepx	IXCK		сний	Berriasella iacobi	
		Kashpurites fulgens	C. nekrassovi	okensis	P. exoticus		Bor		Ниж	Demascha jacobi	
			K. fulgens								
	C.	Epivirgatites nikitini		Epivirgatites variabilis		ن ن		Ŀ.	B.	Durangites s	spp.

Примечание. Жирной горизонтальной линией показана одна из двух предлагаемых для официального обсуждения нижних границ меловой системы (в подошве зоны Timovella occitanica). Если эта граница будет принята, волжский ярус почти в полном объеме остается в юрской системе. Расчленение зоны Fulgens на подзоны дано по Е.Ю. Барабошкину (Baraboshkin, 1999). Условные обозначения: С. – средний, В. – верхний, Т. – титонский.

довала определить основание берриасского яруса по подошве либо зоны Berriasella jacobi, либо подзоны Timovella subalpina, зоны T. occitanica в разрезах на юго-востоке Франции или Испании (Zakharov et al., 1996). Так что любой из существующих вариантов корреляции титонского, берриасского и волжского ярусов не позволяет судить о соотношении их объемов и стратиграфическом положении верхневолжского подъяруса до того, как будет определена верхняя граница юрской системы. Более того, в случае выбора нижней границы берриаса в основании зоны T. occitanica, зона Berriasella jacobi перемещается в титон и юрскую систему, в которой остается и волжский ярус лишь без зоны Craspedites nodiger - единственной, которую М.С. Месежников (1984, 1989) предлагал перенести в меловую систему (табл. 1). Таким образом, решение МСК РФ было явно преждевременным.

ВОЛЖСКИЙ ЯРУС В ОБЩЕЙ ШКАЛЕ

Определение "волжский" перед названием формации появилось в геологической литературе России в конце XIX века, а позже в названиях ярусов - нижнего волжского и верхнего волжского (Никитин, 1881, 1884). Оба эти яруса соответствовали по стратиграфическому объему среднему и верхнему подъярусам волжского яруса в современном его понимании. Нижневолжский подъярус в объеме ветлянского горизонта (Соколов, 1901) был включен в волжский ярус значительно позднее (Герасимов, Михайлов, 1966; Постановление расширен. заседания..., 1966). Постановлению МСК СССР от 29 октября 1964 г. предшествовал отказ Британского мезозойского комитета (февраль, 1963 г.) от портландского яруса в пользу волжского и более позднее решение Комитета по средиземноморскому мезозою в г. Кассис (Франция, май 1964 г.) о признании валидности волжского яруса в Общей шкале и лишении такого права титонского яруса (Ager, 1964; Крымгольц, 1974; Эгер, 1974). Однако на Московском Международном симпозиуме по стратиграфии верхней юры титонский ярус было рекомендовано сохранить в Общей шкале наряду с волжским (Рекомендации междунар. симпозиума, 1974). Спустя 10 лет после Московского симпозиума, на Международном коллоквиуме 1977 г. (СССР: гг. Новосибирск, Ульяновск, Тюмень, Ленинград) оба яруса снова были оставлены в Общей шкале. Стремление сохранить волжский ярус в Общей шкале было продиктовано желанием не только российских (советских) специалистов. Инициатива в значительной степени исходила от "западных" палеонтологов-стратиграфов. Начавшиеся в послевоенные годы интенсивные исследования геологии северных территорий Северной Америки в Канаде и США, Гренландии, Свальбарда, а позднее и шельфа Северного Ледовитого океана, показало широкое распространение бореальных отложений, которые в Северном полушарии покрывают площадь, превышающую 20 млн. км² (рисунок). На всей этой территории в мезозойских отложениях были обнаружены остатки бореальных организмов, в том числе и фоссилий волжского яруса, характерных для Восточно-Европейской платформы. Волжский ярус начал повсеместно выделяться на территориях севернее 50-й параллели. То, что было подмечено еще в середине XIX века К.Ф. Рулье (1845), а затем подтверждено работами плеяды российских исследователей: Траутшольдом, И.И. Лагузеном, С.Н. Никитиным, А.П. Павловым, а также К.О. Милашевичем, А.О. Михальским, Д.Н. Соколовым, А.Н. Розановым, Д.И. Иловайским и др., стало очевидным для геологов XX века – терминальные отложения юры на севере Северного полушария, названные волжским ярусом, по своим палеонтологическим характеристикам и составу пород четко отличаются от южнее расположенных (портландских, выделенных А.Орбиньи (Соре, 1996) в Англо-Парижском бассейне, и средиземноморских, названных титонскими (Орpel, 1865), поэтому не могут быть детально скоррелированы между собой и нуждаются в отдельной номенклатуре. В настоящее время "фаунистические ядра" ярусов достаточно хорошо изучены. Прежде всего, они чрезвычайно резко отличаются по систематическому составу видовиндексов аммонитов (табл. 2). Как видно из таблицы, в комплексах аммонитов, составляющих зональные шкалы волжского и титонского ярусов, нет ни одного общего рода. Для биостратиграфии титона большое значение имеют кальпионеллиды (тинтинниды), отсутствующие в волжском ярусе. В биостратиграфии волжского яруса важную роль играют бухииды (двустворки), практически отсутствующие в титоне. Мало

общего между титонскими и волжскими комплексами фораминифер (Иванова, 1973; Кузнецова, 1979). Большая часть морских животных, притом, как беспозвоночных, так и известных позвоночных, обитавших в среднерусском бассейне, являлась эндемиками (Герасимов, 1955, 1969, 1992; Герасимов и др., 1995). Число совместно встречающихся бореальных и тетических таксонов моллюсков увеличивается лишь в зонах экотонов между 45° и 55° с.ш. (Захаров, Рогов, 2003).

Целостность волжского яруса на всей площади его распространения основывается, прежде всего, на преемственности в развитии (филогенезе) характерных для него групп фауны. Филогенез высоких таксонов аммонитов из семейств Perisphinctidae (роды Ilowaiskiya, Dorsoplanites, Epivirgatites) и Craspeditidae (роды Kachpurites, Craspedites) реконструированный в пределах Панбореальной биогеографической надобласти, подтверждает генетическую связь представителей этой группы в течение всего волжского века (Иловайский, Флоренский, 1941; Михайлов, 1966; Шульгина, 1969; Месежников и др., 1983; Месежников, 1984; Митта, 1993). Ряд видов бореального рода Buchia (двустворки), как и многих других беспозвоночных, характерны только для волжского яруса (Лагузен, 1888; Захаров, 1981; Герасимов и др., 1995 и др.).

ТИТОНСКИЙ И ВОЛЖСКИЙ ЯРУСЫ: ДОСТОИНСТВА, НЕДОСТАТКИ И ПРОБЛЕМЫ НОМЕНКЛАТУРЫ

Сравнение достоинств и недостатков волжского и титонского ярусов не дает существенных преимуществ какому-либо из них. Титонский ярус отнюдь не идеален. Прежде всего, он не имеет стратотипа (Oppel, 1865). Хотя забота о стратотипе в настоящее время после переориентации Международных рабочих групп на выбор GSSP, как первостепенной цели, не является определяющей, здравый смысл не позволяет отрываться от геологической субстанции, как основного носителя геоисторической информации. В этом отношении волжский ярус, компактно представленный в разрезе стратотипа на р. Волге (вблизи г. Ульяновска) и на р. Ятрии (Приполярный Урал), имеет преимущества перед титонским (Герасимов, Михайлов, 1966; Захаров, Месежников, 1974; Месежников, 1984).

Титон менее детально расчленен на аммонитовые зоны. В титоне – 9, в волжском ярусе – 15 зон и подзон. Волжский ярус имеет несколько параллельных автономных шкал. Прежде всего – это шкала по бухиям, которая позволяет осуществ-



Таблица 2. Зональные шкалы по аммонитам терминальных ярусов: титонского, волжского, портландского и болонского юрской системы в Европе

Примечание. Вертикальными линиями заштрихованы интервалы, в пределах которых позонная корреляция отсутствует (шкалы по Cope, 1963; Geyssant, 1997, Baraboshkin, 1993; Митта, 1993; корреляция титонского и волжского ярусов по Рогову, 2002).

лять панбореальную корреляцию и бореальнотетическую в нижней и средней частях (Захаров, 1981). В титоне равнозначной шкалы нет. По кальпионеллам детально расчленяется только верхний титон (Ремане, 1990). Кальпионеллы не выходят за пределы распространения отложений тетического типа. Шкалы по другим группам: бентосным моллюскам, белемнитам, брахиоподам, фораминиферам, диноцистам ограничены областями распространения отложений соответствующего типа.

Хотя титон имеет значительно более широкое, чем волжский ярус, территориальное распространение (от Западного Средиземноморья до Юго-Восточной Азии, от Карибского бассейна до Южной Америки), он не может быть прослежен севернее 50-й параллели в Северном полушарии и с большим трудом устанавливается на многих площадях в Южном полушарии. Корреляционный потенциал даже аммонитовых зон титона, как правило, ограничен западным Средиземноморьем.

В исторической местности (Южная Германия) нет верхнего титона и его верхняя зона Durangites отсутствует в типовой местности берриаса. Так что в этом отношении титонский и волжский ярусы одинаково уязвимы: в кровле стратотипа волжского яруса имеется седиментационный и, возможно, стратиграфический перерыв. Впрочем, стратиграфический пробел, скорее всего, надо искать в основании "рязанского горизонта" (Митта, 2001). Седиментационный перерыв на границе с берриасом имеется даже в биостратиграфически непрерывных разрезах на Юго-Востоке Испании.

Титонский ярус имеет преимущество перед волжским лишь в отношении приоритета: титон был установлен А. Оппелем почти на 20 лет раньше. Однако, как показал В.В. Митта (2001, с. 25), стабильность номенклатуры может пострадать, если будет принят вариант корреляции верхневолжского подъяруса с частью берриаса: «в этом случае, первым пригодным названием для этого стратона (волжского яруса – В.З.) становится "хорошовский ярус" Г.Е. Щуровского (1867 г.), имеющим приоритет перед названием "берриас" (Соquand, 1871 г.), и далее ... эквивалентом средневолжского подъяруса является "московский ярус" (Романовский, 1856 г.; не путать с московским ярусом (Никитин, 1890) – ярусом каменноугольной системы!), имеющий приоритет перед названием "титон" (Oppel, 1865). Нижневолжский подъярус легко включается в состав кимериджа sensu anglico, или же выделяется как "ветлянский ярус" (Соколов, 1901)».

ШКАЛА ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ЯРУСОВ

Основными аргументами в пользу параллельных ярусных шкал являются соображения удобства и эффективности при региональных геологических работах. Три региональных яруса: портландский, титонский и волжский состоят из неповторимых последовательностей зон по аммонитам (Месежников, 1982; Митта, 1993; Krymholts et al., 1988; Baraboshkin, 1999). Несмотря на очевидные успехи в корреляции нижней части этих последовательностей (Рогов, 2002), до сих пор нет ни одного надежного зонального уровня "сквозной" бореально-тетической корреляции в интервале от верхнего титона до кровли берриаса. Волжский ярус хорошо прослеживается в пределах Северной Европы (Россия и Польша), Северо-Восточной Азии, Северной Америки (Северная и Северо-Западная Канада, Северная Аляска), всех островов Арктики и шельфов северных морей, включая Северное море. Портландский ярус территориально ограничен Англо-Парижским бассейном. Гренландию, вопреки мнению Дж. Коупа (Соре, 1996), резоннее включить в "зону влияния" волжского яруса, поскольку здесь установлены не только аналоги большинства зон волжского яруса, но и полные последовательности бухиазон, с помощью которых легко осуществляется панбореальная корреляция всех трех подъярусов волжского яруса (Захаров, 1981; Hakansson et al., 1981; Surlyk, Zakharov, 1982; Callomon, Birkelund, 1983). По аммонитовым последовательностям титонского яруса сопоставляются тетические отложения на всей площади их распространения. Параллельные шкалы по кальпионеллам и нанофоссилиям позволяют детально коррелировать пограничные между юрой и мелом отложения по обоим берегам Атлантики (Bralower, 1990; Remane, 1998).

Польза от параллельных ярусов (и составляющих зональных шкал) не сводится только к проблемам стратиграфической корреляции, хотя и определяется ими. Надежное "трассирование" следов событий сходной природы позволяет подробно "прописать" геологическую историю отдельных сегментов Земной коры. Так, геодинамическая история Арктики в мезозое, хотя и была связана с историей крупных плит Северного полушария, но основные геодинамические события ограничивались пределами Панбореальной палеобиогеографической надобласти, в пределах которой наиболее эффективно "работает" бореальный зональный стандарт (Захаров и др., 1997). Именно бореальная (не тетическая!) региональная хроностратиграфия, включая волжский этап, позволила проследить в детальных временных рамках особенности всех этапов становления и развития Арктического океанического бассейна в приполярной области Земли (Захаров и др., 2002а, б).

Другой пример касается оценки перспектив нефтегазоносности. Известно, что продуктивность Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции связывают с генерационным потенциалом высокоуглеродистой баженовской (волжского века) свиты (Брадучан и др., 1986). Временные аналоги этой свиты установлены на Карском и Баренцевоморском шельфах благодаря находкам фоссилий волжского яруса. Эти отложения там тоже битуминозны. Остатки моллюсков волжского яруса обнаружены также в породах с высоким содержанием С_{орг} в Северном море. На всех этих территориях открыты промышленные залежи нефти и газа.

Детальные корреляционные схемы необходимы при региональных палеоклиматических реконструкциях, установлении закономерностей осадочного процесса (в пределах палеобассейнов), при воссоздании истории палеоландшафтов и эволюции палеобиомов. Наконец, нет нужды прибегать к стратиграфической схеме титонского яруса, чтобы сравнить любые события в конце юрского периода на трех платформах: Восточно-Европейской, Западно-Сибирской, Сибирской, поскольку в это время все эти три структуры располагались в пределах Панбореальной биогеографической надобласти, и, стало быть, характеризовались сходной биотой. Таким образом, наличие параллельных ярусов в Общей шкале отражает реально существовавшую специфику геологической и биологической истории крупных регионов земной коры. Они демонстрируют своеобразие и многообразие событий на лике Земли. В этом отношении терминальные региональные ярусы юрской системы, такие как портландский, волжский и титонский всегда будут востребованы в повседневной геологической практике (Калломон, 1979). Важным аргументом в поддержку региональных ярусов являются традиции, за которыми стоят не только терминологическое удобство и смысловой комфорт, но и однозначное понимание проблемы многими поколениями геологов.

В последнее время в связи с переосмыслением мировым стратиграфическим сообществом Общей шкалы – необходимостью назначения точек глобального стратотипа границ ярусов и подъярусов, возникают организационные проблемы, связанные с решением конфликтных ситуаций национального толка. Как показал опыт работы Международных подкомиссий по системам, при выборе разрезов для фиксации ТГСГ, решения членов комиссий часто далеки от альтруизма. Острота споров по стандарту нередко вызвана не столько научной объективностью, сколько соображениями национального престижа. Как считают некоторые авторитетные специалисты и автор этих строк, возвращение к практике параллельных ярусных шкал (Secondary stages по Дж. Коупу (Соре, 1993, 1995, 1996) и Дж. Калломону (Abbink, Callomon et al., 2001)) поможет избежать конфликтных ситуаций при выборе ТГСГ и сделать его более объективным, как временной мере на пути к унификации (Захаров, 2003). При этом лишатся преимуществ голосующие члены международных подкомиссий по стратиграфии отдельных стран и принимающая страна (Соре, 1996).

Параллельный стандарт ярусов мы предлагаем ввести наряду с основным. Введение параллельного стандарта яруса носит временный характер, до установления хорошей корреляции его с основным. Параллельный стандарт принимается решением Международной комиссии по стратиграфии (ICS) по предложению национальных стратиграфических служб (например, МСК РФ). Границы параллельного стандарта яруса должны быть определены тем же путем, что и основного, т.е. путем выбора точки и разреза вторичного стратотипа границы (ТВСГ; Secondary Stratotype Section et Point). ТВСГ нижней границы волжского яруса целесообразно выбрать в подошве аммонитовой зоны Ilowaiskya klimovi (основание нижневолжского подъяруса) на разрезе стратотипа волжского яруса у д. Городище (р. Волга, вблизи г. Ульяновска). ТВСГ нижней границы средневолжского подъяруса установить по подошве аммонитовой зоны Dorsoplanites panderi того же разреза. ТВСГ нижней границы верхневолжского подъяруса поместить в основание зоны Craspedites okensis (подзона Praechetaites exoticus) разреза волжского яруса на полуострове Нордвик, Анабарский залив, побережье моря Лаптевых (Захаров и др., 1983).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Автор не ставил своей задачей ревизию взглядов на проблему волжского яруса. Цель статьи – привлечь внимание читателя к одному из наиболее острых вопросов мезозойской стратиграфии России – судьбе волжского яруса. В этой связи ставится под сомнение целесообразность решения МСК РФ о расчленении волжского яруса на две части, включении всего верхневолжского подъяруса в берриас и меловую систему, исключении волжского яруса из Общей шкалы для территории России и придании ему статуса региояруса (=горизонта). Если учесть, что почти 90% территории современной России покрыто отложениями бореального типа, то становится понятным, что формальное решение МСК РФ приводит к хаосу в работе геологов, да и академическим работникам причиняет ненужные хлопоты. МСК РФ, не считаясь с мнением Международных органов, которыми являются подкомиссии по системам, приняло решение, опережающее таковое Международной комиссии по стратиграфии (Zakharov et al., 1996). Под лозунгом унификации (кто против?) МСК РФ создает для одних (читай – специалистов по тетическим отложениям) удобства, а для других (геологам по бореальным отложениям) трудности. Часть верхневолжского яруса, безусловно, отойдет в меловую систему. Но какая? До тех пор пока нет решения Международной комиссии по стратиграфии о положении точки глобального стратотипа границы берриасского яруса у МСК РФ нет оснований решать эту проблему в отрыве от международных соглашений. Таков "лейтмотив" статьи. Отсюда и заключение: следует пересмотреть решение МСК от 2 февраля 1996 г., возвратить волжский ярус в Общую шкалу на территории России и оставить его там до получения убедительных аргументов по зональной корреляции волжского яруса и титона, берриаса и бореального берриаса. Наконец, я пытался привести аргументы в обоснование необходимости сохранения "статус кво" волжского яруса не только для России. Волжский ярус не может быть "регио" в российском понимании. Он охватывает территорию нескольких стран. Для его утверждения необходимо выработать соглашение между Россией, Канадой, США, Данией, Норвегией, Англией. МСК РФ не может решать этот вопрос без согласования с другими субъектами международного права.

Далее я предлагаю, следом за Дж. Коупом (Соре, 1996), ввести в Общую шкалу параллель-

ные ярусы с исторически сложившейся номенклатурой для интервалов геологического времени с высокой степенью дифференциации биоты. Эта мысль кажется здравой, что и обосновывается в статье. Разве существование национальных мер длины и веса более оправдано? Очевидно, что это лишь дань традиции, от которой, тем не менее, многие страны не спешат отказаться. Шкала же параллельных ярусов отражает многообразие и неповторимость явлений природы геологического прошлого. Огромные территории (блоки) Земного шара в течение миллионов лет были значительно теснее связаны между собой общей геологической историей (тектоникой, магматизмом, седиментационными циклами, биотой и пр.), чем с другими территориями, имеющими свои геоисторические черты. Наличие шкалы параллельных ярусов, каждый из которых имеет собственное (оригинальное) содержание, обогатит историческую геологию. Следует подчеркнуть, что параллельные шкалы не несут терминологических новаций. Как правило, названия параллельных ярусов долгое время существовали в "старых" не ревизованных шкалах. Наоборот, новые наименования ярусов – это результат начавшейся в конце прошлого века ревизии ярусной шкалы. Думаю, что большинство стратиграфов в ходе этой ревизии осознало, что борьба идет не столько за удобства для всех, сколько за национальный престиж (Соре, 1996). Введение параллельной шкалы ослабит межнациональные "распри". Путь официального оформления каждого параллельного яруса я счел возможным заимствовать у инициаторов перестройки Общей шкалы, т.е. связать его с процедурой выбора ТГСГ (=GSSP).

Руководство Международной стратиграфической комиссии приняло решение сдать Общую шкалу "под ключ" к 2008 году. Однако мало кто верит, что на этом работа со Шкалой завершится. Общая шкала неисчерпаема и ее совершенствованием будет занято еще не одно поколение исследователей. Этот процесс будет связан с результатами более глубокого изучения "региональной" стратиграфии. Общая шкала будет "прирастать" региональными шкалами. Разве не об этом говорит опыт последнего десятилетия и судьба некоторых "российских" ярусов пермской и каменноугольной систем? Так что дальнейшее интенсивное исследование волжского яруса не только желательно, но и необходимо.

Автор искренне благодарен рецензентам Е.Ю. Барабошкину и В.В. Митте за конструктивную критику и замечания, способствовавшие улучшению статьи, а также М.А. Рогову за помощь при подготовке рисунков и полезные советы. Статья подготовлена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 03-05-64297.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.

Герасимов П.А. Руководящие ископаемые мезозоя центральных областей Европейской части СССР. М.: ГОНТИ, 1955. Ч. 1. 380 с.; Ч. 2. 90 с.

Герасимов П.А. Верхний подъярус волжского яруса центральной части Русской платформы. М.: Наука, 1969. 144 с.

Герасимов П.А. Гастроподы юрских и пограничных нижнемеловых отложений европейской России. М.: Наука, 1992. 190 с.

Герасимов П.А., Митта В.В., Кочанова М.Д. Ископаемые волжского яруса Центральной России. М.: ВНИГНИ, 1995. 114 с.

Герасимов П.А., Михайлов Н.П. Волжский ярус и единая стратиграфическая шкала верхнего отдела юрской системы // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 2. 1966. С. 118–138.

Егоян В.Л. Проблема границы в стратиграфии (на примере границ ярусов нижнего отдела меловой системы) // Бюл. МОИП, отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 2. С. 72–87.

Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л. Постановление по уточнению положения границы юры и мела в бореальной области и статусу волжского яруса // Постановления Межвед. стратигр. комитета и его постоянных комиссий. 1997. Вып. 29. СПб.: ВСЕГЕИ, 1997. С. 5–7.

Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 271 с.

Захаров В.А. В защиту волжского яруса // Палеострат-2003. Тез. 2-й Ежегодной сессии МОИП. М.: Издво МГУ. 2003. 6 с.

Захаров В.А., Месежников М.С. Волжский ярус Приполярного Урала. Новосибирск: Наука, 1974. 214 с.

Захаров В. А., Нальняева Т. И., Шульгина Н. И. Новые данные по биостратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений на полуострове Пакса, Анабарский залив (север Средней Сибири) // Ред. Захаров В.А. Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983. С. 56–99.

Захаров В.А., Рогов М.А. Бореально-тетические миграции моллюсков на рубеже юры и мела и положение биогеографического экотона в северном полушарии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 2. С. 54–74.

Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927–956.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002а. Т. 43. № 2. С. 155–181.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. Палеонтологические и палеоэкологические свидетельства присутствия арктического океана в мезозое // Ред. Додин Д.А., Сурков В.В. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 20026. С. 80–92.

Иванова Е.Ф. Фораминиферы волжского века бореальных бассейнов СССР. Новосибирск: Наука, 1973. 139 с.

Иловайский Д.И., Флоренский К.П. Верхнеюрские аммониты бассейнов рек Урала и Илека // Материалы к познанию геол. строения СССР. Нов. сер. Вып. 1 (5). 1941. М.: Изд-во МОИП, 196 с.

Калломон Дж. О хроностратиграфии границы юры и мела // Ред. Сакс В.Н. Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979. С. 8–10.

Крымгольц Г.Я. Проблема изучения юрских отложений СССР // Вопросы стратиграфии верхней юры (материалы международного симпозиума, Москва, 1967 г.). М.: ГИН, 1974. С. 5–11.

Кузнецова К.И. Фораминиферы волжского яруса на Мадагаскаре // Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. Докл. советских геологов. Межд. геол. конгресс. XXV сессия. М.: Наука, 1976. С. 43–51.

Кузнецова К.И. Стратиграфия и палеобиогеография поздней юры бореального пояса по фораминиферам. М.: Наука, 1979. 125 с.

Лагузен И.И. Ауцеллы, встречающиеся в России // Тр. Геол. ком-та. 1888. Вып. 7. № 1. 46 с.

Месежников М.С. Титонский (волжский) ярус // Ред. Крымгольц Г.Я., Месежников М.С. Зоны юрской системы в СССР. Л.: Наука, 1982. С. 120–146.

Месежников М.С. Кимериджский и волжский ярусы севера СССР. Л.: Недра, 1984. 224 с.

Месежников М.С. Титонский, волжский и портландский ярусы (геологические и биологические события, корреляция) // МГК. XXXVIII сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1989. С. 100–107.

Месежников М.С., Захаров В.А., Шульгина Н.И., Алексеев С.Н. Стратиграфия рязанского горизонта на р. Оке / Ред. Сакс В.Н. Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979. С. 71–81.

Месежников М.С., Меледина С.В., Нальняева Т.И., и др. Зоогеография юры и мела бореального пояса по головоногим моллюскам / Ред. Захаров В.А., Нальняева Т.И. Мезозой Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1983. С. 28–37.

Митта В.В. Аммониты и зональная стратиграфия средневолжских отложений Центральной России. Ки-ев: Геопрогноз, 1993. 132 с.

Митта В.В. Аммонитовые комплексы пограничных отложений юры и мела в Московской области и проблема границы юры и мела // Материалы науч. сессии, посвященной 90-летию со дня рождения В.Н. Сакса. Новосибирск: "Гео". СО РАН. 2001. С. 24–25.

Михайлов Н.П. Бореальные юрские аммониты (Dorsoplanitinae) и зональное расчленение волжского яруса // Тр. ГИН. 1966. Вып. 151. С. 5–116.

Никитин С.Н. Юрские образования между Рыбинском, Мологой и Мышкиным // Материалы для геол. России. 1881. Т. Х. 194 с.

Никитин С.Н. Общая геологическая карта России. Лист 56 // Тр. Геол. Ком-та. 1884. Т. 1. № 2. 153 с.

Постановление расширенного заседания бюро юрской комиссии МСК о верхнем ярусе юрской системы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 2. С. 136.

Рекомендации Международного симпозиума по стратиграфии верхней юры // Вопросы стратиграфии верхней юры (материалы международного симпозиума, Москва, 1967 г.). М.: ГИН АН СССР, 1974. С. 150–151.

Ремане Ю. Юрско-меловая граница: проблемы определения и процедурные вопросы // Ред. Меннер В.В. Граница юры и мела. М.: Наука, 1990. С. 7–17.

Рогов М.А. Стратиграфия нижневолжских отложений Русской плиты и их корреляция с титоном // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002б. Т. 10. № 4. С. 35–51.

Рулье К.Ф. О животных Московской губернии. М.: 1845. 96 с.

Сакс В. Н. Предисловие // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979. С. 3–4.

Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфические критерии границы юрской и меловой систем для территории России. Служебно-информационная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. 60 с.

Соколов Д.Н. К геологии окрестностей Илецкой Защиты // Изв. Оренб. отд. Имп. русск. геогр. общ-ва. 1901. Вып. 16. С. 37–80.

Шульгина Н.И. Волжские аммониты // Ред. Сакс В.Н. Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина). Л.: Наука, 1969. С. 125–162.

Эгер Д.В. Принцип базальных маркирующих горизонтов // Вопросы стратиграфии верхней юры (материалы международного симпозиума, Москва, 1967 г.). М.: ГИН АН СССР, 1974. С. 29–32.

Ager D.V. The British Mesozoic committee // Nature. 1964. V. 203. № 4949. 1059 p.

Abbink O.A., Callomon J.H., Riding J.B., et al. Biostratigraphy of Jurassic-Cretaceous boundary strata in the Terschelling Basin, the Netherlands // Proc. Yorkshire Geol. Soc. 2001. V. 53. Pt. 4. P. 275–302.

Baraboshkin E.J. Berriasian – Valanginian (Early Cretaceous) sea-ways of the Russian Platform basin and the problem of Boreal/Tethyan correlation // Geol. Carpathica. Bratislava, 1999. V. 50. № 1. P. 1–16.

Bralower T.J. Lower Cretaceous calcareous nannofossils stratigraphy of the Great Valley Sequence, Sacramento Valley, California // Cretaceous research. 1990. V. 11. P.101–123.

Callomon J.H., Birkelund T. The ammonite zones of the boreal Volgian (Upper Jurassic) in East Greenland // Eds Embry A.G., Balkwill H.R. Arctic Geology and Geophysics. Mem. of the Canadian Soc. of Petroleum Geologist. 1983. V. 8. P. 349–369.

Cope J.C.W. The Bolonian Stage: an old answer to an old problem // Newsl. Stratigr. 1993. V. 28. Pt. 2/3. P. 151–156.

Cope J.C.W. Towards a unified Kimmeridgian Stage // Petrol. Geoscience. 1995. V. 1. P. 351-354.

Cope J.C.W. The role of the Secondary Standard in stratigraphy // Geol. Mag. 1996. V. 133. № 1. P.107–110.

Geyssant J. Tithonien // Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. 1997. Mém 17. P. 97–102.

Hakansson E., Birkelund T., Piasecki S. et al. Jurassic-Cretaceous Boundary strata of the extreme Arctic (Peary Land, North Greenland) // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1981. V. 30. P. 11–36.

Hoedemaeker Ph.J., Rawson P.F. Report on the 5th International workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (Vienna, 5 September 2000) // Cretaceous Research. 2000. V. 21. P. 857–860.

Krymholts G.Ya., Mesezhnikov M.S., Westermann G.E.G. The Jurassic ammonite zones of the Soviet Union // Geol. Soc. America. Spec. Paper. 1988. № 223. 116 p. Oppel A. Die Tithonische Etage // Z. deutsch. geol. Ges. 1865. Bd. 17. S. 535-558.

Remane J. Les calpionelles: possibilities biostratigraphiques et limitations paleobiogeographiques // Bull. Soc. geol. France. 1998. T. 169. № 6. P. 829–839.

Rostovtsev K.O., Prozorowsky V.A. Information on Resolution of Standing Comissions of the Interpartmental Stratigraphic Committee (JSC) on the Jurassic and Cretaceous systems // Newsl. on stratigr. 1997. 24. P. 48–52.

Surlyk F., Zakharov V.A. Buchiid bivalves from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of East Greenland // Palaeontology. 1982. V. 25. Pt. 4. P. 727–753.

Zakharov V.A., Bown P., Rawson P. The Berriasian Stage and the Jurassic-Cretaceous boundary // Bull. Inst. Royal Sc. Nat. Belgique, Sc. d. I. Terre. 1996. V. 66. P. 7–10.

Рецензениты Е.Ю. Барабошкин, В.В. Митта

УДК 551.781:581.33(265.53)

МОРСКОЙ ПАЛЕОГЕН СЕВЕРНОГО СКЛОНА КУРИЛЬСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

© 2003 г. В. Л. Безверхний*, М. Т. Горовая*, В. С. Маркевич**, А. А. Набиуллин*

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток **Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток Поступила в редакцию 19.08.2002 г., получена после доработки 19.11.2002 г.

Проведено микропалеонтологическое и литологическое изучение образцов горных пород, драгированных на склоне Курильской котловины в районе вала Терпения. В результате синтеза био-, литои сейсмостратиграфических данных в пределах нижней части кайнозойского осадочного чехла выделены три толщи: палеоцен-нижнеолигоценовая (сейсмокомплекс Д), верхнеолигоценовая (сейсмокомплекс Г) и верхнеолигоцен-среднемиоценовая (сейсмокомплекс В). Проведено сопоставление с одновозрастными отложениями региона. Реконструированы условия накопления выделенных толщ. Сделан вывод о существовании в палеоцене в южной части Охотоморского региона полного набора морфоструктур зоны перехода: шельфа, склона и глубоководной котловины, отгороженной от океана пра-Курильской системой островных или подводных поднятий.

Ключевые слова. Палеоген, палинокомплексы, диатомен, радиолярии, осадконакопление, шельф, склон, глубоководная котловина.

введение

Геолого-геофизические исследования присахалинского склона Курильской котловины, частью которого является вал Терпения, активно проводились в семидесятые годы в ходе работ по оценке нефтегазового потенциала восточно-сахалинского шельфа (Соловьев и др., 1974; Соловьев и др., 1975; Васильев, 1981; Васильев и др., 1975; Овчаренко и др., 1975). Было установлено. что вал является горстообразным поднятием, сложенным яшмами, эффузивами, кварц-хлоритовыми сланцами, роговиками и гранитами предположительно палеозойско-мезозойского возраста. На фундаменте залегает осадочный чехол, подразделяющийся на нижнюю толщу, смятую в крупные пологие складки, и верхнюю - практически не дислоцированную. Нижняя толща, сложенная туфогенными аргиллитами, песчаниками и алевролитами с кремнистыми конкрециями, по спорово-пыльцевым, диатомовым комплексам и малакофауне датирована ранним олигоценомсредним миоценом и сопоставляется с аракайской, холмской и курасийской свитами о. Сахалин. Верхняя толща, сложенная туфогенными диатомитами, туфами, туфогравелитами и туфобрекчиями, по палинокомплексам датирована верхним миоценом – плиоценом и сопоставляется с маруямской свитой. В.В. Куделькин и его соавторы (1986) на основе обобщения сейсмических материалов и данных драгирования разработали

модель кайнозойского осадконакопления подводной окраины юго-восточного Сахалина. Они пришли к выводу, что наиболее ранний этап кайнозойского осадконакопления имел здесь место в позднем олигоцене – раннем миоцене. Авторы связывали его с "заложением тафрогенной системы Охотоморской плиты и раскрытием Южно-Охотской (Курильской) котловины" (Куделькин и др., 1986, с. 10).

Нами на основе обобщения материалов последующих работ, палеонтологического и литологического исследования образцов, драгированых ТОИ ДВО РАН на восточном склоне вала Терпения в 1981–1982 годах в 37 и 39 рейсах НИС "Первенец" (Отчет о геологических..., 1982; Безверхний и др., 1998; Цой и др., 1998), интерпретации материалов региональных сейсмических исследований МОВ ОГТ, выполненных трестом "Дальморнефтегеофизика" в 1985 г. и данных морского бурения (Объяснительная записка..., 1994; Баханов и др., 1990), сделана попытка уточнить, а в ряде случаев – пересмотреть указанные выводы.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Район исследований расположен в зоне сочленения Сахалинской тектонической системы и Курильской глубоководной котловины (рис. 1). Фундамент северного склона котловины составляют сенонские (Безверхний, 2000) вулкано-плу-


Рис. 1. Обзорная карта района исследования.

1 – драгированные полигоны; 2 – профили МОВ ОГТ, НСП и их номера; 3 – изобаты; 4 – скважины, 5 – прогибы.

тонические формации Академической островодужной системы (Красный, 1979; Журавлев; 1982; Безверхний, 1997). Указанный склон, ориентированный в северо-восточном направлении, осложнен валом Терпения – выступом север-северо-западного простирания, являющимся частью сформированной в начале палеогена Восточно-Сахалинской зоны тектонического скучивания (Разницын, 1982; Рихтер, 1986). Эта зона разделяет два крупных шельфовых седиментационных бассейна: восточный – Пограничный и западный Терпеньевский, представленный Макаровским (I), Стародубским (II) и Владимирским (III) прогибами. Терпеньевский бассейн продолжается на островной суше в виде Поронайской депрессии (IV). Драгирование проводилось на двух полигонах в районе с координатами центра 47°11.3' с.ш. и 145°28.0' в.д. Склон вала здесь довольно крутой (уклоны до 30°) и высокий (до 2600 м).

Методика

Синтез био-, лито- и сейсмостратиграфических данных выполнен по методике, разработанной в ТОИ ДВО РАН (Безверхний и др., 1980). При определении метрической мощности сейсмокомплексов на шельфе и склоне использовались значения пластовых скоростей, полученные при сейсмических исследованиях КМПВ (Попов, 1983; Биккенина и др., 1987). Корреляция выделенных толщ с осадками, распространенными на шельфе, в области подножья, в глубоководной котловине и курильском склоне проведена на основе сейсмических материалов с учетом данных бурения и драгирования.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Морфоструктурную основу вала Терпения составляет горст, связанный с системой взбросо-надвигов п-ова Терпения, сложенного, в основном,



Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы по профилям МОГТ 10811, 1641 и 1640 (фрагменты).

1-5 - сейсмокомплексы; 6 - границы раздела сейсмокомплексов: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – индекс и поверхность акустически жесткой толщи; 8 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 9 – Вахрушевская скважина.

верхнемеловыми-датскими вулканогенно-осадочными и эффузивными образованиями (Гранник, 1978). По-видимому, именно меловые толщи $(\overline{V}_P = 5.2 \text{ км/с})$ в основном соответствуют здесь акустическому фундаменту, поверхность которого характеризуется тектоническим рельефом с хорошо выраженным восток-северо-восточным структурным планом. Согласно имеющимся в нашем распоряжении сейсмическим данным фундамент в пределах исследованного района на дно не выходит (рис. 2-3). По-видимому, рассматривавшиеся ранее в качестве его комплекс-показателей палеозойско-мезозойские интрузивные и контактово-метаморфизованные породы (\overline{V}_P = = 5.0-6.9 км/с), драгированные на склоне в южной части вала (Васильев и др., 1975), принесены сюда из континентального Приохотья льдами (Арчиков, Степанова, 1987).

Реликты субаэрального рельефа поверхности фундамента установлены лишь на северной части вала (Соловьев и др., 1975). Вероятно, горст формировался, в основном, в подводных условиях, и седиментация на его склонах прекратилась, когда их крутизна превысила угол естественного откоса "обводненных" осадков. В смежных шельфовых прогибах поверхность акустически жесткой толщи часто устанавливается с большой долей неопределенности и в ряде случаев условно проводится на уровне исчезновения устойчивых отражений.

Акустически проницаемый осадочный чехол состоит из двух частей, разделенных поверхностью структурного несогласия. Нижняя часть подразделяется на сейсмокомплексы Д и Г. В них установлены пологие конседиментационные складки, оси которых ориентированы в северозападном (до субмеридионального) направлении. Верхняя часть сложена субгоризонтально залегающими отложениями. Она подразделяется на сейсмокомплексы В, Б и А (рис. 2–4).

Сейсмокомплекс \mathcal{I} – палеоцен–нижний олигоцен ($\mathcal{P}_1 - \mathcal{P}_3^1$)

На склоне сейсмокомплекс Д причленяется к погружающейся под углом до 30° поверхности акустически жесткой толщи по типу подошвенного налегания, характеризуясь средне- и крупно-



Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по профилю МОГТ 1644 (фрагменты). Усл. обозначения см. на рис. 2.

амплитудными отражениями средней и малой протяженности, которые по мере удаления от склона к востоку переходят в среднеамплитудные прерывистые отражения сложной формы. Мощность комплекса в нижней части склона составляет до 3.0 км (при $\bar{V}_P = 4.0$ км/с).

Верхняя часть толщи, соответствующей сейсмокомплексу Д, опробована драгированием на станциях 2221-2227, 2230 и 2232 в интервале глубин 2500-1350 м. Здесь подняты аргиллиты и алевролиты. Глауконит здесь установлен как в обломочных зернах, так и в виде аутигенных образований. В аргиллитах среди обломочных минералов широко распространены кварц, полевые шпаты, мусковит и рудные минералы. Редки турмалин, циркон, гранат и обломки карбонатных, а также кварц-серицитовых и кварц-полевошпатовых пород. Плагиоклаз часто зональный - пирокластический. Основная масса пород представлена глинистыми минералами. Характерна незначительная карбонатизация. Иногда цементом является аморфный кремнезем. Ядра диатомей часто выполнены опалом и карбонатом. В аргиллитах присутствует тридимит-кристобалит (опал-С).

В шести образцах аргиллитов и алевролитов, поднятых на станции 2227, установлен палинокомплекс Triatriopollenites plicoides – Ulmoideipites krempii – Anacolosidites primigenius. Среди покрытосеменных многочисленна и разнообразна пыльца формальных таксонов Triatriopollenites plicoides Zakl., T. plicatus Krutsch, T. aff. confusus Zakl., T. aroboratus Pfl., Triatriopollenites sp., BCTPeчаются Tricolpites sp., Triporopollenites sp., Tricolporopollenites sp. Разнообразны цветковые близкие к ильмовым (Ulmoideipites krempii Anders., U. tricostatus Anders., Ulmus sp.), ореховым (Engelhardtia sp., Juglanspollenites sp., Caryapollenites sp., Platycaryapollenites sp., Pterocaryapollenites sp.), березовым (Betulapollenites sp., Alnuspollenites sp., Coryluspollenites sp.), буковым (Faguspollenites sp., Castanopsis sp.), вересковым (Ericaceae). Характерно участие Anacolosidites primigenius Zakl., Anacolosidites sp., близких к Olacaceae. В составе голосеменных обильны таксодиевые (Taxodiumpollenites sp.) и сосновые (Piceapollenites sp., Pinuspollenites sp., Cedripites sp., Abiespollenites и разнообразные Tsugapollenites), принимают участие Ginkgocycadophytus sp., Podocarpidites sp. и Dacrydiumites sp.

Споровые представлены в основном таксонами, характерными для меловых палинофлор: Cyathidites minor Coup., C. australis Coup., Concavissimisporites asper (Bolch.) Poc, Laevigatosporites ovatus Wills. et Webst., L. ovoideus Takah и гладкими трилетными Leiotriletes sp., а также близкими к



Рис. 4. Схематическая геологическая карта южной части вала Терпения.

1 – палеоцен–нижний олигоцен, аргиллиты, алевролиты, туфодиатомиты; 2 – верхний олигоцен; 3 – верхний олигоцен–средний миоцен, туфодиатомиты, карбонатные породы; 4 – средний миоцен–нижний плиоцен, туфоалевролиты; 5 – верхний плиоцен–квартер, туфоалевролиты, туфодиатомиты; разломы: 6 – выходящие на дно: а – достоверные, 6 – предполагаемые, 7 – не выходящие на дно: а – достоверные, 6 – предполагаемые; 8 – а – сбросы, 6 – взбросы; геологические границы: 9 – а – согласные, 6 – несогласные; 10 – а – достоверные, 6 – предполагаемые; 11 – изобаты; 12 – станции драгирования; 13 – сейсмические профили.

чистоустовым (Osmundacidites wellmanii Coup., Osmundacidites. sp.), плауновидным (Leptolepidites verrucatus Coup., Baculatisporites sp.) и мхам (Concavisporites sp.). Для изученного комплекса характерно значительное участие маастрихт-датских таксонов, как среди покрытосеменных, так и в составе папоротникообразных, отсутствие типичных для маастрихта представителей групп "unica" и "oculata", которые в виде единичных экземпляров еще встречаются в датских палинофлорах, значительное участие Anacolosidites, характерного и доминирующего таксона эоценовых палинофлор.

Этот комплекс близок к "межконгломератовому" из нижней песчано-алевролитовой пачки Поронайской депрессии (Тектоника и нефтегазоносность..., 1985), а также из нижней и средней частей нижнедуйской свиты Углегорского разреза о-ва Сахалин (Брутман, 1976, 1986). Отличительная его особенность - отсутствие формальных родов Aquilapollenites, Mancicorpus, Orbiculapollis, характерных для позднемеловых палинофлор. Сопоставление комплекса Triatriopollenites plicoides - Ulmoideipites krempii - Anacolosidites primigenius с одновозрастными из conpeдельных районов позволяют датировать вмещаюшие отложения поздним палеоценом - ранним эоценом. Значительное участие в нем теплолюбивых видов (Anacolosidites, Engelhardtiapollenites, Platycaryapollenites, Podocarpidites, Dacrydiumites и др.) свидетельствует о теплоумеренном и влажном климате, обилие Taxodium - о наличии заболоченных равнин вблизи бассейна седиментации.

В одном образце аргиллита, поднятом на станции 2227, установлен палинокомплекс Рicea gigantea – Pinus – Тахоdium, таксономический состав которого отличается от вышеописанного. В нем доминируют голосеменные. В основном это сосновые, среди которых многочисленны Picea sp. (gigantea), Picea sp., Pinus s/g Haploxylon, P. sect. Strobus, Pinus sp. (minima), Pinus sp, разнообразны тсуги (Tsuga parva Brutm., T. sauerae Brutm, T. diversifolia (Maxim.). Обилен Тахоdium sp. Цветковые входят в группу сопутствующих: Betula sp., Alnus sp., Ulmus sp., Juglans sp., Carya sp., Tilia sp., Fagus sp. и пыльца формального рода Triatriopollenites. Споровые представлены единичными Polypodiaceae и Osmunda sp.

По таксономическому составу и обилию таксодиевых комплекс коррелируется с олигоценовым "центрально-тамлевским" палинокомплексом из верхней песчано-алевролитовой пачки Поронайской депрессии (Тектоника и нефтегазоносность..., 1985), из нижней части аракайской свиты Углегорского разреза (Брутман, 1976, 1986) и из нижней части гастелловской свиты Макаровского разреза о-ва Сахалин (Опорный разрез..., 1992). Аналогичен состав комплексов из верхней части аманинской и нижней части гакхинской свит (точилинский и хейслинский палинокомплексы) Западной Камчатки (Атлас фауны..., 1984; Брутман и др., 1985). Эти особенности, а также отсутствие в установленном комплексе типичных палеоцен-эоценовых видов, позволяет датировать его ранним олигоценом и реконструировать умеренно-теплый и влажный климат.

В образцах станции 2227 установлено два комплекса радиолярий. Первый комплекс из аргиллитов и алевроаргиллитов характеризуется обилием представителей сем. Spongodiscidae. Семейства Cenosphaeridae, Lithelidae, Stylodictyidae представлены единичными экземплярами. Во втором комплексе из аргиллитов, алевролитов и фосфатизированных пород обнаружены единичные экземпляры представителей всех вышеперечисленных семейств, а также Heliodiscidae. Таксономический состав обоих комплексов свидетельствует об осадконакоплении в прибрежных условиях моря нормальной солености (Безверхний и др., 1998).

Морские диатомеи из этих же образцов представлены полурастворенными створками родов Coscinodiscus, Stephanopyxis, Rhizosolenia и Pseudotriceratium (Цой и др., 1998).

Сейсмокомплекс Д сопоставляется с палеоценнижнеолигоценовой песчано-алевролитовой толщей Поронайской впадины, со структурным несогласием перекрывающей мезозойские вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения остринской и хойской свит. Нижняя пачка параллических отложений мощностью до 0.9 км представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, редко, углистых аргиллитов и углей. В этих отложениях Н.Я. Брутман установила "межконгломератовый" палинокомплекс (Тектоника и нефтегазоносность..., 1985), типовой для палеоценовой палинозоны Alnipollenites – Anacolosidites, охватывающей нижнюю и среднюю части нижнедуйской свиты Углегорского района о. Сахалин и соответствующую по Е.Д. Заклинской фазе "а" и "б" III этапа кайнофита (Развитие флор..., 1977).

Средняя пачка мощностью до 400 м, согласно перекрывающая указанные отложения, представлена алевролитами с прослоями аргиллитов и песчаников. В песчаниках часто содержится глауконит (до 30 % объема породы), в алевролитах и аргиллитах часто встречаются включения углистого вещества. В этих отложениях Н.Я. Брутман (Тектоника и нефтегазоносность..., 1985) установлен "музьминский" палинокомплекс, типовой для эоценовой палинозоны Lygodium japoniciforme – Pinus s/g Haploxylon – Ulmoideipites, включающей палинокомплексы верхней части нижнедуйской свиты, а также краснопольевской и такарадайской свит юго-западной части о. Сахалин и соответствующий фазам "в" и "с" III этапа кайнофита. Разрез толщи венчается верхней песчаноалевролитовой пачкой мощностью до 410 м предположительно раннеолигоценового возраста, сформированной в литоральной зоне (Тектоника и нефтегазоносность..., 1985).

На шельфе залива Терпения сейсмокомплекс Д формирует структуры заполнения и облекания тектонически расчлененного рельефа поверхности акустически жесткой толщи, перекрывая ее по типу подошвенного налегания и, реже, прилегания. Седиментационные впадины, оконтуренные на структурных картах сейсмокомплекса, ориентированы в соответствии со структурным планом фундамента в восток-северо-восточном направлении (Соловьев и др., 1975). Мощность комплекса увеличивается к западу от горста и составляет в ряде случаев более 4.0 км при ($\overline{V}_P = 4.0$ км/с). На внешнем шельфе над поднятиями фундамента комплекс дизъюнктивно и пликативно деформирован.

В разрезе Вахрушевской скважины на восточном борту Макаровского прогиба сейсмокомплексу Д соответствует сформированная в прибрежно-морских условиях толща кремнистых аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников мощностью около 350 м, содержащая остатки фораминифер и палиноморфы. Точный возраст толщи, сопоставляемой по литологическим признакам с гастелловской (Объяснительная записка...,1994) или с холмской и невельской свитами (Баханов и др., 1990), не определен.

В области материкового подножья сейсмокомплекс Д имеет мощность более 5.0 км (при \overline{V}_P = 4.0 км/с) и выполняет систему прогибов, выделенных В.В. Харахиновым с соавторами (Бабошина и др., 1985) как "грабен континентального склона". Волновая картина комплекса здесь весьма сложная с наличием дифрагированных волн и зон потери корреляции отражений, что, по-видимому, связано с конседиментационными оползневыми явлениями и наличием разломов.

В глубоководной котловине сейсмокомплекс Д имеет мощность до 1.1 км (при $\overline{V}_P = 4.3$ км/с) и характеризуется параллельными протяженными отражениями в основном средней и малой амплитуды, на поднятиях перекрывая акустически жесткую толщу по типу подошвенного налегания и, редко, прилегания. В пределах абиссальной равнины для него характерны повышенная сейсмическая прозрачность, возрастающая к его подошве. Аналогия волновой картины с характерной для базальных слоев акустически проницаемой части осадочного чехла дна северо-западной части Тихого океана позволяет предположить ее накопление в глубоководных условиях на значительном удалении от источников терригенного материала.

В области островного подножья мощность сейсмокомплекса Д уменьшается до 500 м. Под склоном Большекурильской гряды поверхность фундамента погружается, а отражающие границы в кровле комплекса испытывают резкий подъем, и его мощность возрастает до значений более 2.3 км (при $\bar{V}_P = 4.7$ км/с).

Сейсмокомплекс Γ – верхний олигоцен (P_3^2 ?)

На склоне сейсмокомплекс Г характеризуется, в основном, прерывистыми среднеамплитудными отражениями. Мощность комплекса составляет около 500 м (при $\overline{V}_P = 2.3$ км/с), контакты с нижеи вышележащим комплексами нечеткие. На поверхности акустически жесткой толщи он залегает трансгрессивно. Соотношение можно определить как подошвенное налегание. Эрозионные границы в пределах комплекса на склоне не установлены. Так как толща, соответствующая сейсмокомплексу Г, на склоне не опробована, а также в связи с отсутствием сейсмограмм, связывающих разрезы шельфа и смежной суши, ее сопоставление с наземными свитами выполнено на основе биостратиграфической корреляции выше- и нижележаших толш.

На смежной островной суше сейсмокомплексу Г соответствуют, по-видимому, верхнеолигоценовые отложения: в Поронайской депрессии - толща кремнистых аргиллитов мощностью около 0.7 км с горизонтом туфоалевролитов и туфов андезито-дацитового состава в верхней части (Тектоника и нефтегазоносность..., 1985), в наземной части Пограничного прогиба – сформированная в батиальных условиях пиленгская свита мощностью до 1000 м, сложенная аргиллитами и алевролитами с карбонатными конкрециями, линзообразными кварц-халцедоновыми стяжениями и прослоями туфов в верхней части. Свита датирована поздним олигоценом. Допускается присутствие в нижней части свиты нижнеолигоценовых отложений (Гладенков, Гладенков, 1999). В Макаровском районе сейсмокомплексу Г, соответствуют сформированные в морских условиях верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения сергеевской серии: холмская, невельская и чеховская свиты. Вулканогенно-осадочные отложения чеховской свиты, насыщенные пластовыми и секущими интрузивными и субвулканическими телами габбро-диоритов, диоритовых и габбро-диоритовых порфиритов, андезитов и андезито-базальтов, отличаются резкой литолого-фациальной изменчивостью (Объяснительная записка..., 1994).

На шельфе сейсмокомплекс Г характеризуется, в основном, крупноамплитудными протяженными низкочастотными отражениями. Его мощность здесь составляет до 1.2 км (при $\overline{V}_P = 2.3$ км/с). Он согласно перекрывает комплекс Д или причленяется к акустически жесткой толще по типу подошвенного налегания. На склонах выступов фундамента, комплекс представлен отражениями сложной (до хаотичной) формы, что, вероятно, связано с резкой литофациальной изменчивостью слагающих комплекс вулканогенно-осадочных толщ, а также конседиментационными пликативными и дизьюнктивными дислокациями. В пределах положительных морфоструктур и в приподнятых бортовых частях прогибов в ряде случаев имеет место связанное, по-видимому, с субаэральным размывом кровельное прилегание, выраженное в срезании наклонных осей синфазности сейсмических волн комплекса вышележащими субгоризонтальными отражениями.

В разрезе Вахрушевской скважины сейсмокомплексу Г соответствует толща туфов, туфопесчаников, опок, туфоагломератов, эффузивов основного состава и туфобрекчий мощностью 820 м, залегающая с размывом на подстилающих образованиях. Возраст толщи, сопоставляющейся с холмской (Объяснительная записка..., 1994) и чеховской (Баханов и др., 1990) свитами, не установлен.

В области материкового подножья комплекс Г имеет мощность до 1.6 км (при $\overline{V}_P = 2.3$ км/с) и характеризуется средне- и крупноамплитудными прерывистыми отражениями с обилием дифрагированных волн. В глубоководной котловине мощность комплекса составляет до 0.8 км (при $\overline{V}_P = 3.0$ км/с). Здесь он характеризуется протяженными, в основном, среднеамплитудными параллельными отражениями. На склоне Большекурильской гряды сейсмокомплекс Г согласно перекрывает подстилающий и трансгрессивно причленяется к поверхности акустического фундамента, образуя обратную клиноформу с мощностями до 2.8 км (при $\overline{V}_P = 3.2$ км/с).

Верхняя часть акустически проницаемого осадочного чехла, включающая сейсмокомплексы А, Б и В, залегает субгоризонтально, плащеобразно перекрывая пологие поднятия и заполняя отрицательные формы рельефа поверхности подстилающих образований. Эта часть осадочного чехла почти не дислоцирована.

Сейсмокомплекс В – верхний олигоцен–средний миоцен ($P_3^2 - N_1^2$)

На присахалинском склоне сейсмокомплекс В характеризуется мощностью до 400 м (при V_P = = 2.0 км/с) и преимущественно среднечастотными отражениями. Нижняя его часть, опробованная на станциях 2228, 2229 и 2233 в интервале глубин 1250-1000 м, представлена толщей туфодиатомитов и диатомитов с горизонтом конгломератов, расположенном, по-видимому, в ее основании. Состав обломочного материала в аргиллит-алевролитовой и туфодиатомитовой толщах аналогичен. В туфодиатомитах больше цемента, образовавшегося, вероятно, из продуктов разрушения вулканитов, в аргиллитах - обломочного материала. Состав цемента алевролитов и аргиллитов также не отличается от диатомитов и туфодиатомитов. В конгломератах галька и валуны представлены габбро-диабазами, диоритами, диабазовыми порфиритами, гранитами, гранит-порфирами, базальтами, эффузивами кислого состава и ороговикованными алевролитами. Наполнителем служат песчаники и песчанистые туфодиатомиты. Палинокомплексы в нижней части "туфодиатомитовой" толщи не обнаружены. Из диатомитов и туфодиатомитов, поднятых на станциях 2228 и 2229, выделены комплексы диатомей и радиолярий.

По данным И.Б. Цой диатомовый комплекс коррелируется с таковым верхнеолигоцен-нижнемиоценовой зоны Thalassiosira praefraga (24.0-20.3 млн. лет). Комплекс этой зоны установлен в породах нижней части борской свиты Пограничного прогиба (Гладенков, Гладенков, 1999). Состав комплекса отвечает морскому бассейну нормальной солености. Доминирование планктонных неритических видов (66-73%) свидетельствует о формировании комплекса на внешнем шельфе открытого моря (Цой и др., 1998). В этих же образцах выделена ассоциация радиолярий с Lipmanella japonica conica-Gondwanaria dogieli, датируемая олигоценом-ранним миоценом. В.В. Шастина отмечает наличие переотложенных эоценовых видов и указывает на обстановку, близкую к океанической (Безверхний и др., 1998).

Верхняя часть комплекса, опробованная на станциях 2229 и 2235 в интервале глубин 1250-850 м, представлена туфодиатомитами и известковистыми породами. Здесь обнаружены остатки раковин двустворчатых моллюсков и два диатомовых комплекса, сопоставляющихся с зонами Crucidenticula kanaya и Denticulopsis praelauta, а также радиоляриевая ассоциация, сопоставляющаяся с зоной Calocycletta costata, а также палинокомплексами Picea – Fagus – Ulmus – Juglandaceae и Fagus – Pinus – Taxodiaceae. Моллюски и диатомеи указывают на относительно глубоководные условия осадконакопления и довольно высокие температуры поверхностных вод (Цой и др., 1998). Состав последнего палинокомплекса отражает климатический оптимум рубежа раннего и среднего миоцена.

В центральной части прогибов на шельфе зал. Терпения сейсмокомплекс имеет мощность до 400 м (при $\overline{V}_P = 2.0 \text{ км/с}$) и залегает на комплексе Г согласно. На бортах он соотносится с более древними образованиями по типу кровельного налегания. В центральных частях бассейнов сейсмокомплекс представлен малоамплитудными среднечастотными отражениями, на бортах поднятий – параллельными средне- и крупноамплитудными отражениями.

В пределах шельфовой части Пограничного прогиба по данным исследования керна Борисовской скважины верхней части сейсмокомплекса соответствует толща мощностью около 800 м, представленная алевролитами, аргиллитами и песчаниками с морскими моллюсками и фораминиферами, а также "лангрыйским" спорово-пыльцевым комплексом (Брутман, 1986; Опорный разрез..., 1992), позволяющими датировать указанные отложения ранним-средним миоценом. В разрезе Вахрушевской скважины (зал. Терпения) толща, соответствующая сейсмокомплексу В, с размывом перекрывает отложения сергеевской серии (Баханов и др., 1990).

В области материкового подножья сейсмокомплекс В распространен повсеместно, характеризуется в нижней части сложной волновой картиной с обилием дифрагированных волн, в верхней – параллельными крупноамплитудными отражениями и имеет мощность до 1.2 км (при $\overline{V}_P = 2.0$ км/с). На подстилающем комплексе он залегает согласно. В глубоководной котловине комплекс характеризуется мощностями и сейсмофациями, аналогичными подстилающему. В области подножья Большекурильской гряды сейсмокомплекс В образует прямую клиноформу мощностью до 300 м (при $\overline{V}_P = 2.0$ км/с). На подстилающем комплексе он залегает регрессивно, характеризуясь соотношением типа подошвенного налегания.

Характеристика вышележащих сейсмокомплексов и соответствующих им толщ (таблица) дана в работе В.Л. Безверхнего и соавторов (1998).

обсуждение

Структурное единство вала Терпения и Восточно-Сахалинской зоны тектонического скучивания вне сомнений. На рубеже мела и палеогена разновозрастные океанские, островодужные и окраинно-морские формации здесь подверглись взбросо- и надвигообразованию. В это же время имело место становление гипабиссальных интрузий габбро-гранитной формации, обусловившее частичную консолидацию зоны и формирование акустически жесткой толщи. Указанные процессы проявились наиболее интенсивно в северной части структуры, где была сформирована гористая суша (пра-Восточно-Сахалинские горы). В юго-восточном направлении амплитуда воздымания уменьшалась, и южная часть структуры, вероятно, не вышла из-под уровня моря. Структурный план бассейна седиментации в пределах изученного района изменился: склон сенонской Академической островодужной системы, ориентированной здесь в северо-восточном направлении, был разделен поперечной взбросо-надвиговой структурой – валом Терпения. Прекращение осадконакопления в пределах северной части вала Терпения в связи с ее воздыманием произошло в конце ольдонского времени – в дании (Гранник, 1978). Осадки не могли накапливаться и на крутых подводных склонах вала и сползали к его под-Формировавшаяся осадочная ножью. толща

здесь причленялась к круто воздымавшейся поверхности акустически жесткой толщи.

На соседних шельфах интенсивность надвигообразовательных процессов и гранитизации была, по-видимому, существенно ниже. Поверхность фундамента здесь надежно идентифицируется лишь на положительных морфоструктурах. Как показывает сопоставление разреза Магаданской параметрической скважины, пробуренной в южном борту Северо-Охотского прогиба (Большаков и др., 1989), с соответствующей сейсмограммой, меловые осадочные формации в депоцентрах прогиба акустически проницаемы. Поэтому постепенное уменьшение с глубиной количества отражений в шельфовых депрессиях залива Терпения свидетельствует о большой вероятности непрерывных мел-кайнозойских разрезов.

На изученном склоне нижняя часть акустически проницаемой толщи представлена сейсмокомплексом Д, опробованным лишь в верхней части. Соответствующая толща осадков была сформирована в позднем палеоцене-раннем олигоцене в прибрежных условиях моря нормальной солености недалеко от гористой суши, сложенной вулканогенно-осадочными формациями с петрофондом верхнемеловых рымникской, березовской и котиковской серий Восточно-Сахалинских гор. Принимая во внимание, что указанная толща опробована лишь в верхней части, следует сделать вывод о большой вероятности участия в ее составе нижнепалеогеновых отложений. Трансгрессивное причленение толщи к поверхности акустического фундамента на склоне вала (рис. 2) и на склоне котловины (рис. 3) свидетельствуют об их образовании до начала ее формирования, т.е. в докайнозойское время.

Распределение мощности сейсмокомплекса Д по комплексному профилю Поронайская депрессия – Курилы, его соотношение с акустически жесткой толщей и сейсмофациальная зональность свидетельствуют о существовании в палеоцене в исследованном районе полного набора морфоструктур окраинного моря: прибрежной суши, шельфа, континентального склона и подножья, а также глубоководной котловины, отгороженной от Тихого океана островной или подводной пра-Курильской грядой.

Верхняя часть "деформированного" чехла представлена сейсмокомплексом Г, имеющим характерную сложную волновую интерференционную картину и часто диагностируемую на положительных шельфовых морфоструктурах эрозионную границу в кровле. По-видимому, этот размыв следует связывать как с верхнеолигоценовым понижением уровня Мирового океана, так и с тектоническими причинами, обусловившими формирование структурного несогласия на шель-

	_	· ·	<u> </u>		_									
a. Tet	Ma	_	Гаел	Литология (по	- KCbi	Мощность, км			см.	Органические остатки				Стратиграфическая схема Углегорско- Цеховского района
Врем: млн. л	Снсте	Orne	Подо	датированнным образцам)	Сейсм	Іельф	КЛОН	одно-	OTIO-	Палинокомплекс	Днатомен	Радиолярии	Малакофауна	о. Сахалин
					<u> </u>	=	0		Xm		Bowa Neodenticuld seminae			Свиты
	Y	<u>.</u>	N ²	туфоалевриты туфодиатомиты	A	<1.2	<0.3	<0.6	<0.7	nane-Sphagnum	Зона Actinocyclus oculatus	Spongodiscus osculosus- Eucyrtidium matuyamai		
- 5		E E	N	~~~				<u> </u>	†					маруямская
										Betula-Pinus-Fagus	Зона Rouxia californica			
- 10			N	туфортевонты	Б	<0.6	<0.4	<0.8	<0.8					
	He	-		.)qounenpiirm	–									курасийская
	Heo	оцеі	N_1^2										Acila(Truncacila) sp.,	
		Ми								Fagus-Pinus-Taxodiaceae	Зона Denticulopsis prelauta Зона Списиdenticula kanava	Зона Calocycletta costata	(Sauella) crassatelloides	сертунайская
			NI	туфодиатомиты, карбонатные		-05	-04	12	0.8	Picea-Fagus-Ulmus-			Lautenschlager, Solemnya sp. indet.	верхнедуйская
- 20			Ni	породы		0.5	0.4	NI.2	0.0	Jogiandaceae		Слон с Lipmanella japonica	Scapha Yokoyama,	
	-			~~~~							Зона Talassiosira pretraga	conica-Gondwanaria dogiali	Macoma sp. Indet.	
- 25		H	₽ ² ₃		Г	<1.2	<0.5	<1.6	<0.8					холмская
		ILOI		J.Ł	<u> </u>									
- 30		МΟ	₽l							Picea gigantea-Pinus-				аракайская
									1	l axodium				·
- 35			₽3											такарадайская
]					
- 40														краснопольевская
	Hə		₽3					}						•
- 45	Леог	нэг	•	20 ГИЛЛИТЫ										
	Πa	301		алевриты	Д	<4.0	<3.0	<5.0	<1.1					
50														
50			₽ļ							Triatriopollinites plicoides- Ulmoideipites krempil-	Роды: Coscinodiscus Stepanopyxis	Сем: Spongodiscidae Cenosphaeridae		снежинкинская
			-							Anacolosidites primigenious	Rhizosolenia Pseudotricratium	Lithelidae Stylodictyidae		
- 33														
		ЦСH	₽i											
- 60		-Jeo							l					
		Ē	₽¦											бошняковская
- 65		تي ا				 		<u> </u>	∤					
	Me	Bepi			ΑΦ	{		ļ						
Примечание [/////// – временные интервалы, для которых отсутствует соответствующая палеонтологическая информация														

Стратиграфическая схема кайнозойских отложений северного склона Курильской глубоководной котловины

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM 11

₩ 6

2003

фе зал. Терпения. В районе вала Терпения поднятие фундамента продолжалось в неогене и было связано со взбросо- а, возможно, и надвигообразованием по системе разломов северо-западного простирания.

Комплекс Г имеет региональное распространение и обычно сопоставляется с большей частью сергеевской серии, включающей аракайскую, холмскую, невельскую и чеховскую свиты. Проблема возраста верхней части сергеевской серии, связанная с неопределенным положением границы палеогена и неогена на о. Сахалин, не решена. Согласно решениям межведомственных стратиграфических совешаний палеоген-неогеновая граница на территории о. Сахалина проводилась в 1974 г. по подошве, а в 1998 г. - по кровле отложений холмского горизонта. Имеются мнения о палеогеновом возрасте составляющих верхнюю часть сергеевской серии невельской и нижней части чеховской свиты. Так М.Я. Серова, указывая на значительные изменения в составе малакофауны и фораминифер на рубеже невельского и чеховского региоярусов, рассматривает указанный рубеж в качестве возможной границы палеогена и неогена (Серова, 1978). В.А. Красилов и его соавторы, описавшие комплекс макрофоссилий из кровли чеховской свиты Макаровского района, указывает на его олигоценовый или "граничный" (конец позднего олигоцена-начало раннего миоцена) возраст (Красилов и др., 1984). Х. Курита и его соавторы на основе анализа динофлагеллят холмской и невельской свит Макаровского района пришли к выводу об их формировании в середине позднего олигоцена (27.0-25.4 млн. лет). Чеховскую свиту, которую многие исследователи рассматривают в качестве вулканогенной фации невельской свиты, они на основе радиоизотопных определений датируют поздним олигоценом-ранним миоценом (Kurita et al., 2000).

Результаты проведенных исследований дополнительно аргументируют эту точку зрения. По нашим данным на валу Терпения толща, соответствующая сейсмокомплексу Г, имеет позднеолигоценовый возраст, так как подстилается алевролит-аргиллитовой палеоцен-нижнеолигоценовой толщей (сейсмокомплекс Д) и перекрыта туфодиатомитами (сейсмокомплекс В), диатомовые комплексы из которых сопоставляются с зоной Thalassiosira praefraga, соответствующей временному интервалу 24-20.3 млн. лет (Akiba, 1986) конец позднего олигоцена-ранний миоцен (Цой и др. 1998). Если выполненная по сейсмическим материалам корреляция вахрушевского и терпеньевского разрезов верна, то туфогенно-осадочный чеховско-невельский горизонт соответствует верхнеолигоценовому сейсмокомплексу Г. Поскольку последний на шельфе имеет явные признаки субаэральной эрозии, а в составе перекрывающей толши на склоне в олигоцен-нижнемиоценовой ассоциации радиолярий установлены переотложенные эоценовые виды, предположение В.О. Савицкого (устное сообщение, 1986) о формировании регионально распространенной эрозионной границы в кровле сергеевской серии в период крупноамплитудного понижения уровня Мирового океана 30-25 млн. лет назад (Vail et al., 1977), выглядит весьма правдоподобным. Однако для окончательного решения проблемы возраста указанной границы, имеющей важное практическое значение, необходимы дополнительные исследования и, в частности, детальное поинтервальное драгирование уникального разреза морского кайнозоя на восточном склоне вала Терпения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на некоторую условность датировки выделенных толщ (см. таблицу), связанную с фрагментарностью опробованного разреза, полученные данные дают возможность реконструировать условия раннекайнозойского осадконакопления на присахалинской части северного склона Курильской глубоководной котловины.

Структурный план изученного района в основных чертах был сформирован в раннем палеогене в результате движений, создавших Восточно-Сахалинскую взбросо-надвиговую зону северо-западного простирания, южным окончанием которой является вал Терпения. Тектоническому скучиванию здесь подверглись, в основном, верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования, сформированные в пра-охотоморском морском бассейне, имевшем сложнорасчлененный рельеф дна с хорошо выраженной системой прогибов и поднятий северо-восточных простираний. Наиболее южная гряда, реликтом которой является поднятие Академии наук, отгораживала указанный бассейн от океана. Кайнозойское осадконакопление также происходило в море нормальной солености на внешнем шельфе и склоне, морфоструктурную основу которых составил фундамент вала Терпения, а также в условиях материкового подножья и глубоководной котловины, унаследованной от верхнемелового бассейна, но уже отгороженной от океана пра-Курильской грядой. Общий стиль развития сохранялся в течение всего кайнозоя. Терригенный материал выносился с осушенной части вала и архипелага вулканических островов, поставлявших также значительные объемы пирокластики. По-видимому, в составе осадков, начиная с позднеолигоценового климатического пессимума, заметную роль играли продукты ледового разноса. Большая часть склона в кайнозое не осушалась. На шельфовых положительных морфоструктурах осадконакопление прерывалось неоднократно. Позднеолигоценовый размыв, вероятно, следует связывать с эвстатической регрессией и с тектоническими причинами, обусловившими возникновение главного структурного несогласия изученного разреза.

Выполненная работа не претендует на исчерпывающее решение затронутых вопросов. Авторы надеются продолжить комплексные геологогеофизические исследования осадочного чехла склона вала Терпения, необходимые для детализации модели кайнозойской эволюции охотоморского региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арчиков Е.И., Степанова Л.К. Закономерности захвата и разноса обломочного материала льдами в Охотском море // Тихоокеанская геология. 1987. № 1. С. 27– 31.

Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. 334 с.

Бабошина В.А., Терещенков А.А., Харахинов В.В. Гравитационное поле охотоморского региона и его интерпретация в комплексе с батиметрическими и сейсмическими данными // Тихоокеанская геология.1985. № 6. С. 49–59.

Баханов В.Р., Большаков А.К., Позднякова И.В., Выпова И.Ю. Геологическое строение Макаровского прогиба (залив Терпения) // Результаты морских геолого-геофизических работ на нефть и газ. Рига: ВНИИморгео, 1990. С. 72–86.

Безверхний В.Л., Ващенкова Н.Г., Горовая М.Т. и др. О стратиграфии неогеновых отложений шельфа и материкового склона юго-восточного Приморья (по сейсмостратиграфическим данным) // Геофизика дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 51–75.

Безверхний В.Л. Островодужные системы дна Охотского моря // Материалы годичной сессии ТОИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 17–34.

Безверхний В.Л., Горовая М.Т., Маркевич В.С. и др. Морской кайнозой восточного склона вала Терпения (Охотское море). Препринт. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1998. 40 с.

Безверхний В.Л. Тектоника континентальных окраин северо-востока России (Охотоморский регион) // Гидрометеорологические и биогеохимические исследования в Арктике. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2000. С. 163–184.

Биккенина С.К., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Сергеев К.Ф. Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 87 с.

Большаков А.К., Большакова Р.А., Шаинян С.Х. О возрасте осадочных образований Северо-Охотского прогиба // Возраст осадочных образований охотоморского региона и прилегающих территорий. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 16–28.

Брутман Н.Я. Палиностратиграфия кайнозойских отложений Сахалина // Палинология в СССР. М.: Наука, 1976. С. 99–102. Брутман Н.Я. Палиностратиграфия палеоген-неогеновых отложений Сахалинской нефтегазоносной области. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1986. 18 с.

Брутман Н.Я., Архипова А.Д., Выпова И.Ю. Палинологическая и диатомовая характеристика палеоген-неогеновых отложений разреза р. Хейсли (Западная Камчатка) // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока СССР. Л.: Недра, 1985. С. 46–53.

Васильев Б.И. Черты геологического строения дна Южной части Охотоморской впадины // Строение дна Охотского моря // Отв. ред. Белоусов В.В., Удинцев Г.Б. М.: Наука, 1981. С. 116–124.

Васильев Б.И., Туезов И.К., Егорова М.Г. и др. Геологическое строение присахалинской части Южно-Охотской котловины // Сов. геология. 1975. № 10. С. 59–72.

Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю. Новые данные по биостратиграфии олигоцена и нижнего миоцена Восточного Сахалина (Пограничный район) // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 35–47.

Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 163 с.

Журавлев А.В. Геологическое строение и развитие Южно-охотской (Курильской) глубоководной котловины // Структура и состав осадочного чехла северозапада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1982. С. 23–33.

Красилов В.А., Кундышев А.С., Ремизовский В.И. и др. Флора чеховской свиты и граница олигоцена и миоцена на Южном Сахалине // Тихоокеанская геология. 1984. № 5. С. 106–109.

Красный М.Л. Природа региональных магнитных аномалий островных дуг // 14-й Тихоокеанский научн. конгр. Тезисы докл. М.: Наука, 1979. С. 15–16.

Куделькин В.В., Савицкий В.О., Карпей Т.И., Болдырева В.П. Структура и эволюция осадочного чехла присахалинского обрамления Южно-Охотской котловины // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 3–13.

Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации (новая серия) масштаба I : 1 000 000. Лист L-(53),54, (55)–Хабаровск. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1994. 247 с.

Овчаренко А.В., Соловьёв С.Л., Табояков А.Я., и др. Новые данные о строении осадочного слоя акватории залива Терпения (Южный Сахалин) // Нефтегазовая геология и геофизика, 1975. № 9. С. 3–6.

Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений юго-восточного Сахалина (Макаровский разрез). Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 1992. 357 с.

Отчет о геологических исследованиях в 37 рейсе НИС "Первенец" (Японское и Охотское моря). Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 25–35.

Попов А.А. Сейсмические модели земной коры складчатых сооружений Казахстана и Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 192 с.

Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1977. 130 с.

Разницин Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 106 с. *Рихтер А.В.* Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с.

Серова М.Я. Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки. М.: Наука, 1978. 172 с.

Соловьев С.Л., Туезов И.К., Васильев Б.И. и др. Строение залива Терпения о. Сахалина по материалам комплексных геофизических и геологических исследований // Нефтегазовая геология и геофизика. 1974. № 12. С. 47-60.

Соловьев С.Л., Туезов И.К., Тютрин И.И. Результаты комплексных геолого-геофизических исследований в заливе Терпения о. Сахалин // ДАН СССР. 1975. Т. 223. № 4. С. 950–953.

Тектоника и нефтегазоносность северо-западной части Тихоокеанского пояса. М.: Недра, 1985. 174 с.

Цой И.Б., Горовая М.Т., Шастина В.В. Микропалеонтологическая характеристика кайнозойских отложений подводного хребта Терпения (Охотское море). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1998. 35 с. Деп. в ВИ-НИТИ № 3814-В98. Akiba F. Middle Miocene to Quaternary Diatom Biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and Modified Lower Miocene through Quaternary Diatom zones for Middle-to-high latitudes of the North Pacific // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Gov. Printing Office. 1986. V. 87. P. 393–481.

Kurita H., Obuse A., Ogasavara K. et al. Oligocene-Middle Miocene Palynostratigraphy (Dinoflagellate Cysts and Pollen) in Sakhalin Island, Far East Russia, and its Implications for Geochronology and Paleoenvironments // J. Geography. 2000. V. 109. № 2. P. 187–202.

Vail P.R., Mitchum R.M., Jr., Thompson S. III. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. Part 4. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level // Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration Ed. by Payton, C.E. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1977. V. 26. P. 83–97.

Рецензенты М.А. Ахметьев, В.С. Вишневская

уДК 551.7:550.34.06 (262.5)

ОПОРНЫЕ ОТРАЖАЮЩИЕ ГОРИЗОНТЫ В СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗАПИСИ ОСАДОЧНОГО ВЫПОЛНЕНИЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ (КОРРЕЛЯЦИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИВЯЗКА)

© 2003 г. Л. Б. Мейснер, Д. А. Туголесов

Научно-исследовательский и проектный институт геофизических методов разведки океана, Геленджик Поступила в редакцию 09.09.2001 г., получена после доработки 14.10.2002 г.

В Черноморской глубоководной впадине, при почти полном отсутствии бурения, основным методом изучения геологического разреза остается сейсморазведка ОГТ. Поэтому стратиграфическое расчленение осадочной толщи основывается на выделении и корреляции опорных отражающих горизонтов. В сейсмической записи кайнозойских отложений впадины установлены четыре опорных горизонта: В – в подошве антропогена, І – в подошве верхнего миоцена, Іа – в кровле нижнего миоцена, Па – в кровле эоцена. В основании кайнозойской толщи (мощность которой достигает 10-12 км) прослежена отражающая поверхность, на одних участках отвечающий кровле мела (опорный горизонт III), согласно перекрытой отложениями палеогена, на других участках представляющая собой денудированную поверхность мезозоя (обозначенную индексом Н, по начальной букве слова "несогласие"). Опорные горизонты расчленяют выполнение впадины на пять крупных комплексов: антропоген, верхний миоцен – плиоцен, средний миоцен, олигоцен – нижний миоцен (майкопскую серию) и палеоцен – эоцен. Для более детального стратиграфического расчленения осадочной толщи впадины нет надежных оснований. Корреляции горизонтов способствует преимущественно спокойное, почти горизонтальное залегание слоев во впадине и выдержанность горизонтов. В статье подробно описаны все выделенные опорные отражающие горизонты, их латеральные изменения, увязка с береговыми и морскими скважинами, а также некоторые особенности залегания осадочных комплексов. Установлено, что наиболее мощный и полный разрез кайнозойских отложений впадины находится в абиссальной части моря. Здесь зафиксированы и наиболее выдержанные, непрерывно прослеживаемые опорные отражающие горизонты. Поэтому при дальнейших работах опорные горизонты возможно придется прослеживать из абиссали в пределы континентального склона и даже на шельф.

Ключевые слова. Черное море, сейсмические горизонты, палеоцен – эоцен, майкопская серия, миоцен, плиоцен, антропоген.

введение

В отличие от окружающей суши, основным и почти единственным фактическим материалом для изучения геологического строения Черноморской впадины являются временные разрезы сейсмических профилей. Тектоника впадины и стратиграфическое расчленение ее осадочного выполнения определились только в начале 80-х годов ХХ столетия, когда по всей ее площади были проведены систематические сейсморазведочные работы ОГТ (рис. 1), записавшие весь разрез на глубину до 15 км. Результаты этих работ изложены в ряде публикаций (Горшков и др., 1989; Туголесов и др., 1985). Были обнаружены и закартированы все тектонические формы второго и третьего порядков: два основных депоцентра прогибания Черноморской впадины, интенсивно прогибавшиеся с начала палеогена, группа прогибов возникших в олигоцене, разделяющие их валы, а также многочисленные более мелкие поднятия, линейные складки в прогибах и грязевые вулканы.

Прошло около двадцати лет с выхода первой подробной публикации (Туголесов и др., 1985), но еще не найдено сколько-нибудь весомых фактов, которые смогли бы изменить полученные выводы. Выходившие за это время статьи в большинстве своем содержали различные геодинамические модели. Обсуждение таких работ не соответствует задаче данной статьи. Новые сейсморазведочные работы, проводившиеся в этот период в отдельных участках акватории, уточнили лишь некоторые детали строения впадины. Но они показали, что в предыдущих наших публикациях недостает специального описания корреляции и стратиграфической привязки выделенных опорных сейсмических горизонтов. Данная статья имеет своей целью восполнить этот пробел.



Рис. 1. Карта изученности Черноморской впадины сейсмическими профилями ОГТ, отработанными ГНЦ "Южморгеология".

I – сеть сейсмических профилей; 2 – линии сейсмических профилей, схематизированные временные разрезы которых приведены на рисунках 4 и 5 (в кружках номера разрезов); 3 – площадь дельты и конусов выноса Дуная, в пределах которой коррелированы временные разрезы сейсмических профилей, изображенные на рис. 6; 4 – часть восточного замыкания Черноморской впадины, изображенная на рис. 11; 5 – скважины, к разрезам которых привязаны опорные отражающие горизонты (А – Акчаходжа 1, Д – Десантная, И – Игнеада, К – Карадениз, М – Малтаква 3, О – Очамчире 4, П – Пицунда 2, Р – Рифовая 302, С – Самотино-море, Ч – Чолоки 3, 379 и 380 – глубоководные скв. DSDP БС "Гломар Челленджер"); 6 – бровка шельфа.

ОПОРНЫЕ ОТРАЖАЮЩИЕ ГОРИЗОНТЫ

В кайнозойском осадочном выполнении Черноморской впадины выделены четыре опорных отражающих горизонта: В – отвечающий подошве отложений антропогена, І – сопоставленный с подошвой верхнего миоцена, Іа – в кровле отложений олигоцена – нижнего миоцена (майкопской серии), IIа – увязанный с кровлей эоцена. В основании кайнозойской толщи почти по всей площади впадины прослежена отражающая поверхность, представляющая собой местами кровлю мела, согласно перекрытую палеогеном (горизонт III), и, преимущественно, денудированную поверхность мезозоя (горизонт H).

Эти опорные горизонты разделяют кайнозойскую осадочную толщу впадины на пять крупных комплексов: 1) антропоген; 2) верхний миоцен – плиоцен; 3) средний миоцен; 4) олигоцен – нижний миоцен (майкопскую серию); 5) палеоцен – эоцен.

Для более детального стратиграфического деления нет достаточно надежных оснований. Возраст слоев, записанных на временных разрезах сейсмических профилей, можно определить только прослеживанием их от скважин. Три глубоководные скважины DSDP в Черном море вскрыли лишь незначительную часть осадочной толщи. Кроме того, найденная в их кернах фауна не позволяет уверенно оценить возраст пройденных слоев и точно определить границу даже подошвы антропогена. Остается привязка к береговым и шельфовым скважинам. Она затруднена резким увеличением мощности кайнозойских отложений во впадине по сравнению с шельфами и окружающей сушей, а также нередко полным выклиниванием многих толщ на бортах впадины. Однако на некоторых участках удается прослеживание отдельных опорных горизонтов от береговых и шельфовых скважин в толщу осадков глубоководной впадины.

Такой корреляции благоприятствует спокойное, почти горизонтальное залегание слоев на большей части площади впадины и широкое площадное распространение сейсмических горизонтов. На прилежащей суше известна латеральная выдержанность литологического состава выделяемых свит в хорошо изученных разрезах кайнозойских прогибов, граничащих с Кавказом. Нередко от разреза к разрезу прослеживаются на многие десятки километров даже отдельные маломощные горизонты, как например, карбонатные пачки, пласты и даже отдельные прослои в мощной слабо карбонатной песчано-глинистой толще чокрака и карагана Терской нефтеносной области. При этом они, как отмечает Б.П. Жижченко, строго приурочены к определенным стратиграфическим уровням. В качестве другого примера он упоминает алкунскую мергельно-доломитовую пачку мощностью 10-20 м, лежащую в подошве среднего майкопа и прослеженную в толще бескарбонатных пород майкопской серии от Каспийского моря до р. Белой на Кубани, т.е. на расстояние сотен километров (Жижченко, 1969, с. 42).

Терский и Западно-Кубанский прогибы по условиям осадконакопления имеют сходство с Черноморской впадиной. Но она отличается от них значительно большей глубиной и устойчивостью прогибания. Поэтому, вероятно, в ее осадочном выполнении можно ожидать еще большей литологической выдержанности и протяженности как свит, так и отдельных горизонтов.

Действительно, для временных разрезов сейсмических профилей в Черноморской впадине характерны многочисленные отражения, непрерывно следящиеся по профилям на большие расстояния. Среди них выделены наиболее выразительные и устойчивые опорные горизонты. Естественно, что их динамическая выразительность неравномерна по площади впадины. Однако благодаря достаточно густой сети профилей они протянуты и на участках неясной сейсмической записи. Соответственно и увязка их с разрезами скважин была выполнена с различной степенью достоверности. При этом надо учитывать степень точности оценки глубин залегания отражающих горизонтов, определяемой по скоростям прохождения упругих волн в осадочной толще. Вероятная погрешность этой оценки, составляющая около 15 м для глубины 1 км под дном, многократно возрастает на глубинах 10-12 км под дном.

Описание сейсмических горизонтов сопровождается не оригинальными временными разрезами, а их схематизированными изображениями, так как формат журнала не позволяет поместить длинные временные разрезы с отчетливо видимой сейсмической записью и с небольшим искажением горизонтального масштаба по отношению к вертикальному масштабу, которые использовались для корреляции и стратиграфической привязки сейсмических горизонтов. Для иллюстрации характера сейсмической записи осадочного выполнения Черноморской впадины приведен один сжатый и сильно уменьшенный временной разрез (рис. 2).

ОПОРНЫЕ ГОРИЗОНТЫ III (КРОВЛЯ МЕЛА) И Н (РАЗМЫТАЯ ПОВЕРХНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ)

Отражающий горизонт III в кровле мела (рис. 3) записан многими сейсмическими профилями на шельфе и в верхней части континентального склона в грузинском секторе Черного моря. В пределах Очамчирского свода на шельфе он залегает практически горизонтально, как и вышележащие опорные горизонты. В разрезе береговой скважины Очамчире 4 кровля мела вскрыта на глубине 1900 м. Этой скважиной зафиксированы также глубины и всех остальных стратиграфических границ, к которым отнесены выделенные в акватории опорные отражающие горизонты: кровля эоцена на глубине 1780 м, кровля майкопской серии – 1350 м, размытая кровля сарматского яруса – 680 м, подошва антропогена – 250 м. Концы морских сейсмических профилей отстоят здесь от береговой линии на 8–10 км. Однако горизонтально залегающие отражающие горизонты, проецируясь на разрез скважины, попадают, в пределах разрешающей способности сейсмической записи, на перечисленные границы (рис. 4, разрез 2).

По трем пересекающимся сейсмическим профилям ОГТ отражающий горизонт III (как и вышележащие) уверенно протянут на Гудаутский свод. Здесь с помощью сейсмических профилей MOB, отработанных еще в середине 70-х годов прошлого века, он в первом приближении увязывается с разрезом береговой скважины Пицунда 2 (рис. 3 и 4, разрез 2). Далее к северо-западу горизонт III непрерывно прослежен по всему своду вала Шатского и по его пологому северо-восточному крылу вглубь Туапсинского прогиба. На крутом перегибе юго-западного крыла вала кровля мела переходит в поверхность размыва, которая на временных разрезах обозначается индексом H (по начальной букве слова "несогласие").

Наиболее выразительно эта поверхность размыва записана сейсмическими профилями, пересекающими крутой прикрымский склон Западно-Черноморской впадины, амплитуда которого достигает 8-10 км (рис. 3). В верхней его части, образующей здесь котинентальный склон современной глубоководной котловины, обнажаются отложения мезозоя - не только мела, но и юры, и таврической серии (верхняя юра – нижний триас). Западнее Горного Крыма склон впадины постепенно становится более пологим. Отражающий горизонт III, прослеженный на северо-западном шельфе и стратифицированный по разрезам шельфовых скважин как кровля мела, здесь плавно погружается к югу, переходя далее в поверхность размыва Н (рис. 5).

На болгарском шельфе горизонт III закартирован густой сетью сейсмических профилей ОГТ и уверенно привязан к кровле мела в береговых скважинах (Дачев и др., 1989). По оси Нижнекамчийского прогиба, залегая немного глубже забоя скважины Самотино-море, он полого погружается в Западно-Черноморскую впадину и в глубине ее незаметно переходит в горизонт Н (рис. 6, разрез 4). Южнее кровля мела вскрыта на турецком шельфе скважиной Карадениз. Приблизительно экстраполированная от скважины Карадениз до скважины Игнеада, далее кровля мела прослеже-



Рис. 2. Временной разрез сейсмического профиля ОГТ 579 21 через Западно-Черноморскую впадину. Местоположение см.на рисунках 1, 3, 7, 8, 9, 10.

Опорные отражающие горизонты: Б – в толще антропогена, В – подошва антропогена, І – подошва верхнего миоцена, Іа – кровля нижнего миоцена (кровля майкопской серии), Па – кровля зоцена, Н – кровля мезозоя; КД – верхняя граница кратных отражений ("кратное дно"); ГВ – грязевой вулкан; ПГВ – погребенный грязевый вулкан. Разрез схематически дублирован в линейном вертикальном масштабе, двукратно увеличенном относительно горизон-

тазрез схематически дуолирован в линеином вертикальном масштаос, двукратно увеличенном относительно горизонтального масштаба. Цифры в кружках – осадочные комплексы: 1 – палеоцен – эоцен, 2 – олигоцен – нижний миоцен (майкопская серия), 3 – средний миоцен, 4 – верхний миоцен – плиоцен, 5 – антропоген.

на в глубоководье по временному разрезу сейсмического профиля ОГТ, где переходит в отражающий горизонт Н (рис. 6, разрез 5). На анатолийском шельфе Турции скв. Акчаходжа 1 также вскрыла кровлю мела. С ней увязывается отражающий горизонт III, записанный сейсмическим профилем ОГТ в 10 км севернее скважины вблизи бровки шельфа (рис. 6, разрез 6). Далее вглубь впадины он вскоре также переходит в горизонт Н.

Этим ограничиваются площади установленного прослеживания отражающего горизонта III в Черноморской впадине. На большей части глубоководной акватории поверхность мезозойского основания впадины не может быть уверенно отождествлена с кровлей верхнего мела. На крутых склонах впадины размытость этой поверхности очевидна. На это указывает и характер налегания на нее кайнозойских свит, сокращающихся в мощности и выклинивающихся вверх по склону (Горшков и др., 1993; Туголесов и др., 1990). Так же очевидна денудационная ее природа на своде вала Андрусова (рис. 4, разрез 1). Здесь она определяется не только по характеру налегания вышележащих палеогеновых толщ, но и по наличию нескольких отражающих горизонтов внутри мезозойского основания вала, несогласно срезаемых поверхностью мезозоя. Стратиграфическая привязка этих горизонтов в настоящее время не может быть точно установлена. В основаниях Западно- и Восточно-Черноморских впадин горизонт Н по большей части выражен в сейсмической записи заметно слабее, чем на их склонах. Он представляет собой неровную, несколько волнистую поверхность, образующую ряд поднятий различной величины и амплитуды. Зачастую ее удается прослеживать лишь по подошвенному налеганию на эти поднятия отражающих площадок и горизонтов внутри палеоцен – эоценовой толщи.



Рис. 3. Структурная карта Черноморской впадины по подошве кайнозойских отложений (отражающие горизонты III и Н). 1 – изолинии по кровле мела (или размытой поверхности мезозойских отложений), км; 2 – контур акватории, на которой отражения от поверхности мезозоя не получены; 3 – Прикавказский взбросо-надвиг; 4 – области отсутствия кайнозойских отложений; 5 – бровка шельфа; 6 – обозначения структур второго порядка.

(1 – Нижнекамчийский прогиб, 2 – Болгарская ступень, 3 – Истрийский прогиб, 4 – Краевая ступень, 5 – Западно-Черноморская впадина, 7 – Гурийский прогиб, 8 – прогиб Сорокина, 9 – Керченско-Таманский прогиб, 10 – Индоло-Кубанский прогиб, 11 – Туапсинский прогиб, 12 – вал Шатского, 13 – вал Андрусова, 14 – вал Архангельского, 15 – Гудаутский и Очамчирский своды); 7 – линии сейсмических профилей, схематизированные временные разрезы которых изображены на рис. 4 и 5; 8 – площадь, в пределах которой коррелированы временные разрезы сейсмических профилей, изображенные на рис. 6.

Такое подошвенное налегание палеоцен-эоценовых отложений и часто наблюдаемое уменьшение их мощности над поднятиями горизонта Н свидетельствует, что крупные изгибы кровли мезозоя, образующей основания впадин, формировались в процессе погружения этих впадин в палеогеновом периоде. При этом Западно-Черноморская впадина погружалась сильнее Восточно-Черноморской и в ее наиболее прогнутой части сейсмическая запись не достигла поверхности Н (рис. 3).

Более глубокие отражающие горизонты записаны и стратифицированы на северо-западном и болгарском шельфах. В пределах глубоководной акватории лишь в грузинском секторе моря установлен горизонт V, соответствующий кровле юры (рис. 4, разрез 2). К северо-западу он еще следится вдоль свода вала Шатского приблизительно до меридиана 38°, а далее уверенная прослеживаемость сейсмических горизонтов в мезозойских породах по имеющимся у нас сейсмическим данным невозможна.

ОПОРНЫЙ ГОРИЗОНТ IIa (КРОВЛЯ ЭОЦЕНА)

Отражающий горизонт, соответствующий кровле эоцена (рис. 7) в Черноморской впадине ранее всего был установлен в грузинском секторе

моря. Первоначально он почти не разделялся здесь с горизонтом по кровле мела вследствие малой мощности и однообразно карбонатного состава как палеоцен - эоценовых, так и верхнемеловых отложений (Гончаров и др., 1972). В дальнейшем опорные горизонты Па и III были в этом районе разделены, привязаны к разрезам береговых скважин Очамчире 4 и Пицунда 2 (рис. 4, разрез 2) и непрерывно прослежены дальше на северо-запад по всему своду и северо-восточному крылу вала Шатского. На этой обширной площади по всем временным разрезам сейсмических профилей отражающая поверхность Па резко выделяется как выдержанный акустически жесткий горизонт. При этом горизонты IIa и III неизменно конформны и сближены, свидетельствуя о малой мощности палеоцен – эоценовых отложений.

На северо-западном и северо-болгарском шельфах отражающий горизонт IIa, привязанный к кровле эоцена в береговых и шельфовых скважинах, также отчетливо записывается на временных разрезах. Палеоцен – эоценовые отложения и здесь относительно маломощны и представлены карбонатной толщей (рис. 5).

В Нижнекамчийском прогибе, в отличие от смежных участков северо-болгарского шельфа, мощность палеоцен-эоценовой толщи значительно возрастает. Отражающий горизонт IIа, привязанный кровле эоцена в разрезе скважины

МЕЙСНЕР, ТУГОЛЕСОВ



Рис. 4. Схематизированные временные разрезы сейсмических профилей ОГТ в Восточно-Черноморской впадине и их корреляция с разрезами скважин.

Местоположение сейсмических профилей и скважин, изображенных на рис. 4, 5, 6, см. на рис. 1, 3, 7, 10.

1 – опорные отражающие горизонты и их индексы: Б – в толще антропогена, В – подошва антропогена, І – подошва верхнего миоцена, Іа – кровля нижнего миоцена (кровля майкопской серии), ІІа – кровля эоцена, ІІІ – кровля мела (на склонах и в днище впадины переходит в горизонт Н – размытую поверхность мезозойских отложений), V – кровля юры; 2 – отражающие границы, фиксирующие дельтовые клиноформы в толще антропогена; 3 – отложения мезозоя; 4 – поверхность дна моря; 5 – скважины (а – береговые и шельфовые, б – глубоководные); 6 – места пересечения сейсмических профилей.

Самотино-море, непрерывно прослеживается сейсмическими профилями далеко в пределы глубоководной впадины. На всем протяжении он сохраняет свою динамическую выразительность, отчетливо прорисовываясь даже сквозь кратные отражения (рис. 6, разрез 4).

Южнее горизонт IIa почти так же уверенно прослеживается в глубоководную впадину от шельфовой скважины Игнеада (рис. 6, разрез 5). Несколько менее четко он протянут от скважины Акчаходжа 1 на анатолийском шельфе (рис. 6, разрез 6). Здесь на большой площади склона Западно-Черноморской впадины мощность палеоцен -эоценовых отложений невелика (рис. 7), участками они совсем выклиниваются и кровля эоцена записывается неотчетливо. При дальнейшем погружении во впадину отражающий горизонт IIа вновь приобретает свою выразительность.

В центральной части Западно-Черноморской впадины к югу и юго-западу от Крыма горизонт Па залегает особенно глубоко, на глубинах до 10– 12 км ниже уровня моря. Здесь, в области горизонтального залегания осадочной толщи, его нередко бывает трудно проследить среди кратных волн. Обнаружить его помогают бескорневые куполовидные поднятия майкопской толщи, с которыми связана повышенная загазованность отложений. Повышенное содержание газа в осадочной толще вызывает замедленное прохождение упругих волн в пределах этих поднятий, вследствие чего в сейсмической записи горизонт Па образует под ними обратные изгибы, так называемые "скоростные синклинали", отчетливо проступающие сквозь кратные волны (Горшков и др., 1993; Мейснер и др., 1996). Благодаря этому, в промежутках между ними горизонт Па коррелируется уже достаточно уверенно.

Мощность палеоцен – эоценовых отложений в Западно-Черноморской впадине особенно велика, превышая в наиболее прогнутой части 5 км. В их толще прослеживаются еще два – три отражающих горизонта, столь же акустически жесткие как горизонт IIa, но менее выдержанные. На склонах впадины мощность отложений палеоцен –



Рис. 5. Схематизированные временные разрезы сейсмических профилей ОГТ на северо-западном шельфе Черного моря в пределах дельты и конусов выноса Дуная. Условные обозначения см. на рис. 4.

эоцена постепенно сокращается, горизонты поднимаются кверху, сближаются друг с другом и выклиниваются, прислоняясь к поверхности мезозоя. Так же поднимается и прислоняется к поверхности мезозоя опорный отражающий горизонт IIa.

Аналогично залегают палеоцен – эоценовые отложения и на склонах вала Андрусова, полностью выклиниваясь на его своде (рис. 7 и 4, разрез 1). Несмотря на это, горизонт IIa отличается настолько характерной записью, что уверенно опознается как идентичный по обе стороны вала – в Западно-, и Восточно-Черноморской впадинах. К тому же он почти непрерывно прослежен от одной впадины до другой вдоль неглубокой ложбины между сводами валов Андрусова и Архангельского (рис. 7).

В Восточно-Черноморской впадине мощность отложений палеоцен – эоцена существенно меньше, несколько превышая 3 км в осевой ее части. При этом рельеф поверхности мезозойского основания довольно сложен и, соответственно, значительна латеральная изменчивость мощностей палеоцен – эоцена. Горизонт IIa прослеживается здесь гораздо увереннее, чем в Западно-Черноморской впадине.

Вдоль склона, сочленяющего Восточно-Черноморскую впадину с валом Шатского, отложения, ограниченные сверху горизонтом Па выклиниваются в 1.5-2 км ниже бровки склона. А над бровкой, на своде вала вновь появляется аналогичный по характеру сейсмической записи горизонт. На некоторых участках он даже перегибается и тянется на некоторое расстояние вниз по склону. Именно изучение структуры этого склона привело к выводу о склонах двух Черноморских впадин как о громадных, длительно и конседиментационно формировавшихся флексурах, в опущенных крыльях которых (во впадинах) мощность образующих их отложений в несколько раз больше, чем в поднятых крыльях (т.е., на смежных шельфах, валах и сводах). А соединительные крылья флексур (т.е., собственно, склоны впадин) характерны тем, что на них каждая свита утоняется, порой до полного исчезновения (Туголесов и др., 1985; Туголесов и др., 1990; Горшков и др., 1993).



Рис. 6. Схематизированные временные разрезы сейсмических профилей ОГТ в Западно-Черноморской впадине и их корреляция с разрезами скважин.

Условные обозначения см. на рис. 4.



Рис. 7. Карта распространения отражающего горизонта IIa (кровля эоцена) в Черноморской впадине. 1 – изолинии по кровле эоцена, км; 2 – зона разломов, нарушающих кровлю эоцена; 3 – области отсутствия отложений палеоцена – эоцена; 4 – области малой мощности отложений палеоцена – эоцена (сближения отражающих горизонтов IIa и III); 5 – линии сейсмических профилей, схематизированные временные разрезы которых приведены на рисунках 4 и 6; 6 – площадь, в пределах которой коррелированы временные разрезы сейсмических профилей, изображенные на рис. 5; 7 – бровка шельфа.



Рис. 8. Карта распространения отражающего горизонта Іа (кровля нижнего миоцена) в Черноморской впадине. 1 – изолинии по кровле нижнего миоцена (кровле майкопской серии), км; 2 – области отсутствия отложений нижнего миоцена (майкопской серии); 3 – области малой мощности нижнего миоцена (майкопской серии) – сближения отражающих горизонтов Іа и ІІа; 4 – зоны складчатых деформаций глин майкопской серии в прогибах; 5 – подводные грязевые вулканы, сопочная брекчия которых состоит в основном из майкопских глин; 6 – участки акватории, в которых отражающий горизонт Іа замаскирован кратными отражениями; 7 – линии сейсмических профилей, схематизированные временные разрезы которых изображены на рисунках 4 и 5; 8 – площадь, в пределах которой коррелированы временные разрезы сейсмических профилей, изображенные на рис. 5; 9 – бровка шельфа.

Кроме этих структурных сопоставлений имеется также приблизительная увязка горизонта IIа в Гурийском прогибе с разрезом береговой скважины Чолоки 3 (рис. 4, разрез 3). Гурийский прогиб по существу сливается с Восточно-Черноморской впадиной, и опорный горизонт IIa непрерывно прослеживается в его пределах.

ОПОРНЫЙ ГОРИЗОНТ Ia (КРОВЛЯ НИЖНЕГО МИОЦЕНА)

Выделение стратиграфически определенных осадочных комплексов в Черноморской впадине началось с установления отложений майкопской серии (олигоцен – нижний миоцен). По аналогии с наземным Керченско-Таманским прогибом обнаруженные в акватории зоны складок явились признаком наличия мощной майкопской глинистой толщи и, соответственно, существования здесь прогибов Туапсинского и Сорокина. Таким же признаком для Западно-Черноморской впадины оказались обнаруженные к югу от Крыма многочисленные куполовидные поднятия и связанные с ними единичные грязевулканические конусы (Гаркаленко и др., 1976). При детальных съемках 80-х годов число грязевых вулканов здесь умножилось, затем они были найдены в прогибе Сорокина. Опробование сопочной брекчии показало, что она образована, в основном, глинами майкопской серии (Мейснер и др., 1996; Mud volcanism..., 1994). Таким образом, подтвердились первоначальные выводы, основанные на структурном анализе.

Кровля майкопских отложений (отражающий горизонт Ia) была приблизительно определена по временным разрезам сейсмических профилей на таманском шельфе, ориентировочно привязанным к разрезам суши, и прослежена далее в глубоководье. Позднее на таманском шельфе была пробурена скважина Рифовая 302 (рисунки 1 и 8), заложенная на своде одноименной антиклинали. Вскрытая этой скважиной на глубине 600 м кровля майкопской серии совпала с выделенным опорным горизонтом Ia в пределах точности первых десятков метров (первых десятков миллисекунд сейсмической записи).

Почти на всей площади глубоководной котловины отражающий горизонт Іа залегает плоско, с очень пологим наклоном вглубь Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин. При этом в наиболее прогнутых частях этих впадин он на временных разрезах сейсмических профилей замаскирован кратными отражениями, оказываясь несколько глубже "второго дна" (кратной записи дна моря), либо почти совпадая с ним (рис. 8). Зато в приподнятых бортовых участках впадин, а также на своде и крыльях вала Андрусова, там где горизонт Іа залегает выше "второго дна", под ним на временных разрезах повсеместно появляется интервал акустически прозрачной сейсмофации. Это характерная особенность записи отложений майкопской серии (следует заметить, что в антиклинальных складках прогибов Туапсинского и Сорокина она не проявляется: сейсмическая запись майкопской толщи в них имеет тот же характер, что и у вышележащих слоев).

От этих участков с "прозрачной" записью майкопской толщи горизонт Іа экстраполируется вглубь впадин и, в первом приближении, проводится там среди кратных волн. В Восточно-Черноморской впадине он следится по всей площади довольно уверенно почти сразу под кратной записью второго дна. Такое его слежение подтверждается и увязкой с разрезом береговой скважины Чолоки 3 (рис. 4, разрез 3). В Западно-Черноморской впадине прослеживание отражающего горизонта Іа среди кратных волн менее отчетливо, но подтверждается сейсмической записью в западной части впадины, где этот горизонт залегает выше "второго дна" (рисунки 6 и 8), и на северозападном шельфе (рис. 5).

На Очамчирском и Гудаутском сводах и на своде вала Шатского, характеризующихся малой мощностью отложений майкопской серии, отражающий горизонт Ia, лежащий практически горизонтально и конформно с горизонтом IIa, уверенно увязан с разрезами береговых скважин Очамчире 4 и Пицунда 2 (рис. 4, разрез 2). К северо-востоку он полого погружается в сторону Туапсинского прогиба. Мощность майкопской толщи по мере погружения возрастает, но горизонт Ia сохраняет непрерывность и динамическую выраженность в сейсмической записи, вплоть до первых фронтальных антиклиналей в прогибе.

В зоне складок опорные отражающие горизонты удается уверенно выделить и проследить лишь вдоль осей тех синклиналей, которые раскрываются в область спокойного залегания олигоцен – миоценовых отложений. Опираясь на эти немногие синклинали можно приблизительно наметить положение опорных горизонтов Ia, I и B в разрезах соседних антиклиналей и затем экстраполировать их на остальную часть складчатой зоны прогиба. Наиболее определенно это удалось сделать пока для горизонта I (Мейснер, Туголесов, 1998). Глубже залегающий горизонт Іа поддается такой экстраполяции труднее, так как сейсмические профили высокочастотной модификации МОВ, густой сетью покрывающие акваторию Туапсинского прогиба, имеют малую глубину сейсмической записи, и горизонт Іа на многих участках оказывается за ее пределами. Прогиб Сорокина исследован менее подробно, и структурные карты его по всем опорным горизонтам очень схематичны.

Следует еще добавить, что на значительном протяжении юго-западного склона вала Шатского майкопские отложения, ограниченные сверху сейсмическим горизонтом Ia, выклиниваются, появляясь вновь на своде вала, но имея здесь сокращенную мощность (рис. 8). Таким образом, конседиментационное формирования флексуры, сочленяющей вал Шатского с Восточно-Черноморской впадиной, начавшееся, по нашим представлениям, в палеоцене – эоцене, продолжилось в олигоцене – раннем эоцене. На соединительном крыле флексуры происходил размыв осадков. Аналогичные процессы размыва отложений происходят на современном континентальном склоне.

ОПОРНЫЙ ГОРИЗОНТ І (ПОДОШВА ВЕРХНЕГО МИОЦЕНА)

Толща осадочного выполнения Черноморской впадины, лежащая выше кровли майкопской серии, в сейсмической записи отличается многочисленностью практически горизонтально наслоенных отражений. Среди них самым выдержанным и динамически наиболее сильным оказался горизонт В, сопоставленный с подошвой антропогена. Между ним и горизонтом Іа был выделен еще один выразительный отражающий горизонт I (рис. 9).

На временном разрезе сейсмического профиля 18163 (рис. 5, разрез 5) горизонт I был намечен по привязке к подошве плиоцена в шельфовой скважине Игнеада. Надо заметить, что опубликована лишь стратиграфическая разбивка этой скважины, без какого-либо фактического ее обоснования (Foos, Manheim, 1975). И сам отражающий горизонт I на временном разрезе прослежен не совсем уверенно. Не вполне определенной остается также и корреляция его с разрезом скв. 380A DSDP, где он проводится приблизительно на глубине 1000 м под дном моря. Вообще в западной части моря, где мощность отложений, заключенных между горизонтами I и В, сокращается в несколько раз (Альбом структурных..., 1989), прослеживание горизонта I по временным разрезам становится весьма неточным. Здесь вполне вероятно выпадение из разреза нескольких свит плиоцена и верхнего миоцена и в связи с этим "сползание" горизонта I на более глубокий стратиграфический уровень. Поэтому на всех записанных в этой акватории временных разрезах сейсмических профилей горизонт I проведен в известной мере условно, либо не прослеживается вовсе (рисунки 5 и 6).

На Керченско-Таманский шельф горизонт I, по сути дела, экстраполирован из прилегающей суши, ориентируясь на залегание там кровли известняков сарматского яруса. Будучи выведен в глубоководную акваторию за пределы развития складок, он прослеживается вдоль свода вала Шатского, несколько выделяясь интенсивностью записи среди смежных с ним отражающих поверхностей. В складчатой зоне Туапсинского прогиба опорный горизонт I удалось выделить по



Рис. 9. Карта распространения отражающего горизонта I (подошва верхнего миоцена) в Черноморской впадине. 1 – изолинии по подошве верхнего миоцена, км; 2 – области отсутствия отложений верхнего миоцена – плиоцена; 3 – зоны складчатых деформаций неогена в прогибах; 4 – контур площади непрерывной корреляции отражающего горизонта I в глубоководной акватории; 5 – линии сейсмических профилей, схематизированные временные разрезы которых изображены на рисунках 4 и 6; 6 – площадь, в пределах которой коррелированы временные разрезы сейсмических профилей, изображенные на рис. 5; 7 – бровка шельфа.

сейсмическим профилям высокочастотной модификации МОВ, проследив его вдоль осей синклиналей. Далее к юго-востоку, в пределах Гудаутского и Очамчирского сводов этот горизонт в первом приближении увязывается с подошвой мэотиса, вскрытой береговыми скважинами Пицунда 2 и Очамчире 4 (рис. 4, разрез 2).

В районах Юго-Западной Грузии, прилегающих к Черному морю, мэотис ложится на породы различного возраста, до меловых включительно. На юге Колхидской впадины мощности отложений мэотиса-плиоцена, в отличие от района Очамчирского свода, резко возрастают. Подошва мэотиса в скважине Леса 1 вскрыта на глубине около 2.5 км, в скв. Малтаква 3 не достигнута на глубине 3.5 км, в скв. Супса 32 вскрыта на глубине 4 км. Горизонт I, хоть и не очень точно проведенный в акватории Гурийского прогиба, все равно оказывается достаточно близок к вскрытой скважинами подошве мощной толщи мэотиса-плиоцена, к которой он отнесен. Также и по временному разрезу сейсмического профиля, пройденного вдоль юго-восточного борта Гурийского прогиба, опорный горизонт I довольно близко соотносится с подошвой мэотиса, вскрытой береговой скважиной Чолоки 3 (рис. 4, разрез 3).

Таким образом, выделенные отдельные участки отражающего горизонта I, набиравшиеся постепенно по ходу съемок Черноморской впадины с запада на восток, по завершении всех работ были еще раз пересмотрены и увязаны уже в обратном направлении от грузинского сектора моря на запад. При этом выяснилось, что на большей части глубоководной акватории горизонт I прослеживается уверенно и непрерывно по всем имеющимся сейсмическим профилям (рис. 9). На окраинах глубоководной впадины четкость и уверенность проведения опорного горизонта I уменьшается, так как он временами теряет непрерывность и выразительность записи. Тем не менее, по всем упомянутым шельфовым и береговым скважинам горизонт I приблизительно увязывается с границей мэотис-сармат, т.е. находится вблизи подошвы верхнего миоцена.

ОПОРНЫЙ ГОРИЗОНТ В (ПОДОШВА АНТРОПОГЕНА)

Отражающий горизонт В, выделенный в начале 60-х годов прошлого века на первых сейсмических профилях МОВ к югу от Крыма (Гончаров и др., 1972), он к 1975 году был прослежен почти до местоположения глубоководной скважины 380/380A DSDP, пробуренной в том же году.

По первоначальному расчленению разреза скважины подошва антропогена намечалась на глубине около 840 м под дном (Ross et al., 1975), что примерно соответствовало глубине залегания отражающего горизонта В. Однако при дальнейшей обработке кернов стратиграфический разрез скважины был пересмотрен. Основываясь на обильной, но эндемичной флоре диатомей, А.П. Жузе и В.В. Мухина определили подошву антропогена на глубине всего 660 м, а нижележащую толщу до глубины 840 м отнесли к плиоцену и понту (Геологическая история..., 1980; Jnitial Reports...,



Рис. 10. Карта распространения отражающих горизонтов В (подошва антропогена) и Б (внутри толщи антропогена) в Черноморской впадине.

1 – изолинии по подошве антропогена, км; 2 – области отсутствия или малой мощности отложений антропогена; 3 – зоны складчатых деформаций антропогена в прогибах; 4 – контур площади непрерывной корреляции отражающего горизонта В в глубоководной акватории; 5 – то же горизонта Б; 6 – бровка шельфа; 7 – линии сейсмических профилей, схематизированные временные разрезы которых приведены на рисунках 4 и 6; 8а – площадь, в пределах которой коррелированы временные разрезы сейсмических профилей, изображенные на рис. 5; 86 – часть восточного замыкания Черноморской впадины, изображенная на рис. 11.

1978). В 1978 году началась систематическая съемка глубоководной акватории, проводившаяся постепенно с запада на восток. Исполнители этих работ (Е.М. Хахалев и др.) приняли за основу новую разбивку разреза скважины 380/380А и выделили отражающий горизонт Б, плохо следившийся на временных разрезах в районе скважины, но примерно отвечавший вновь предположенной подошве антропогена.

После того, как вся глубоководная акватория была покрыта достаточно густой сетью сейсмических профилей ОГТ, опорный горизонт В коррелируется уверенно и непрерывно почти по всей ее площади (рис. 10). Отражающий горизонт Б тоже следится непрерывно, но на заметно меньшей площади; в частности, в районе скважины 380 DSDP записывается уже нечетко.

Для максимально точной увязки разреза скважины 380/380А с временными разрезами, ее местоположение было пересечено целым пучком профилей ОГТ (рис. 1), а также сейсмоакустических профилей, которые обладали высокой разрешающей способностью, но записывали разрез не глубже 1 с. На основании всех данных по литологии, измерениям скорости звука в керне и т.д., для района скважины была построена детальная кривая средних скоростей сейсмических волн. По этой кривой колонка скважины перестроена во временной масштаб и графически совмещена с временным разрезом (Горшков и др., 1993).

В литологическом разрезе скв. 380/380А имеется очень отчетливая граница, где толща различных илов, рыхлых глин, мергелей, озерного мела, изобилующая скелетами диатомовых водорослей, постепенно и медленно уплотняющаяся по мере погружения, на глубине 840 м под дном сменяется литифицированными тонкосланцеватыми черными глинами. Около этой резкой литологической границей находится ясно выраженный отражающий горизонт В, хорошо следящийся по всем профилям. В интервале глубин 864-883 м под глинами вскрыта оползневая брекчия, состоящая из обломков мергелей и известняков со строматолитами, сцементированных карбонатным, преимущественно доломитовым матриксом. А глубже до забоя вновь идут такие же темные литифицированные глины, чередующиеся с тонкослоистыми мергелями, известняками, доломитами.

Когда опорный горизонт В был закартирован по всей площади Черноморской впадины, обнаружились дополнительные признаки, указывающие на вероятную приуроченность его к подошве отложений антропогена. Так, на северо-западе горизонт В подстилает мощную толщу клиноформ, слагающих авандельту и подводные конуса выноса Дуная (рис. 6). Эта толща вероятнее всего начала формироваться лишь в антропогене, так как до конца плиоцена Дунай впадал в обширное Внешнекарпатское озеро (Онческу, 1960), в котором и отлагался весь или почти весь твердый его сток.



Рис. 11. Структурная карта восточного замыкания Черноморской впадины по отражающему горизонту В (подошва антропогена). Местоположение см. на рис. 1 и 10.

1 – изолинии поверхности отражающего горизонта В, км; 2 – надвиги (зубцы направлены в сторону надвинутого крыла); 3 – выходы на поверхность доантропогеновых отложений; 4 – бровка древнего (палеоцен – миоценового) склона впадины; 5 – бровка современного шельфа; 6 –линии и номера сейсмических профилей ОГТ; 7 – скважины.

Плиоценовые отложения в Предкарпатском прогибе очень мощные, в то время как антропогеновые уже весьма незначительны. Очевидно, что лишь с начала антропогена твердые выносы Дуная пошли транзитом в Черное море через полностью компенсированный плиоценовыми осадками Предкарпатский прогиб. Сходное положение занимает горизонт В и в районе Доно-Кубанской палеодельты. Здесь он тоже образует подошву мощной толщи клиноформ, слагающих крупный конус выноса, второй по величине в Черноморской впадине после Дунайского (Туголесов, 1994). В известной мере сходство заключается и в том, что Индоло-Ку-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 11 № 6 2003

банский прогиб, отличающийся большой мощностью верхнемиоценовых – плиоценовых отложений (Горшков и др., 1989), в начале антропогена также практически оказался компенсированным, и твердый сток палео-Кубани и частично палео-Дона пошел в Черноморскую впадину.

В Западной Грузии южная часть Колхидской впадины, интенсивно погружавшаяся в верхнем миоцене-плиоцене, продолжала опускаться и в антропогене. В скважине Малтаква 3 подошва антропогена вскрыта на глубине 1300 м, а скв. 89 в районе Супсинской антиклинали не вышла из антропогеновой толщи при глубине забоя более 1500 м. В акватории отражающий горизонт В вблизи грузинского побережья прослеживается не совсем точно (рис. 10), но все же по сетке сейсмопрофилей ОГТ, увязанных друг с другом, его удалось откартировать достаточно уверенно. Оказалось, что глубина залегания его в акватории близко соответствует положению подошвы антропогена в упомянутых береговых скважинах (рис. 11).

Непрерывное прослеживание отражающего горизонта Б от скв. 379 DSDP почти до самой скв. 380 (рис. 10) также указывает на то, что положение подошвы антропогена в разрезе скв. 380/380A, предложенное А.П. Жузе и В.В. Мухиной, завышено. Скв. 379 не вышла из антропогена. Между тем, в ее районе отражающий горизонт Б залегает вблизи ее забоя (рис. 4, разрез 1).

Здесь уместно напомнить, что расчленение разреза скважины 380/380А по А.П. Жузе и В.В. Мухиной не было строго обоснованным. Так, Д. Росс отметил, что по имеющимся палеонтологическим данным в настоящее время невозможно установить согласованную стратиграфию вскрытых толщ (Jnitial Reports.., 1978, р. 17). Г.И. Шрадер (там же, р. 850) и В.Н. Семененко (1984) считали, что эндемичные диатомеи, обнаруженные в кернах скважины, не дают основания для сколько-нибудь определенной стратиграфической разбивки ее разреза. Все это привело нас к заключению, что опорный отражающий горизонт В соответствует подошве антропогена. Этот вывод мы кратко обосновали в 1985 году (Туголесов и др., 1985).

Двумя годами позже были опубликованы результаты изучения нанопланктона из керна скважины 380/380А (Головина и др., 1987). Авторы этой работы отмечают, что нанопланктон является единственной зональной группой ископаемых в черноморских глубоководных осадках (поскольку планктонные фораминиферы в керне не найдены, а диатомеи оказались эндемичными). Однако в керне скв. 380/380А нанопланктон встречается более или менее постоянно лишь до глубины 480 м. Ниже обнаружен только в интервале 840–884 м и представлен монотиповой нанофлорой Braarudosphaera bigelowi.

Стратиграфического значения она не имеет (юра – антропоген), но определяет условия палеобассейна как морские, слабоопресненные. Диатомеи, содержащиеся в изобилии по всему интервалу керна от 660 м до 860 м, также фиксируют наличие солоноводных форм в нижней его части (глубже 840 м) и быструю смену их вверх по разрезу слабосолоноводными и пресноводными формами. При таком совпадении данных по диатомеям и нанопланктону, граница смены режима палео-"приобретает значение надежного бассейна репера для корреляции глубоководных осадков и наземных разрезов. Корреляция сводится к поиску в наземных разрезах уровней, отвечающих аналогичным существенным перестройкам в палеогеографии неогенового Восточного Паратетиса, и ограничивается двумя вариантами" (Головина и др., 1987, с. 43). Первый вариант подобной смены известен на суше в нижней части отложений понта. В частности, автохтонный солоноводный нанопланктон установлен этими авторами в разрезах понта Тамани и вблизи Одессы. Но, учитывая наши построения, они в качестве рабочей гипотезы указывают и второй возможный вариант корреляции. В неогеновой истории Понто-Каспия известен еще только один подобный рубеж смены морских условий осадконакопления на опресненные – это граница акчагыла и апшерона, и только один период формирования морских диатомей - акчагыл. При этом авторы отмечают, что почти все виды диатомей, обнаруженные в интервале керна 840-884 м, известны в акчагыле и более молодых отложениях Понто-Каспия (Головина и др., 1987).

Очевидно, что этот вариант совпадает с предложенной нами стратификацией горизонта В и является наиболее вероятным определением его возраста.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности строения Черноморской впадины, почти целиком лежащей в пределах глубоководной акватории, определили специфику изучения и стратиграфического расчленения выполняющей ее мощной осадочной толщи. Вследствие большой глубины моря основная информация о геологическом строении впадины получена в виде временных разрезов сейсмических профилей.

На суше стратиграфия осадочной толщи исследуется на горнопородном материале разрезов обнажений и буровых скважин. В глубоководной акватории Черного моря таких опорных разрезов нет. Зато непрерывность сейсмической записи позволяет гораздо подробнее определить особенности залегания толщ и проследить отдельные горизонты на большие расстояния.

Стратиграфическое расчленение осадочных образований Черноморской впадины выяснилось путем сопоставления временных разрезов между собой и с геологическими разрезами редких скважин, пробуренных на побережье и на различных участках шельфа. Уточнению корреляции опорных горизонтов способствовало выявление характерных особенностей строения осадочной толщи, таких, как подводные конуса выноса, складки нагнетания, специфические зоны выклинивания свит, связанные с палеосклонами глубоководных впадин и т.д.

В процессе этих сопоставлений установлено, что наиболее мощный и полный разрез кайнозойского осадочного выполнения впадины находится в глубоководной части моря. В ней зафиксированы и наиболее выдержанные, непрерывно прослеживаемые опорные отражающие горизонты. Это обстоятельство при дальнейших исследованиях периферийных акваторий Черного моря диктует необходимость прослеживания сейсмических горизонтов из абиссальной зоны на континентальный склон, а в некоторых случаях и на шельфы для уточнения стратиграфического расчленения разрезов кайнозойских отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гаркаленко И.А., Пустильников М.Р., Корсаков О.Д. и др. Результаты геолого-геофизических работ и направления дальнейших исследований на нефть и газ на акватории южных морей СССР // Обзор сер. XIII. Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1976. 59 с.

Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Туголесов Д.А. Альбом структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. Масштаб 1: 1 500 000 / Ред. Туголесов. Д.А. М.: ГУГК, 1989.

Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Туголесов Д.А. Пояснительная записка к альбому структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. Масштаб 1 : 1500000 / Ред. Туголесов Д.А. Геленджик: ГП НИПИокеангеофизика, 1993. 71 с.

Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. 202 с.

Головина Л.А., Музылев Н.Г., Ушакова М.Г. Нанопланктон и варианты стратиграфической интерпретации разреза скважины 380/380А в Черном море // Бюл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода. 1987. № 56. С. 36–44.

Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972. 158 с.

Дачев Хр., Станев В., Боков П. Результаты исследований болгарского сектора Черного моря и сопредельных районов суши // Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М.: Наука, 1989. С. 163–185.

Жижченко Б.П. Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей. М.: Недра, 1969. 373 с.

Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Туапсинский прогиб – впадина с автономной складчатостью // Геотектоника, 1998. № 5. С. 76–85.

Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А., Хахалев Е.М. Западно-Черноморская грязевулканическая провинция // Океанология. 1996. № 1. С. 119–127.

Онческу Н. Геология Румынской Народной республики. М.: Изд-во иностр. лит. 1960. 521 с.

Семененко В.Н. Плиоценовый отдел // Геология шельфа УССР. Стратиграфия. Киев: Наукова думка, 1984. С. 141–153.

Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины М.: Недра, 1985. 215 с.

Туголесов Д.А. Геоморфология склонов Черноморской впадины как поисковый критерий залежей углеводородов // Разведка и охрана недр. 1994. № 8. С. 10–13.

Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. Древние склоны Черноморской впадины и связанные с ними перерывы и несогласия // Geol. Balcanica. 1990. V. 20. № 1. С. 3–18.

Foos K.M., Manheim F. Geology of Bulgaria: a Rewiew // Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1975. V. 59. № 2. P. 303– 335.

Jnitial Reports of the Deap Sea Drilling Project. Leg 42. 1978. V. XLII, Pt. 2. 1244 p.

Mud volcanism in the Mediterranian and Black Seas and shallow structure of the Eratosthenes Seamont // UNESCO Reports in Marine Science. 64. UNESCO, 1994.

Ross D., Neprochnov J., Hsu T. et al. Glomar Challenger drills in Black Sea // Geotimes. 1975. V. 20. № 10. P. 23–28.

Рецензенты А.Е Шлезингер, Ю.Б. Гладенков

УДК 569.33:551.782.22(924.8)

МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ СРЕДНЕГО ПЛИОЦЕНА РУССКОЙ РАВНИНЫ

© 2003 г. А.К.Агаджанян

Палеонтологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 18.08.2001 г.

Материалы по мелким млекопитающим, накопленные за последние годы, позволяют выделить во временной последовательности плиоценовых сообществ Русской равнины самостоятельный фаунистический комплекс, которому дано название – урывский. В статье приведены данные по тафономии и структуре этого комплекса. Прослежены эволюционные преобразования сообществ урывского комплекса во времени. Показано, что они соответствуют 16 зоне П.Мейна и отвечают большей части среднего и низам верхнего плиоцена.

Ключевые слова. Средний плиоцен, мелкие млекопитающие, Русская равнина.

введение

В известной фундаментальной сводке "Четвертичная система" Э.А. Вангенгейм и В.С. Зажигин (1982) указывали на необходимость выделения урывского фаунистического комплекса, характеризующего "предхапровский" плиоценовый этап развития сообществ млекопитающих. Справедливость этого требования подробно аргументирована в цитированной работе.

В настоящее время выделение урывского комплекса стало особенно актуальным. Накопление большого фактического материала свидетельствует о значительном эволюционном разрыве между млекопитающими хапровских отложений Приазовья и млекопитающими более древнего молдавского комплекса. Значительные морфологические различия между млекопитающим хапровского и молдавского комплексами предполагали, что в стратиграфической схеме был пропущен значительный временной и важный палеогеографический этап. Это подтверждалось выделением на Кавказе и в Зап. Сибири промежуточных фаун: квабебской и кызыл-айгирской соответственно (Векуа, 1972; Габуния, 1986; Зажигин, Зыкин 1984; Зыкин, Зажигин, Присяжнюк, 1987). Кроме того, в старых схемах раннему плиоцену соответствовала одна зона П. Мейна, т.е. фаза развития фауны млекопитающих: MN 14, а позднему плиоцену – три зоны: MN 15, 16 и 17 (Агаджанян, 1986), что явно не соответствовало динамике преобразования фаун и заставляло сомневаться в справедливости существующей схемы.

Детальное изучение осадков между морскими толщами пьяченцо и калабрия подтвердило существование самостоятельного палеогеографического этапа, более древнего, чем калабрий и более молодого, чем пьяченций. Ему было дано название гелазий (Berggren et al., 1995; Cita et al., 1996). В соответствии с этим в пределах второй половины плиоцена было выделено не одно, а два подразделения: среднеплейстоценовый - пьяченций и позднеплейстоценовый – гелазий. Первый из них соответствует интервалу 3.6-2.6 млн. лет, второй – 2.6-1.85 млн. лет. Гелазийский ярус (N³₃gl) был утвержден в качестве верхнего яруса неогеновой системы: верхнего плиоцена (Постановления МСК ..., 1998). Стало необходимым выделение континентальных аналогов гелазия и пьяченция. На Русской платформе к осадкам финального плиоцена относят хапровские аллювиальные отложения Приазовья, ископаемые млекопитающие которых соответствуют второй половине среднего виллафранка. Верхняя граница существования хапровской фауны проводится на уровне 2.15 млн. лет (Вангенгейм, Певзнер, 2001). Вместе с тем, в бассейне Верхнего Дона известны серии террасовых отложений, содержащие фауну

серии террасовых отложений, содержащие фауну млекопитающих более архаичную, чем хапровская и более продвинутую, чем молдавская (Красненков, Агаджанян, 1976). Она приурочена к аллювиальным свитам, которые соответствуют палеомагнитной эпохе Гаусс и первой половине эпохи Матуяма и датируются средней частью плиоцена (Верхний плиоцен ..., 1985; Красненков и др., 1987). Фаунам этого времени предлагается дать название урывский комплекс. Костеносный горизонт местонахождения Урыв-1 расположен в очень полном и детально изученном разрезе. Рядом, в нескольких километрах расположен разрез Коротояк, который содержит фауны подобного типа. Это позволяет охарактеризовать основной этап развития урывской фауны, показать ее более древние и более поздние фазы, выявить ее связи с предшествующим, молдавским, и с последующим – хапровским s. st. комплексами. Указанные преимущества отвечают требованиям, которые сформулировал В.И. Громов (1948) к выделению фаунистических комплексов.

ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ СРЕДНЕГО ПЛИОЦЕНА В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕГО ДОНА

Правобережье Дона к югу от Воронежа имеет сложное геологическое строение. Береговые обрывы сложены здесь девонскими известняками, которые вниз по течению сменяются меловыми породами (Никитин, 1957). У сел Урыв, Семилуки, Коротояк они размыты притоками Дона. Эти "промоины" тянутся на несколько километров и заполнены молодыми осадками рек: Девица, Потудань, Тихая Сосна. В основании разрезов лежат аллювиальные толщи плиоцена и раннего плейстоцена, которые перекрыты донской мореной раннего неоплейстоцена и комплексом ископаемых лёссов и почв.

Местонахождения у с. Урыв. Один из наиборазрезов плиоцен-плейстоцена лее важных вскрывается у села Урыв Острогожского района Воронежской области. Впервые он был описан П.А. Никитиным (1957) в связи с находками богатой "семенной флоры" плиоцена. В 1963 г. Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградским было установлено присутствие остатков мелких млекопитающих в нижней аллювиальной пачке. Начиная с 1965 года, изучение разреза и геологии всего района проводилось под руководством Р. В. Красненкова (Верхний плиоцен ..., 1985). В 1965-1972 годах крупные палеонтологические сборы были выполнены И. М. Громовом из нижнего костеносного горизонта. С 1972 года в сборах мелких млекопитающих этого разреза принимал участие автор настоящей статьи. Им получены костные остатки из плиоценовых озерных глин - местонахождение Урыв-2, из аллювия Урыв-1, Урыв-3, Урыв-4, изучена морфология основных групп мелких млекопитающих (Агаджанян 1976, 1986).

Кайнозойские отложения у села Урыв прослеживаются на расстоянии 3 км вверх по Дону до прислонения их к коренным породам. На этом участке с юга от долины Потудани на север происходит постепенное уменьшение мощности лёссов и моренных отложений, а озерно-аллювиальные осадки замещаются красноцветными глинами субаэрального генезиса. Большинство костеносных горизонтов этого разреза связано с подморенными озерно-аллювиальными отложениями, которые обнажаются на небольшом участке протяженностью около 300 м выше паромной переправы. Общая мощность рыхлых осадков составляет 64 м (рис. 1). Сверху вниз в разрезе вскрываются:

Сл. 1. Суглинок легкий, пористый, черного цвета, ореховатой структуры. Гумусовый горизонт современной почвы. 0–0.8 м.

Сл. 2. Суглинок легкий, пористый, серого цвета, содержит карбонатные конкреции. В средней и нижней частях – три горизонта ископаемых почв. 0.8–14.0 м.

Сл. 3. Песок средне- и крупнозернистый, местами косослоистый, светло-желтого цвета. 14.0–14.9 м.

Сл. 4. Глина плотная, не слоистая, красно-коричневая в верхней части, темносерая в нижней части. Содержит обломки кристаллических пород. 14.9–31.6 м.

Сл. 5. Песок мелкозернистый горизонтально слоистый, серо-желтого цвета. Изредка встречаются раковины гастропод. 31.6–36.1 м.

Сл. 6. Переслаивание песков среднезернистых и суглинков серых с включением мелкого гравийного материала, который образует косослоистые линзы. Последние содержат остатки мелких млекопитающих. 36.1–37.4 м.

Сл. 7. Пески среднезернистые, горизонтально слоистые. В верхней части содержат косослоистые линзы, к которым приурочены окатыши серых глин, мелкая галька писчего мела, раковины гастропод, зубы и кости мелких млекопитающих. 37.4–44.3 м.

Сл. 8. Суглинок серый, опесчаненный, горизонтально слоистый. Содержит редкие раковины гастропод и кости мелких млекопитающих. 44.3–46.3 м.

Сл. 9. Песок серый, мелкозернистый. 46.3-47.7 м.

Сл. 10. Глины плотные, серо-коричневые до черных, иногда заметна горизонтальная слоистость, местами обогащены спрессованными и лигнитизированными растительными остатками. По всему слою глины содержат раковины гастропод, зубы и кости грызунов. Книзу количество растительных остатков увеличивается, образуя сплошной горизонт спрессованной торфяной массы мощностью до 30 см. По всему слою отмечены кристаллы и друзы гипса. По контакту с нижележащим слоем – тонкий горизонт среднезернистого песка. 47.7–49.1 м.

Сл. 11. Суглинок плотный, серый, в нижней части заметна тонкая горизонтальная слоистость. В верхней и средней частях – многочисленные карбонатные конкреции, диаметром до 10–15 см. В нижней части сильно опесчаненный, горизонтальнослоистый. 49.1–51.9 м.

Сл. 12. Песок мелкозернистый горизонтальнослоистый, от ярко-желтого до оранжевого цвета. В нижней части средне- и крупнозернистый, желтого цвета, косослоистый. Слоистость подчеркнута тонкими прослойками серых глин, глинистыми окатышами, гравийным материалом меловых пород, раковинами гастропод. Косослоистые пачки содержат фосфоритовые конкреции, переотложенные зубы акул, зубы и кости мелких млекопитающих. Нижняя граница слоя неровная, со следами размыва нижележащего слоя, хорошо выдержана по простиранию, подчеркнута линзочками гравия. 51.9–57.9 м.

Сл. 13. Песок среднезернистый, горизонтальнослоистый, почти белый в верхней части, серо-зеленый, содержит зубы акул. Уходит под урез Дона. 57.9–63.8 м.

В приведенном описании слои 1 и 2 – субаэральные отложениям позднего плейстоцена;

№ 6

2003



Рис. 1. Строение плиоцен-плейстоценовых отложений у с. Урыв Воронежской области.

1 – лёсс; 2 – гумусовые горизонты современной и ископаемых почв; 3 – глины и суглинки донской морены; 4 – глины горизонтально слоистые; 5 – суглинки горизонтально слоистые с прослойками песка; 6 – глины плотные гумусированные; 7 – пески аллювиальные плиоцен-плейстоценовые; 8 – пески морские, мелового возраста; 9 – галька, гравий; 10 – карбонатные конкреции; 11 – прослои растительной органики; 12 – раковины двустворчатых моллюсков; 13 – раковины гастропод; 14 – остатки мелких млекопитающих; 15 – семена и листья растений; 16 – пески горизонтально слоистые; 17 – пески косослоистые; 18 – характер косой слоистости; 19 – положение и название костеносных горизонтов, Р – положение и номера расчисток.

Возрастная индексация слоев дана по Р.В. Красненкову и др. (1987).

слой 4 – донская морена; слои 5–9 аллювиальные осадки раннего плейстоцена; слои 10–12 плиоценовые субаквальные отложения со следами почвообразования в слое 11.

Местонахождение Урыв-1 соответствует слою 12. Обогащенность отложений ископаемыми остатками слабая. Сохранность их плохая. Зубы и кости окрашены в светлые (желтый, светло-коричневый) тона. У многих зубов полевок разрушен дентин, эмалевые петли имеют в середине воронкообразные углубления. Корни, как правило, обломаны. Много эмалевых сколов мелких резцов. Нижних челюстей не найдено. Верхнечелюстные кости – единичны. Часть обломков рассыпается в яркоохристый порошок. Очень немного костей рыб, одиночные косточки лягушек и обломки щитков черепах. Всего из местонахождения Урыв-1 обработано более тысячи костных остатков; состав ориктоценоза приведен в таблице 1.

Характерным для этой фауны является наличие зайцеобразных и обилие корнезубых полевок родов Promimomys и Mimomys. Хомяки представлены своеобразной формой, которая близка современному крысовидному хомяку Приханкайской низменности и Сихотэ-Алиня.

При анализе зубов полевок Promimomys и Mimomys обращает на себя внимание преобладание форм без наружного цемента. Лишь моляры Mimomys hajnackenais Fejfar имеют небольшие отложения цемента во входящих углах. По строению жевательной поверхности M_1 и M^3 , по степени развития дентиновых траков и по количеству корней моляров полевка Mimomys hajnackensis Fejfar из Урыва-1 близка типовой популяции из Хайначки (Fejfar, 1961a, 1961b, 1964). Кроме того, она напоминает Mimomys cappettai, из местонахождения Баляру II во Франции (Michaux, 1971).

Более половины в сборах из Урыва-1 составляют зубы небольших бесцементных полевок, имеющих по две марки на М³. Они разделяются на две формы: более крупную Promimomys (Cseria) gracilis Kretzoi и более мелкую – Promimomys (Cseria) baschkirica Suchov. Первая из них очень похожа на полевку, описанную как Mimomys stehlini Kormos из местонахождений Сет, Ним во Франции и Эскурихуэла в Испании (Michaux, 1971). Мелкая форма более всего соответствует "Mimomys" (Cseria) baschkirica Suchov, из виллафранкских фаун Башкирии (Сухов, 1970, 1972). Для них характерны хорошо развитые дентиновые траки и раннее исчезновение марок в онтогенезе. По видовому составу мелких млекопитающих местонахождение Урыв-1 соответствует одному из этапов среднего плиоцена. Это хорошо согласуется с данными по геологическому строении древних аллювиальных отложений Верхнего Дона (Холмовой, 1966; Красненков, 1967, 1968; Красненков и др., 1987). Фауна Урыв-1 по эволюционТаблица 1. Таксономический состав фауны мелких млекопитающих местонахождения Урыв-1

Insectivora	Кол-во	%
Talpa sp.	1	0.08
Megalia sp.	1	0.08
Soriculus sp.	1	0.08
Lagomorpha		
Proochotona ex gr. eximia-gigas	7	0.56
Pliolagus brachignatus Kormos	155	12.38
Rodentia		
Myomimus sp.	1	0.08
Cricetulus (Tcherskia) sp.	68	5.43
Pliomys cf. ucrainicus Topacevski et Scoric	4	0.32
Villanyia veterior Kretzoi	6	0.48
Promimomys gracilis Kretzoi	35	2.80
Promimomys baschkirica Suchov	32	2.56
Mimomys ex gr. hajnackensis Fejfar	48	3.83
Mimomys minor Fejfar	62	4.95
Mimomys sp.	746	59.58
Trogontherium minus Newton	4	0.32
Nannospalax odessanus Topacevski	81	6.47
Bcero	1252	100.00

ному уровню полевок, входящих в ее состав, близка фауне среднего костеносного горизонта отложений IX террасы Днестра у с. Котловина в Молдавии (Топачевский, Несин, 1989).

Более древней выглядит фауна из местонахождения Этулия в Молдавии, так как в ней практически еще отсутствуют цементные формы полевок (Шевченко, 1965). Близкими по возрасту, но более древними являются фауны Венже в Польше (Kowalski, 1960b; Sulimski, 1964), Сет, Ним, Балару во Франции (Michaux, 1971; Chaline et Michaux, 1966, 1969).

Плотные темно-коричневые глины слоя 10 являются костеносным горизонтом Урыв-2. Остатки млекопитающих этого слоя имеют совершенно иную сохранность, по сравнению с материалом Урыва-1. Вещество костей темно-коричневого цвета, иногда с фиолетовым оттенком. Эмаль зубов варьирует от темно-синего до голубого. Зубы без заметных повреждений, корни не обломаны, на молодых зубах хорошо видна зона роста в основании коронки, довольно часто встречаются фрагменты нижних челюстей и обломка черепов полевок. Обычны челюсти и зубы насекомоядных, встречаются кости птиц и рыб, скорлупа птичьих яиц. Все это свидетельствует о том, что накопление остатков млекопитающих происходило в условиях застойного водоема при слабой

Таблица 2.	Таксономический состав фауны мелких мле-	-
копитающ	их местонахождения Урыв-2	

Insectivora	Кол-во	%
Desmana cf. senseyi Kormos	5	0.35
Desmana nehringi Kormos	26	1.84
Talpa ex gr. minor Freudenthal	5	0.35
Blarinoides cf. marinae Sulimski	19	1.35
Beremendia fissidens (Petenyi)	21	1.49
Sorex ex gr. runtonensis Newton	40	2.84
Sorex aff. drepanosorex sp.	2	0.14
Sorex sp. A	11	0.78
Sorex sp. B	2	0.14
Sorex cf. minutus L.	2	0.14
Sorex sp. indet.	14	0.99
Lagomorpha		
Ochotona sp.	6	0.43
Pliolagus cf. brachignatus Kormos	47	3.33
Rodentia		
Dryomys sp.	3	0.21
Apodemus ex gr. primaevus-jeanteti	5	0.35
Cricetulus (Tcherskia) cf. triton Winston	1	0.07
Baranomys lozyci Kormos	10	0.71
Stachomys igrom Agadjanian	9	0.64
Villanyia exilis Kretzoi	5	0.35
Promimomys (Cseria) gracilis Kretzoi	15	1.06
Promimomys (Cseria) baschkirica Suchov	31	2.20
Promimomys sp.	96	6.81
Mimomys ex gr. polonicus Kowalski	175	12.41
Mimomys aff. hintoni Fejfar	46	3.26
Mimomys pliocaenicus minor Fejfar	11	0.78
Mimomys sp.	801	56.81
Trogontherium sp.	1	0.07
Carnivora		
Mustelidae indet.	1	0.07
Всего	1410	100

аэрации и, следовательно, при полном отсутствии течения. Такой режим захоронения костных остатков соответствует фациальному облику вмещающих пород – аллювиально-озерным глинам с линзами торфа. Сохранность костного материала и генезис толщи предполагают отсутствие переноса остатков млекопитающих при формировании тафоценоза. Многолетние наблюдения показывает, что кости в глинах Урыва-2 расположены неравномерно. По простиранию слоя они концентрируются отдельными "гнездами", в каждом из которых собраны кости одной или нескольких особей. При этом расположение материала напоминает рассыпавшиеся погадки птиц. Вероятно, именно птицы были основным агентом, поставлявшим остатки мелких млекопитающих. По-видимому, во время существования пойменных озер по их берегам и на воде в зарослях тростника существовали колонии чаек, цапель, гнездились хищные птицы. Объектом их охоты были амфибии, рептилии, мелкие млекопитающие. Ими взрослые птицы кормили и своих птенцов. Косвенно это подтверждается наличием костей рыб, лягушек и птиц в захоронении.

Состав ориктоценоза Урыв-2 приведен в таблице 2. Облик данного сообщества определяют корнезубые полевки Promimomys и Mimomys, остатки которых составляют в захоронении более 84%. Причем, в Урыве-2 преобладают остатки цементных Mimomys – 1033 экз. (73.26%), в то время как количество Promimomys - 142 экз. (10.07%) приблизительно в 7 раз меньше. Отличительной особенностью сообщества является малочисленность зайцеобразных – 53 экз. (3.9%); присутствие лесных форм: сонь, мышей, крысовидного хомячка; обилие насекомоядных 147 экз. (более 10%). Среди последних примечательна высокая численность и видовое разнообразие землероек рода Sorex. присутствие в заметном количестве крупных землероек Blarinoides и Beremendia, довольно большое количество выхухоли.

Анализ морфологии полевок Урыв-2 позволяет уточнить их эволюционный уровень. Так, Міmomys ex gr. polonicus занимает промежуточное положение между M. hajnackensis Урыва-1 и M. polonicus из Рембелиц Крулевских (Kowalski, 1960а) и скорее близок последним. Mimomys aff. hintoni близок этому виду из селетинской свиты Зап. Сибири (Зажигин, 1980; Зажигин, Зыкин 1984; Зыкин, Зажигин, Присяжнюк, 1987) M.pliocaenicus minor из Урыва-2 по характеристике моляров напоминает M. pliocaenicus minor из Хайначки и Береговой и более архаичен, чем М. pliocaenicus, описанный из отложении Норвич Крага в Норфолке и "Шелл крага" в Ист Рантоне, а также из Кадзельни, Ливенцовки, Подпуска, Лебяжьего, Кизихи. Promimomys gracilis обладает наиболее прогрессивными чертами по сравнению с более древними популяциями. Promimomys baschkirica эволюционно более продвинут, чем эта группа из Урыва-1. Stachomys igrom отличается крупными размерами и большим сходством с современными Prometheomys по сравнению со Stachomys trilobodon из польского местонахождения Венже (Kowalski, 1960b; Агаджанян, 1993).

В целом мелкие млекопитающие Урыва-2 принадлежат поздним фаунам урывского комплекса и наиболее точно сопоставляются с фаунами Аккулаева и Рембелиц Крулевских. Состав сообщества свидетельствует об открытых лесостепных ландшафтах со значительным участием широколиственных лесов в период формирования танатоценоза, о наличии околоводных биотопов в условиях теплого климата.

Местонахождения у с. Коротояк. В 10 км от с. Урыв ниже по течению, на правом берегу Дона, на юго-восточной окраине с. Коротояк Острогожского района Воронежской области расположена другая серия разрезов. Они были открыты Р.В. Красненковым в 1974 г. и изучалась им более 15 лет при участии автора (Верхний плиоцен ..., 1985). По оврагам в серии расчисток вскрывается строение коренного берега, который сложен аллювиальными свитами Дона и его правого притока р. Тихая Сосна, древними ископаемыми почвами, толщей донской морены, надморенными лессами и ископаемыми почвами. Детальное строение разреза и соотношение расчисток было опубликовано ранее (Агаджанян, Глушанкова, 1988; Iosifova, Semenov, 1998). Здесь приведено лишь их краткое описание. Расчистки № 1 и № 2, расположенные в верховье оврага, вскрывают верхнюю часть разреза:

Сл. 1. Современная почва. 0-1.2 м.

Сл. 2. Лёссовидный суглинок, буровато-темнопалевый, пористый, не слоистый, карбонатные конкреции, псевдомицелий; контакт по неровной границе. 1.2–1.7 м.

Сл. 3. Ископаемая почва І. 1.7-2.2 м.

Сл. 4. Лёссовидный суглинок, темнопалевый с сизоватым оттенком, пористый, неслоистый, обилие карбонатного материала в мицелярной форме; редкие звездочки гидроокислов железа и марганца, 2.2–3.55 м.

Сл.5. Ископаемая почва II. 3.55-4.25 м.

Сл.6. Суглинок серовато-темнопалевый с пятнами слабого ожелезнения и единичными примазками гидроокислов марганца, пористый, карбонатный, контакт по неровной границе. 4.25–4.75 м.

Сл. 7. Ископаемая почва III. 4.75-7.55 м.

Сл. 8. Переслаивание суглинка серовато-бурого, серовато-охристого и песка тонкозернистого, интенсивное ожелезнение, к подошве слоя степень ожелезнения несколько меньше, нижний контакт постепенный. 6.30–7.55 м.

Сл. 9. Ископаемая почва IV. 7.55-8.5 м

Сл. 10. Песок грубозернистый, разнозернистый, белесовато-желтый, охристый; горизонтально- и косослоистый с обломками коренных пород, глиняные окатыши, на глубине 8.9 м раковины гастропод, кости мелких млекопитающих, нижняя граница ровная (местонахождение Коротояк-4). 8.5–9.05 м.

Сл. 11. Суглинок, темноохристый, желтовато-зеленый, сизовато-серый, желтовато-светлокоричневый. На гл. 10.0 м – прослой сильно выветрелых обломков гранитов и песчаников; интенсивное ожелезнение по верхнему и нижнему контактам; встречаются прослои, обогащенные карбонатным материалам; в интервале глубин 12.24–14.5 м отложения оглеены и сильно ожелезнены, редкие включения окатышей меловых пород; нижний контакт по ровной границе (Донская морена). 9.05–14.50 м. Сл. 12. Переслаивание суглинка темно-серого и мелкозернистого песка белесовато-желтого, интенсивное ожелезнение. 14.5–15.65 м.

Строение морены и подморенных отложений с наиболее полно представлено в средней части оврага в расчистке 7, сверху внизу:

Сл. 1. Современная почва. 0-1.1 м.

Сл. 2. Суглинок, глина с включением тонкозернистого песка, серовато-бурого до коричневого и темнокоричневого с сизоватым оттенком с редкими валунами местных и кристаллических пород; обилие карбонатного материала, интенсивное ожелезнение, нижний контакт по ровной границе (Донская морена). 1.1–4 м.

Сл. 3. Песок тонкозернистый, охристо-желтый, горизонтально-косослоистый; книзу интервала – переслаивание серовато-желтых песчаных и суглинистых разностей в горизонтальном залегании; в интервале глубин 6.0–7.1 м – редкие раковины наземных гастропод, кости мелких млекопитающих (местонахождение Коротояк-3). 4.8–8.6 м.

В устье оврага в расчистке 8 наиболее полно вскрывается основание разреза, сверху – вниз описаны:

Сл. 1. Песок светло-коричневый, горизонтальнослоистый с включением мелкой гальки карбонатных пород, раковины пресноводных гастропод, кости мелких млекопитающих (местонахождение Коротояк-2). 0.0–5.8 м.

Сл. 2. Подморенная ископаемая почва I, представленная гумусовым горизонтом, интенсивно прокрашенным органическим веществом. 5.8–6.0 м.

Сл. 3. Суглинок сизый, обилие гальки меловых пород и остатков раковин моллюсков, 6.0–6.7 м.

Сл. 4. Подморенная ископаемая почва II. 6.7-7.2 м.

Сл. 5. Песок мелкозернистый, светло-коричневый, горизонтальнослоистый. 7.2–10.4 м.

Сл. 6. Супесь, песок средне- и тонкозернистый, светло-коричневый, серовато-желтый, серый, серовато-зеленый; горизонтально-косослоистый, раковины гастропод и унионид; в интервале 10.8–11.3 м – обломки костей крупных и мелких млекопитающих; обилие хорошо окатанной гальки меловых пород, линзы песка косослоистого; большая часть остатков мелких млекопитающих получена из интервала 11.3–11.6 м (местонахождение Коротояк-1). 10.4–12.2 м.

Как показывает описание, в основании разреза Коротояк лежат две толщи аллювиальных песков, относящиеся к коротоякской свите и нижнеурывской подсвите (рис. 2). Коротоякская свита завершается пойменными суглинками с двумя ископаемыми почвами (слои 2 и 4 в расчистке 8). Обе аллювиальные свиты содержат остатки мелких млекопитающих: костеносные горизонты Коротояк-1 и Коротояк-2. Над ними залегает аллювий верхнеурывской подсвиты мощностью до 3 м с остатками мелких млекопитающих – костеносный горизонт Коротяк-2а. Нижняя часть этого аллювия характеризуется прямой полярностью, которая трактуется как палеомагнитный эпизод Реюньон 1 (Iosifova, Semenov, 1998). Верх-





Рис. 2. Строение плиоцен-плейстоценовых отложений у с. Коротояк Воронежской области. Усл. обозначения см. на рис. 1. Возрастная индексация слоев дана по Р.В. Красненкову и др. (1987).

неурывская подсвита перекрыта осадками тихососновской свиты, из которых также получены фрагментарные остатки мелких млекопитающих позднего плиоцена: костеносный горизонт Коротояк-2b. Тихососновская свита характеризуется обратной полярностью (Iosifova, Semenov, 1998). Кроме того, в этом разрезе известны еще два более молодых костеносных горизонта, содержащие таманскую и тираспольскую фауны: Коротояк-3 и Коротояк-4. Положение костеносных горизонтов показано на рис. 2.

Таксономический состав костеносного горизонта Коротояк-1 приведен в таблице 3. Для фауны Коротояка-1 характерно обилие зайцев рода Pliolagus. Насекомоядные менее многочисленны, но очень специфичны. Выхухоль по своим размерам хорошо сопоставляется с Desmana thermalis Kormos, которая характерна для второй половины плиоцена. Крот наиболее точно соответствует плиоценовому Talpa csarnotani Kretzoi. Присутствует крупная землеройка Blarinoides sp. Среди грызунов преобладают полевки Promimomys. Основной вид Promimomys gracilis Kretzoi отличается слабой гипсодонтией, низкими траками, глубоким залеганием марок на M₁ и M³. Архаичный облик имеет Promimomys baschkirica Suchov. Примитивными признаками отличаются полевки другой филетической ветви: Mimomys ex gr. hajnackensis Feifar. Они имеют менее гипсодонтные моляры, слабее развитые дентиновые траки, позднее замыкающиеся и дольше сохраняющиеся марки на М₁ и, особенно, на М³ по сравнению с полевками этой группы из местонахождений Урыв-1, Коротояк-2, Аккулаево, Рембелице Крулевски (Сухов, 1970; Kowalski, 1960а). Довольно многочисленная Pliomys ucrainicus из Коротояк-1 по своим морфологическим признакам очень близка полевкам древнейшей популяции этого вида Pliomys ucrainicus topacevski Nesin и из среднего слоя Котловины (Несин, 1983).

Сообщество мелких млекопитающих Коротояк-1 наиболее точно сопоставляется с фауной среднего горизонта Котловины на Украине и, возможно, Сан-Гюсто в Италии (Топачевский, Несин, 1989; Masini, Torre, 1987).

Таксономический состав костеносного горизонта Коротояк-2 приведен в таблице 4. Облик этой фауны определяют полевки. В противоположность более древним местонахождениям Дона, количество зайцеобразных мало и составляет лишь 6%. Среди доминантов наибольшей численности достигает полевка Promimomys gracilis Kretzoi, которая в целом по своей морфологии близка популяциям этого вида из Коротояка-1 и Урыв-1. Однако у P. gracilis из Коротояка-2 больше среднее значение высоты коронки, сильнее развиты дентиновые траки, рано исчезает марка на M₁. Особенно контрастны эти различия при сравнении с полевками из Коротояка-1. Содоминант, крупная Mimomys hajnackensis Fejfar, по уровню гипсодонтии и степени развития траков близка номинативной популяции из Хайначки (Fejfar, 1961). Она хорошо сопоставляется с M. polonicus из отложений селетинской свиты бассейна Иртыша, имеет более прогрессивные облик, чем М. hajnackensis из Коротояка-1, архаичнее M. polonicus из Аронделли (Зажигин, 1980; Зажигин, Зыкин 1984, Зыкин, Зажигин, Присяжнюк, 1987; Fejfar, Heinrich, 1983). Значительно более прогрессивны популяции M. polonicus из Ливенцовки, Рембелиц Крулевских и Перрье-Этуер (Александрова, 1976; Kowalski, 1960; Chaline, 1974). Другая группа, достигающая довольно высокой численТаблица 3. Таксономический состав фауны мелких млекопитающих местонахождения Коротояк-1

Insectivora	Кол-во	%
Blarinoides sp.	2	0.41
Desmana thermalis Kormos	19	3.85
Talpa csarnotani Kretzoi	4	0.81
Erinaceus sp.	1	0.20
Lagomorpha		
Proochotona ex gr. gigas Arg. et Pidopl.	4	0.81
Ochotonoides danubicus Topacevski	3	0.61
Ochotonidae gen.	7	1.42
Pliolagus brachignatus Kormos	106	21.50
Rodentia		
Apodemus ex gr. silvaticus L.	2	0.41
Cricetulus (Tcherskia) sp.	20	4.06
Baranomys lozyci Kormos	3	0.61
Pliomys ucrainicus topacevski Nesin	41	8.32
Villanyia veterior Kretzoi	2	0.41
Promimomys gracilis Kretzoi	39	7.91
Promimomys baschkirica Suchov	17	3.45
Mimomys ex gr. hajnackensis Fejfar	6	1.22
Mimomys cf. hintoni Fejfar	12	2.43
Promimomys sp.– Mimomys sp.	171	34.69
Trogontherium sp.	16	3.25
Nannospalax odessanus Topacevski	18	3.65
Bcero	493	100.00

ности в местонахождении Коротояк-2, полевки рода Villaniya. Мелкая Villanyia veterior Kretzoi очень напоминает Villanyia steclovi Zazhigin из отложений селетинской свиты Зап. Сибири (Зажигин, 1980), отличаясь, однако, более развитыми траками. V. exilis из Ливенцовского карьера имеет более крупные размеры, по сравнению с мелкими Villanyia из Коротояка-2, слабее развитый мимомисный выступ на M₁ и сильнее развитые траки, что свидетельствует о более продвинутом эволюционном уровне. Уникальными являются сони Коротояка-2. Они имеют примитивное строение зубов, близкое Dryomys и Myomimus, однако отличаются более крупными размерами от известных видов названных родов. Среди насекомоядных присутствует землеройка Beremendia sp., имеющая очень крупные размеры. Таким образом, большинство компонентов фауны Коротояк-2 характерно для среднего плиоцена. Это сообщество несомненно моложе фауны Коротояк-1, нижних слоев Котловины и осадков селетинской свиты бассейна Иртыша. Ему близки такие местонахождения, как Урыв-1, Хайначка, Арондел-

Insectivora	Кол-во	%
Beremendia sp.	2	1.36
Desmana thermalis Kormos	4	2.72
Talpa sp.	1	0.68
Lagomorpha		
Pliolagus sp.	16	10.88
Rodentia		
Myomimus sp.	3	2.04
Dryomys sp.	3	2.04
Apodemus sp.	2	1.36
Cricetulus (Tcherskia) sp.	20	13.61
Pliomys ucrainicus Topacevski et Scoiric	6	4.08
Villanyia veterior Kretzoi	9	6.12
Villanyia petenyii (Mehely)	14	9.52
Promimomys ex gr. gracilis Kretzoi	15	10.20
Mimomys hajnackensis Fejfar	12	8.16
Mimomys-Promimomys sp.	31	21.09
Nannospalax odessanus Topacevski	9	6.12
Bcero	147	100.00

Таблица 4. Таксономический состав фауны мелких млекопитающих местонахождения Коротояк-2

ли и др. Вместе с тем, фауна Коротояк-2 явно древнее Урыва-2, Рембелиц Кролевских, Перрье-Этуер и др.

Третий костеносный горизонт: Коротояк-2а приурочен к верхней пачке верхнеурывской подсвиты (селявновская толща). Сбор палеонтологического материала был проведен здесь Р.В. Красненковым. Костные остатки имеют очень хорошую сохранность: получены целые фрагменты челюстей насекомоядных, полевок и др. Цемент во входящих углах моляров не имеет следов разрушения, корни зубов целы, следов окатанности не отмечено. Кости окрашены в однородный коричневый и темно-коричневый цвет. Их сохранность позволяет предполагать, что формирование тафоценоза проходило при минимальном пематериала. Таксономический реотложении состав костеносного горизонта Коротояк-2а приведен в таблице 5. В составе этой фауны Коротояк-2а много насекомоядных, численность которых достигает 12%. Среди них: мелкий еж, крот, землеройки родов Drepanosorex, Beremendia, Blarinoides, мелкие выхухоли. Высока численность зайца Pliolagus brachygnathus и пищухи до 10%. В составе фауны присутствуют: летяга, соня, лесные мыши, эндемик бассейна Дона Stachomys igrom. Основной фон ориктоценоза Коротояк-2а составляют древние корнезубые полевки, их численность достигает 64%. Преобладают среди них малоцементные и цементные формы, их количество в три раза больше, чем бесцементных полевок рода Promimomys. Не вызывает сомнений принадлежность сообщества Коротояк-2а поздним фаунам урывского комплекса. Полевки рода Villanyia по высоте траков более продвинуты, чем те же полевки из местонахождения Урыв-2, однако эти различия не велики. Заметны различия и между представителями группы Promimomys (Cseria) baschkirica Suchov из M₁ замыкается и исчезает в онтогенезе раньше, т.е. они эволюционно более продвинуты, чем те же полевки из Урыва-2.

Фауна Коротояк-2а по уровню развития полевок, входящих в ее состав, несколько древнее парастратотипа хапровской фауны: нижней толщи Ливенцовского разреза. Она очень близка фауне Урыва-2 на Дону и Рембелиц Кролевских в Польше.

ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ СРЕДНЕГО ПЛИОЦЕНА В БАССЕЙНЕ ВОЛГИ

Местонахождение у г. Апастово. Ближайший регион, на территории которого известны местонахождения фауны урывского типа, находится в бассейне Средней Волги. Одно из них расположено у г. Апастово в Татарстане, в карьере по добыче керамзитовых глин. Остатки мелких млекопитающих впервые были собраны здесь О.Е. Чумаковым в 1987 г. Массовые сборы костей проведены позднее автором настоящей статьи. Апастовский карьер расположен на водораздельной поверхности по правому борту долины р. Свияги (рис. 3). Общая протяженность выработки около 200 м, глубина – более 20 м. Все толщи наклонены с юго-востока (от водораздела) на северо-запад к долине Свияги. В северном забое вскрывается следующее строение осадков сверху вниз (расчистка А-1):

Сл. 1. Суглинок и глина пестро окрашенные; линзы и прослои серых плотных суглинков чередуются с комьями и линзами черных глин и песка. Современный карьерный делювий. 0–0.3 м.

Сл. 2. Суглинок темно-серый, почти черный, оскольчатый; по плоскостям растрескивания – пленки ожелезнения, Нижняя граница постепенная. Современная почва. 0.3-0.7 м.

Сл. 3. Глина серая, плотная, оскольчатая, книзу светлеет. По всей толще встречаются белесые горизонтальные прослойки карбонатов и рыжие слойки ожелезнения. В нижней части появляется тонкая горизонтальная слоистость, подчеркнутая мелкозернистым песком. Нижняя граница резкая. 0.7–1.45 м.

Сл. 4. Пески мелкозернистые в верхней части, пестро окрашенные благодаря чередованию слойков светло-коричневых и серых. Последние содержат большое количество мелких растительных остатков. По всему слою встречаются обломки раковин пресно-
водных гастропод. Книзу слоя пески становятся грубозернистыми, косослоистыми. Они содержат раковины гастропод и крупных унионид, ожелезненные конкреции и небольшие обломки древесины. К базальной части слоя приурочены кости рыб, крупных и мелких млекопитающих. Нижняя граница волнистая, очень резкая, подчеркнута ожелезнением. Кумурлинский горизонт (N₂a₁ km). 1.45–2.5 м.

Сл. 5. Глина плотная серая с голубоватым оттенком. По всей толще встречаются редкие горизонты ожелезненных конкреций (Ø1–5 см). По всему слою рассеяны раковины мелких пресноводных гастропод. Нижняя граница постепенная, но хорошо выдержана по простиранию. 2.5–4.15 м.

II – III чебеньковский горизонт ($N_2 k_{1-3}$ tsh II–III).

Сл. 6. Глина серая с коричневым оттенком, оскольчатая, слабо выражена горизонтальная слоистость. Несколько горизонтов ожелезненных конкреций (Ø10–15 см). Нижняя граница постепенная. 4.15–5.2 м.

Сл. 7. Алеврит, глины плотные темно-серые со слабым зеленоватым (табачным) оттенком. Местами выражена тонкая горизонтальная слоистость. Осадок напоминает листоватый мергель. Отдельные слойки подчеркнуты растительными остатками и раковинами мелких гастропод. Нижняя граница постепенная. 2.5– 6.3 м.

Сл. 8. Глина темно-серая с коричневым оттенком, плотная, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью. По плоскостям растрескивания хорошо выражено ожелезнение. Нижняя граница постепенная. 6.3-6.7 м.

Сл. 9. Глина темно-серая, почти черная, влажная. При подсыхании видна тонкая горизонтальная слоистость. Видимая мощность 6.7–7.0 м.

Основным костеносным горизонтом являются пески слоя 4, которые относятся к кумурлинскому горизонту (Яхимович и др., 1997). Они с размывом лежат на основной толще плотных серых глин, фациальный облик которых варьирует по вертикали. В юго-восточной части карьера глубина залегания подошвы аллювиальной свиты и, следовательно, костеносного горизонта – 1.5 м, в северо-западной 6-7 м. Мощность собственно костеносного горизонта колеблется от 0.2 до 0.6 м. В расчистках А-4 и А-2, расположенных ближе к водоразделу (юго-восточный забой) материал костеносного слоя менее грубый, более алевритистый. Здесь реже встречаются обломки древесины и крупных раковин двустворок. Зато он набит раковинами мелких гастропод. Кости мелких млекопитающих здесь лучшей сохранности, хотя остатки крупных животных: зайцев, бобров встречаются реже. По данным В.Л. Яхимович и др. (1997) кумурлинские пески в разрезе Апастово характеризуются прямой намагниченностью с интервалом обратной полярности в нижней части слоя, который указанными авторами сопоставляется с эпизодом Каэна эпохи Гаусс.

Костные остатки из базальной части слоя 4 пестро окрашены. Они имеют преимущественно темно-коричневый цвет, хотя некоторые значи-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ то

Таблица 5. Таксономический состав фауны мелких млекопитающих местонахождения Коротояк-2a

Insectivora	Кол-во	%
Erinaceus sp.	1	0.18
Talpa sp.	4	0.73
Desmana aff. termalis Kormos	18	3.29
Petenyia hungarica Kormos	6	1.10
Beremendia fissidents (Petenyi)	10	1.83
Blarinoides marinae Sulimski	12	2.19
Drepanosorex sp.	2	0.37
Soricini indet.	12	2.19
Lagomorpha		
Ochotona sp.	3	0.55
Pliolagus brachignatus (Kormos)	52	9.51
Rodentia		
Pliopetaurista sp.	1	0.18
Myomimus sp.	1	0.18
Apodemus ex gr. silvaticus L.	3	0.55
Apodemus sp.	2	0.37
Allocricetus sp.	19	3.47
Cricetulus sp.	6	1.10
Stachomys igrom Agadjanian	19	3.47
Villanyia exilis Kretzoi	3	0.55
Promimomys (Cseria)baschkirica Suchov	32	5.85
Mimomys altenburgensis Rabeder	20	3.66
Mimomys polonicus Kowalski	47	8.59
Mimomys hintoni Fejfar	16	2.93
Promimomys aut Mimomys	213	38.94
Nannospalax odessanus Topacevski	40	7.31
Castoridae gen. indet.	3	0.55
Carnivora		
Mustela sp.	2	0.37
Всего	547	100.00

тельно светлее. Некоторые зубы несут следы окатанности и обработки пищеварительными соками. Весь материал сильно фоссилизован. В определении было использовано около 500 остатков мелких млекопитающих и несколько десятков костей рыб. Таксономический состав костеносного горизонта Апастово приведен в таблице 6. Кроме указанных в этой таблице, в составе фауны позвоночных Апастово, по определению Е.К. Сычевской, присутствуют: щука, вырезуб, линь, судак, плотва, карась. Состав ихтиофауны свидетельствует об умеренном климате во время ее существования. Режим водоема, в котором проис-



Рис. 3. Строение плиоценовых отложений у г. Апастово, Республ. Татарстан. Усл. обозначения см. на рис. 1. Возрастная индексация слоев дана по работе В.Л. Яхимович и др. (1997).

ходило накопление осадков, соответствовал озерному или озерно-речному.

Среди млекопитающих, как показывает приведенный список, существенную роль играли насекомоядные (3.8%): крупная плиоценовая землеройка Blarinoides, крот, выхухоль. Высока численность зайца Pliolagus brachignatus (14.25%), присутствует бобр, найден корнезубый цокор Prosiphnaeus. Многочисленны корнезубые полевки (78.2%). Экологический состав сообщества в целом позволяет предполагать благоприятные климатические условия во время его существования.

Состав сообщества и эволюционный уровень основных групп указывают на вполне определенный возраст фауны Апастово. Многочисленность

зайцеобразных: более 14%, корнезубый цокор, Prosiphnaeus, и, практически, все перечисленные виды полевок, характерны только для среднего плиоцена, т.е. для нижневиллафранкских фаун. О том же свидетельствует наличие землеройка Blarinoides, мелкого крота и др. Полевка Mimomys ex gr. hajnackensis Fejfar соответствует эволюционно продвинутым популяциям этого вида. Ее моляры имеют траки, развитые чуть больше, чем у представителей этой группы из типового местонахождения, т.е. Хайначки в Чехословакии (Fejfar 1961b, 1964).

Представители родов Promimomys и Villanyia очень близки полевкам этих видов из местонахождений Урыв-1 и Коротояк-2.

УРЫВСКИЙ ФАУНИСТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Таким образом, в описанных разрезах можно наблюдать последовательную серию отложений и костеносных горизонтов, которые характеризуют развитие сообществ мелких млекопитающих единого фаунистического комплекса. По составу видов и эволюционному уровню его компонентов этот комплекс занимает промежуточное положение между сообществами молдавского и хапровского фаунистических комплексов. В таксономическом отношении для него характерно:

1. Преобладание корнезубых полевок группы Promimomys-Mimomys.

2. Довольно высокая численность зайцеобразных: в среднем 10–20%.

3. Присутствие полевок рода Pliomys из группы P. ucrainicus.

4. Отсутствие или крайняя редкость полевок рода Dolomys.

5. Присутствие, иногда в заметном количестве, примитивных полевок рода Villanyia, например, V. exilis.

6. Наличие в небольшом количестве полевковидного грызуна рода Baranomys.

7. Наличие в небольшом количестве своеобразной примитивной полевки Stachomys, предка современных Prometheomys Kabkasa.

8. Наиболее характерными элементами этих фаун на разных этапах существования комплекса являются полевки: Promimomys gracilis Kretzoi, Promimomys baschkirica Suchov, Mimomys hajnackensis Fejfar, Mimomys polonicus Kowalski.

9. Насекомоядные представлены крупными архаичными землеройками родов Blarinoides, Beremendia, Drepanosorex и мелкими плиоценовыми выхухолями рода Desmana.

В рамках веков наземных млекопитающих (Land Mammal Ages) урывский комплекс соответствует первой половине виллания, т.е. нижнему виллафранку. Его ранние и развитые сообщества отвечают подзоне MN16a, поздние фауны – соответствуют подзоне MN16b.

Стратотипом урывского фаунистического комплекса следует считать аллювиальные отложении в основании плиоцен-плейстоценовой толщи у с. Урыв Острогожского района Воронежской области: костеносный горизонт (местонахождение) Урыв-1. Эти осадки залегают над меловыми песками. Кверху они переходят в пойменные суглинки со следами последующего почвообразования. Над ними с размывом лежат аллювиально-озерные глины местонахождения Урыв-2.

От сообществ мелких млекопитающих более древнего возраста, относящихся к молдавскому фаунистическому комплексу, урывские фауны отличаются достаточно хорошо. В более древней фауне Герасимовки из бассейна Оскола, например, численность зайцеобразных составляет боТаблица 6. Таксономический состав фауны мелких млекопитающих местонахождения Апастово

Insectivora	Кол-во	%
Desmana sp.	11	2.41
Talpa ex gr. minor Freudenthal	2	0.44
Blarinoides sp.	4	0.88
Lagomorpha		
Ochotona sp.	3	0.66
Pliolagus brachignatus Kormos	64	14.00
Rodentia		
Tamias orlovi Sulimski	3	0.66
Villanyia veterior Kretzoi	7	1.53
Promimomys (Cseria) baschkirica Suchov	26	5.69
Promimomys sp.	23	5.03
Mimomys cf. hintoni Fejfar	20	4.38
Mimomys ex gr. hajnackensis Fejfar	25	5.47
Promimomys-Mimomys	250	54.70
Lemmini gen.	2	0.44
Prosiphnaeus sp.	15	3.28
Castoridae gen.	2	0.44
Bcero	457	100.00

лее 20%, а в еще более древних местонахождениях Антиповки и Чугуновки на Дону количество зайцеобразных достигает более 30%. Полевки группы Promimomys-Mimomys в фауне Герасимовки представлены наиболее примитивной Ргоmimomys moldavicus Kormos и численность их едва превышает 15%. Господствующее положение среди полевок занимают представители родов Dolomys и Pliomys: около 22% и 23% соответственно. Вполне определенное место занимают молдавские фауны в стратиграфической шкале. Нижний костеносный горизонт местонахождения Котловина, нижний и средний горизонты Этулии расположены в верхней части палеомагнитной эпохи Гилберта (Вангенгейм и др., 1995; 1998). На основе морфометрического анализа популяции полевок нижнего и среднего горизонтов Этулии датируются в 3.61 и 3.583 млн. лет (Певзнер, Вангенгейм, 1994). Поскольку сообщества молдавского комплекса эволюционно более архаичны, чем сообщества млекопитающих урывского комплекса, можно утверждать, что последний в стратиграфической шкале расположен выше инверсии Гильберт/Гаусс.

Достаточно хорошо отличаются фауны урывского комплекса и от более поздних – хапровских. В последних заметно ниже численность зайцеобразных, она падает до 3–5%; существенно выше обилие и разнообразие полевок рода Mimomys; ниже численность и разнообразие Promimomys; очень редки Pliomys из группы Pliomys ucrainicus и, практически, не встречаются Dolomys. Полевки рода Villanyia представлены эволюционно очень продвинутыми формами, на зубах которых хорошо развиты дентиновые траки.

Как показывают приведенные выше описания, сообщества урывского комплекса образуют ясно выраженную последовательность, которая отражает этапы развития фауны. Ранние, по терминологии И.М. Громова, сообщества урывского комплекса, судя по местонахождению Коротояк-1, отличались еще высокой численность зайцеобразных: около 20% и значительным, приблизительно в два раза, преобладанием полевок рода Promimomys над Mimomys. Видовое разнообразие Mimomys не велико и они представлены преимущественно малоцементными формами. Численность Pliomys достигает в этом сообществе 8%.

Развитые фауны урывского комплекса характеризуются более низкой численностью зайцеобразных: около 8–12%; приблизительно равным количественным соотношением Promimomys и Mimomys; большей специализацией последних. В развитых урывских фаунах редки Pliomys, их численность достигает лишь 4%. Для развитых, как и для ранних фаун характерна полевка из группы Mimomys hajnackensis Fejfar, которая является индекс-таксоном зоны MN 16a (Fejfar et al., 1998).

Поздние урывские фауны отличаются значительным преобладанием полевок рода Mimomys, количество которых в 2–3 раза выше, чем Promimomys. Численность зайцеобразных падает до 3– 4%. Заметно возрастает видовое разнообразие и эволюционная продвинутость полевок: увеличивается высота коронки и траков щечных зубов, возрастает количество отложений наружного цемента. Фоновым видом этих сообществ является Mimomys polonicus Kowalski – таксон, характерный для зоны MN 16b (Fejfar et al., 1998).

Морфология основных групп млекопитающих Центральной и Западной Европы зоны MN16 описана подробно (Bachelet, 1990; Bruijn et al., 1992; Esteban, Lopez Martinez, 1990; Fejfar, 2001; Fejfar, Heinrich, 1982, 1990; Masini, Torre, 1987, 1990; Rabeder, 1981; Dopps, Rabeder, 1997; Storch, Fejfar,1990). Эти материалы показывают, что мелкие млекопитающие урывского комплекса хорошо сопоставляются с европейскими местонахождениями: Мореда, Сет и Баляру 2, Аронделли, Хаиначка, Беременд-5, Рембелице Кролевски-1, Дойтч-Алтенбург 20, 21, Штранцендорф А-С и др. Перечисленные фауны не являются строго синхронными. Они отражают процесс развития мелких млекопитающих в пределах зоны MN 16 (Fejfar et al., 1998). В указанной последовательности наиболее древними являются фауны Сет и Баляру 2, а наиболее поздней – Рембелици Кролевски. В Молдавии аналогом урывских фаун являются сообщества скорцельского комплекса (Александрова, 1989).

Материалы по местонахождениям Аккулаево и Симбугино в Башкирии (Сухов, 1977) Апастово, Каран-Азиково, Подгорные Байляры, Деуково в Поволжье, изученные автором, показывают, что территориально сообщества урывского комплекса были распространены достаточно широко. Помимо бассейна Дона, они хорошо представлены на территории Средней Волги и Башкирии. При этом выявляются некоторые региональные и зоогеографические различия. Для бассейна Дона, например, очень характерным был слепыш: Nannospalax odessanus Topacevski, а для бассейна Волги – корнезубый цокор: Prosiphnaeus. В Поволжье для этого времени уже регистрируются первые для Русской равнины Lemmini, которые на Дону пока не найдены. В южных местонахождениях высока численность Villanyia. На Верхнем Дону и в Башкирии они редки. Зато здесь присутствуют сони и бурундук, которые редки в Причерноморье.

Возраст фаун урывского комплекса укладывается в интервал приблизительно 3.3-2.2 млн. лет, т.е. между началом средней части эпохи Гаусс и концом первой половины эпохи Матуяма, приблизительно от эпизода Мамут до эпизода Реюнион (таблица 7). Ранние и развитые урывские фауны соответствуют второй половине палеомагнитной эпохи Гаусс. Это хорошо согласуется также с данными по югу Франции, где костеносный горизонт местонахождения Перрье-Этуер датируется в 2.6 млн. лет и соответствует концу нормальной полярности хрона Гаусс. Ведущей формой мелких млекопитающих для этого местонахождения указана "Mimomys pliocaenicus polonicus" (Chaline, 1996). Поздние урывские фауны отвечают первой половине эпохи Матуяма. Такое понимание геологического возраста урывского комплекса соответствует представлениям ряда специалистов (Aguirre, Vangengeim et al., 1996; Fejfar, Heinrich, 1982, 1983, 1987; Fejfar et al. 1998). В Западной Сибири близким эволюционным аналогом урывского комплекса является кызыл-айгирский комплекс, который соответствует средней и верхней частям палеомагнитной эпохи Гаусс (Зыкин и др., 1995).

Завершают плиоценовый этап развития мелких млекопитающих сообщества хапровского фаунистического комплекса, которые отвечают зоне MN 17. На юге Русской равнины они хорошо представлены и подробно описаны (Шевченко, 1965; Александрова, 1967; Агаджанян и др. 1976). В Западной Европе классическим местонахождением этого времени является Сен-Валлье. Общая мощность представленных в разрезе отложений – более 11 м. Все они намагничены отрицательно и относятся к эпохе Матуяма. По данным метода

МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ СРЕДНЕГО ПЛИОЦЕНА

1410										г — — — — — — — — — — — — — — — — — — —							
		БЭ		F		M	(агнита		ž	MN	Русская равнина						
Система	Отдел	Подотд	Apyc	Млн.ле	Хроно- рубежи	ти	стра граф	- ЭИЯ	Региояр	и MQ зоны	Фаунистиче комплекс млекопитак	аунистические Местонахожде- комплексы ния в бассейнах лекопитающих Дона и Днепра		Основные виды мелких млекопитающих			
	_	В.									Палеолитиче	еский	Михайловка-1	Arvicola cf. sapidus, Microtus arvalis			
Четвертичная Плейстоиен										MO21	Хазарский		Топка	Arvicola chosaricus			
		средний	Эмилий						нес			Сингильски	Й	Владимировка, Стрелица	Arvicola mosbachensis Lagurus transiens, Microtus malei		
	нэпс			- 0.5 -	-0.78-			Брю		MQ20	Тираспольск	ий	Кузнецовка (+) Новохоперск Веретье (+), Ильинка (+)	Mimomys intermedius, Lagurus posterius, Terricola gregaloides Mimomys intermedius, Mimomys pusillus, Microtus oeconomus, Terricola hintoni			
	Плейсто	ň	ий	- 1 -			Kz J		НО	MQ19	Таманский		Моисеево-1 (+) Лог Красный () Коротояк-3с (+) Коротояк-3b ()	Allophaiomys pliocaenicus, Terricola, Prolagurus pannonicus, Mimomys pusillus			
		инжин	Калабрі	- 1.5 -			К-М	уяма	Anuepo	MQ18	Одесский		Коротояк-За (–), Успенка, Лог Денисов Стрелица-Г (–)	Allophaiomys pliocaenicus, Prolagurus praepannonicus, Mimomys pusillus Mimomys savini, Mimomys pliocaenicus, Allophaiomys pliocaenicus, Clathrionomys sakaloui			
Неогеновая		лЙ	Гелазий	- 2 -	- 1.8 -	1.8 -	ÓÍď Ř	Мяту		MN17	N17 Хапровский		Ливенцовка 4-5 (-) Ливенцовка 1-3 (-) Кривский (-)	Mimomys pliocaenicus			
		верхні		- 2.5 -					гыл	MN16b		поздний	Коротояк-2а (+) Урыв-2 (-)	Promimomys baschkirica, Mimomys polonicus, Mimomys pliocaenicus minor, Stachomys igrom			
		нй	Пьяченций	- 3 -	-2.59		÷ 22	3	Акча		Урывский	развитый	Урыв-1, Коротояк-2 (+)	Mimomys hajnackensis, Villanyia petenyii, Nannospalax odessanus			
	Плиоцен	средн		Пьяче	Пьяче	Пьяче				Ň.	<u>ray</u>		MN16a		ранний	Коротояк-1 (–)	Pliomys ucrainicus topacevski, Promimomys gracilis, Mimomys ex gr. hajnackensis
		НИЖНИЙ					- 3.5 -	-3.58	-				MN15	Молдавский	Ĭ	Коротояк-Дон (–) Герасимовка,	Dolomys nehringi, Pliomys jalpugensis, Promimomys moldavicus
			Занклий	-4.5			Ċō Ňv	Гильберт	Киммерий	MN14	Кучурганск	ИЙ	Антиповка (–), Чугуновка	Pliopetaurista, Epimeriones, Polonomys insuliferus, Nannospalax macoveii, Trogontherium ex gr. minus			
								{	1								
				- ⁵ ·	1		Ťv	1	1								

Таблица 7. Положение фаун урывского комплекса в плиоцен-плейстоценовой последовательности сообществ мелких млекопитающих Русской равнины

парамагнитного резонанса костные остатки имеют ют возраст приблизительно 2 млн. лет (Valli, 2001). По сумме данных эта фауна близка фауне Ливенцовки и моложе сообществ урывского комплекса, т.е. последние древнее уровня 2 млн. лет.

Автор благодарит Э.А. Вангенгейм и М.А. Певзнера за критические замечания. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 02-04-48458, № 02-05-64169.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаджанян А.К. Полевки (Microtinae, Rodentia) плиоценового местонахождения Урыв I, Средний Дон // Тр. ЗИН АН СССР. 1976. Т. 66. С. 58–97.

Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 2. М.: Недра, 1986. С. 327–347.

Агаджанян А.К. Новый полевковидный грызун (Mammalia, Rodentia) из плиоцена Русской равнины // Палеонтол. журнал. 1993. № 2. С. 99–111.

Агаджанян А.К., Байгушева В.С., Болиховская Н.С. и др. Разрез новейших отложений северовосточного Приазовья. М.: Изд-во МГУ, 1976. 158 с.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Палеогеография плиоцен-плейстоцена Верхнего Дона (по материалам изучения разреза Коротояк) // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1988. № 57. С. 62–77.

Александрова Л.П. Грызуны хапровского фаунистического комплекса // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1967. № 34. С. 87–98.

Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 291. 98 с.

Александрова Л. П. О дробном стратиграфическом расчленении средне-верхнеплиоценовых аллювиальных отложений Южной Молдавии (по мелким млекопитающим) // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1989. № 58. С. 97–104.

Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С. Обзор фаунистичесих комплексов и фаун территории СССР // Четвертичная система. Полутом І. М.: Недра, 1982. С. 267–279.

Вангенгейм Э.А., Вислобокова И.А., Сотникова М.В. Крупные млекопитающие русциния на территории бывшего СССР // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 52-66.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Магнито- и биостратиграфические исследования в страторегионе псекупского фаунистического комплекса млекопитающих // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1990. № 59. С. 81–93.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Некоторые общие закономерности эволюции млекопитающих // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 3–9.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Биостратиграфия позднего кайнозоя по млекопитающим (некоторые итоги и перспективы)// Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. М.: ГЕОС, 2001. С. 224–233. Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Возрастные соотношения отложений плиоценовых аллювиальных равнин междуречья Прут–Южный Буг // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 61–72.

Векуа А.К. Квабебская фауна акчагыльских позвоночных. М.: Наука, 1972. 349 с.

Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Ред. Шик С.М.. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1985. 137 с.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Тр. Ин-та геологии АН СССР. 1948. Вып. 64. № 17. 515 с.

Габуния Л.К. Наземные млекопитающие // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 2. М.: Недра, 1986. С. 310–327.

Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 156 с.

Зажигин В.С., Зыкин В.С. Новые данные по стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: Изд-во Института геологии и геофизики СО РАН, 1984. С. 29–53.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Присяжнюк В.А. Стратиграфия плейстоценовых и эоплейстоценовых отложений в долине р. Битеке (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 1987. Т. 28. № 3. С. 12–19.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Зыкина В.С. Изменения природной среды и климата в раннем плиоцене юга Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 40–50.

Красненков Р. В. Плиоценовые террасы Среднего Дона // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.: Изд-во ГУЦР, 1967. С. 157–167.

Красненков Р. В. Опыт районирования древнего мелового карста востока Среднерусской возвышенности // Бюл. МОИП. Отд. Геологии. 1968. № 5. С. 134–139.

Красненков Р.В., Агаджанян А.К. Плиоценовые мелкие млекопитающие Урыва на Дону // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. № 2. С. 413–416.

Красненков Р. В., Иосифова Ю.И., Холмовой Г.В. Верхний плиоцен и нижний плейстоцен бассейна Верхнего Дона // Граница между неогеновой и четвертичной системами. М.: Наука, 1987. С. 63–80.

Несин В.А. Новые находки ископаемых полевок рода Pliomys (Rodentia, Microtidae) // Вестн. зоологии. 1983. № 6. С. 41–45.

Никитин П. А. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1957. 206 с.

Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Некоторые общие закономерности эволюции млекопитающих // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 3–9.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб: ВСЕ-ГЕИ, 1998. Вып. 30. С. 18–19.

Сухов В. П. Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Аккулаевского местонахождения в Башкирии. М.: Наука, 1970. 93 с.

Сухов В.П. Позвоночные – Vertebrata (мелкие) // Фауна и флора Аккулаева (опорный разрез среднего акчагыла – среднего апшерона Башкирии). Уфа: Ин-т геологии БФ АН СССР, 1972. С. 119–139.

Сухов В.П. Мелкие позвоночные // Фауна и флора Симбугино. М.: Наука, 1977. С. 121–139.

Топачевский В.А., Несин В.А. Грызуны молдавского и хапровского фаунистических комплексов Котловинского разреза. Киев: Наукова думка, 1989. 133 с.

Холмовой Г.В. Некоторые результаты изучения аллювия кривоборской свиты // Тр. III совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1966. С. 212–218.

Шевченко А.И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 7–59.

Яхимович В. Л., Данукалова Г.А., Чумаков О.Е. и др. Опорный магнитостратиграфический разрез плиоцена Апастово в Татарстане. Уфа: Ин-т геологии АН РБ, 1997. С. 5–41.

Aguirre E., Vangengeim E.A., Morales J., et al. Plio-Pleistocene mammals: an overview // The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary. Cambridge University Press, 1996. P. 114–128.

Bachelet B. Revision of the arvicolids from the Pliocene fauna of Sete (Herault, France). Evidence of the Mimomys capettai lineage // Ed. Fejfar 0., Heinrich W.-D. International Symposium "Evolution, Phylogeny, and Biostratigraphy of fossil arvicolids (Rodentia, Mammalia)", Rohanov, May 20– 29.1987. Prague: Pfeil-Verlag, 1990. P. 33–44.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. III, Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochron. Time Scales and Stratigr. Correlation. SEPM Spec. Publ. 1995. № 54. P. 138–144.

Bruijn H. D., Daams R., Daxner-Höck et al. Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisenburg 1990 // Newsl. Stratigr. 1992. V. 26. № 2/3. S. 65–118.

Chaline J. Le cadre biostratigraphique (Rongeurs) de la partie septentrionale du renplissage Bressan // Bull. Scient. Bourgogne. 1974. T. XXIX. P. 86–108.

Chaline J. Biostratigraphy and calibrated climatic chronology of the Upper Pliocene and Lower Pleiscocene of France // The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary. 1996. Cambridge University Press. P. 173–181.

Chaline J., Michaux J. Resultats preliminaires d'une recherche systematique de micromammiferes dans Le Pliocene et Le Quaternarie de France // C.R. Acad. Sci. Sec. D. 1966. T. 262. P. 1066.

Chaline J., Michaux J. Les gisements de Vertebres quaternaires des environs de Montpellier (Herault) // Bull. Bureau de recherches geologiques et minieres. 1969. V. 2. № 1. P. 39-42.

Cita M.B., Rio D., Hilgen F. et al. Proposal of the global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Piacenzian stage (Middle Pliocene) // Neogene Newsletter. Publ. Intern. Union of Geological Sciences International Commission on Stratigraphy. Subcommiss. Neogen Stratigraphy, 1996. 26 p. Döpps D., Rabeder G. Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs // Mitteil. Kommiss. Quartärforsch. Österreich. Akad. Wissensch. 1997. Bd. 10. 411 S.

Esteban F.J., Lopez Martinez N. Villanyian arvicolids from Moreda and Casablanca I (Spain), with special reference to the Plio-Pleistocene faunal succession // Eds Fejfar O., Heinrich W.-D. International Symposium "Evolution, Phylogeny, and Biostratigraphy of fossil arvicolids (Rodentia, Mammalia)", Rohanov, May 20–29. 1987. Prague: Pfeil-Verlag, 1990. P. 99–114.

Fejfar O. Die plio-pleistozanen Wirbeltierfaunen von Hajnacka und Ivanovce. 1. // N. Jb. Geol. Pälaontol III, 1961a. Abh. H. 3. S. 257–273.

Fejfar O. Die plio-pleistozanen Wirbeltierfaunen von Hajnacka und Ivanovce (Slowakei), CSSR. 2. Microtidae und Cricetidae inc. sed. // N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 1961b. Bd. 112. S. 48–82.

Fejfar O. The Lower-villafranchian vertebrates from Hajnacka near Filakovo in Southern Slovakia // Ustoredni.ustavu geologickeho. Rozpravy. 1964. Svazek 30. 115 p.

Fejfar O. The Arvicolids from Arondelli-Triversa: a new look // Boll. Soc. Paleontol. Ital. 2001.V. 40. №. 2. P. 185–194.

Fejfar O., Heinrich W.-D. Zur Evolution von Mimomys (Rodentia, Mammalia) im Csarnotanum und Villafranchium Europas) // Eclogae geol. helv. 1982. V. 75. № 3. S. 779–793.

Fejfar O., Heinrich W.-D. Arvicoliden-Sukzession und Biostratigraphie des Oberpliocans in Europa // Schriftenreihe Geol. Wissensch. 1983. H. 19/20. S. 61–109.

Fejfar O., Heinrich W.-D. Zur biostratigraphische Gliederung des jungeren Kainozoikums in Europa anterior Hand von Muriden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia) // Casopis pro mineral. a geol. 1987. R. 32. P. 1–16.

Fejfar O., Heinrich W.-D. Proposed biochronological division of the European continental Neogene and Quaternary based on Muroid rodents (Rodentia, Mam malia) // Eds Fejfar O., Heinrich W.-D. International Symposium "Evolution, Phylogeny, and Biostratigraphy of fossil arvicolids (Rodentia, Mammalia)", Rohanov, May 20–29. 1987. Prague: Pfeil-Verlag. 1990. P. 115–124.

Fejfar O., Heinrich W.-D., Lindsay E. H. Updating the Neogene Rodent biochronology in Europe // Meded. Nederl. Inst. voor Toegepaste Geowetenschappen TNO. 1998. № 60. P. 533–539.

lossifova Yu.I., Semenov V.V. Climate-stratigraphy of the Pre-Tiglian – Bavelian analogues in Central Russian (the Don Drainage Basin) // Meded. Nederl. Inst. voor Toegepaste Geowetenschappen TNO. 1998. № 60. P. 327–338.

Kowalski K. Pliocene Insectivores and Rodents from Rebielice (Poland) // Acta Zool. Cracov. 1960a. V. 5. № 5. P. 155–194.

Kowalski K. Cricetidae and Microtidae (Rodentia) from the Pliocene of Weze (Poland) // Acta zool. Cracov. 1960b. V. 5. S. 447–505.

Masini F., Torre D. Review of the Villafranchian Arvicolids of Italy // Geologica Rom. 1987. V. 26. P. 127–133.

Massini F., Torre D. Review of the Villafranchian arvicolids of Italy // Eds Fejfar O., Heinrich W.-D. International Symposium "Evolution, Phylogeny, and Biostratigraphy of fossil arvicolids (Rodentia, Mammalia)", Rohanov, May 20–29. 1987. Prague: Pfeil-Verlag. 1990. P. 339–346.

Mein P. Biozonation du Neogene mediterraneen a partir des mamiferes // Report on Activity of the R.C.MM.N.S. Working Groups (1971–1975). Bratislava. P. 78–81.

Michaux J. Arvicolidae (Rodentia) du Pliocene terminal et du Quaternaire ancien de France et d'Espagne // Palaeover-tebrata. 1971. V. 4. Fasc. 5. P. 137–214.

Rabeder G. Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und alteren Pleistozän von Niederösterreich // Beitr. Paläontol. Österreich. 1981. Bd. 8. 373 S.

Storch G., Fejfar O. Gundersheim-Findling, a Ruscinian rodent fauna of Asian affinities from Germany // Ed. E.H. Lindsay. European Neogene mammal chronology. New York: Plenum Press, 1990. P. 405–412.

Sulimski A. Pliocene Lagomorpha and Rodentia from Weze I (Poland) // Acta palaeontol. polon. 1964. V. 9. № 2. P. 149– 261.

Valli A.M.F. Le gisement Villafranchien Moyen de Saint-Vallier (Drôme): nouvelles données paléontoloques (Cervidae, Bovidae) at taphonomiques // Document Lab. Géol. Lyon. 2001. № 153. 275 p.

Рецензенты М.Н. Алексеев, А.К. Маркова

удК 550.93:551.72(501.51)

О ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ Rb-Sr ИЗУЧЕНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ АРГИЛЛИТОВ АНАБАРСКОГО МАССИВА

© 2003 г. В. И. Виноградов, В. И. Муравьев, М. И. Буякайте

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 15.01.2002 г.

Ключевые слова. Протерозой, рифей, аргиллиты, Rb-Sr возраст, Анабарский массив.

введение

И.М. Гороховым с соавторами (2001) была опубликована работа, основанная на изучении Rb-Sr системы в глинистых породах верхнедокембрийских отложений на западном склоне Анабарского массива. Работа построена на блестящем экспериментальном материале, однако, его интерпретация представляется не совсем корректной. Ниже критически рассматриваются некоторые изложенные в этой статье положения.

Авторы исследовали две пробы аргиллитов из верхней, юсмастахской свиты рифейского разреза. Юсмастахская свита мощностью около 800 м почти целиком сложена доломитами и включает лишь редкие маломощные (десятки сантиметров) прослои терригенных, преимущественно глинистых пород. Последние приурочены к основанию верхней и нижней подсвит, которые с размывом залегают на нижележащих карбонатных отложениях. Именно из этих двух базальных прослоев отобраны обе исследованные пробы. Rb-Sr измерения проведены по выделенным из аргиллитов размерным глинистым субфракциям, которые прошли специальную предварительную обработку. Полученные результаты интерпретируются И.М. Гороховым и его соавторами в рамках изохронных построений. Однако используемая методология не всегда кажется обоснованной, что мы постараемся показать, опираясь на материалы статьи И.М. Горохова и др. (2001), а отчасти и более ранней работы по нижележащей усть-ильинской свите протерозойского чехла Анабарского массива (Горохов и др., 1997).

ОСОБЕННОСТИ Rb-Sr ДАТИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Как известно, Rb-Sr методом датируется время, когда в изучаемой совокупности проб устанавливается одно и то же начальное изотопное отношение (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀. Механизмы такого уравновешивания ясны далеко не всегда, но реальность их действия в природных обстановках не подлежит сомнениям.

Проще всего представить себе механизм усреднения изотопного состава Sr в тонкозернистой фракции осадка при аутигенном образовании глинистых минералов или их обмене со Sr морской воды, изотопный состав которого постоянен в течение времени осадконакопления. Идея определения времени осадкообразования по глинистым фракциям была высказана в 1966 г. М. Бономом с сотрудниками (Клауэр, 1984). Она была подхвачена многими исследователями, вызвала всплеск работ и долгое время казалась весьма перспективной. Апологетом ее был, в частности, известный специалист по изотопному изучению глинистых фракций Н. Клауэр. По прошествии времени, однако, эта идея была оставлена, и мы приведем очень знаменательную, как нам кажется, цитату из работы Н. Клауэра с соавторами: "К-Ar и Rb-Sr системы осадочных пород и выделенных минеральных фракций использовались во многих исследованиях для определения времени их отложения, хотя такой подход представляется спорным. Несмотря на то, что остается неопределенность в отношении стратиграфического применения, было показано, что K-Ar и Rb-Sr системы особенно полезны для определения времени и в некоторых случаях продолжительности диагенетических процессов" (Clauer et al., 1992, p. 239).

Другой зафиксированный на многих примерах механизм усреднения изотопного состава Sr в осадке связан с достаточно хорошим перемешиванием материала осадка в ходе его транспортировки и накопления. В таком случае усреднение может происходить не в рамках всех или большинства размерных фракций осадка, а в пределах определенного его объема – в валовой пробе. Наиболее активно эта идея разрабатывалась У. Кордани (Cordani et al., 1978). На ряде примеров изучения глинистых пород, охватывающих время от позднего докембрия до юры, он показал хорошее соответствие измеренного и стратиграфического возраста. Но и в этом случае, в конце концов, оказалось, что такие совпадения нужно считать скорее исключением, чем правилом.

Наконец, третий наблюдаемый механизм усреднения изотопного состава Sr в осадочной породе связан с процессами ее эпигенетического преобразования. Во многих случаях детали этого механизма требуют дополнительных специальных исследований, но сам факт возможности изотопного датирования этапов эпигенеза сомнений не вызывает. Именно об этом говорилось в приведенной выше цитате из работы H. Клауэра с соавторами.

На изохронных диаграммах точки, которые удовлетворяют условиям изотопного датирования, лежат на прямой линии. В число условий получения изохронной зависимости, кроме равенства начального отношения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ в образцах, входят закрытость системы относительно Rb и Sr и различия в отношениях Rb/Sr в анализируемых объектах. Все эти детали общеизвестны и приведены здесь с единственной целью – еще раз напомнить, что сколько-нибудь уверенное определение Rb-Sr возраста события по одному образцу невозможно. Нужно наличие по крайней мере двух, а для получения достоверных результатов не менее трех образцов. Они должны различаться по Rb/Sr отношениям, и чем это различие больше, тем с меньшими ошибками вычисляются параметры изохроны – возраста и начального изотопного отношения Sr. Трудность, однако, состоит в том, что выделенные из одного горизонта глинистые фракции одного и того же размера имеют, как правило, близкие Rb/Sr отношения и поэтому мало пригодны для определения возраста.

О внутренних изохронах

Между тем существует прием, который, казалось бы, решает проблему получения необходимого разброса точек на изохронной плоскости. Дело в том, что кроме Sr, входящего в кристаллическую решетку филлосиликата, небольшая часть его сорбируется на поверхности глинистых частиц или занимает какие-то другие положения вне прямой связи с самим минералом. В структуре слюды (мусковит, иллит) Sr может занимать позиции калия (рубидия), но такая замена уменьшает устойчивость структуры, поскольку эти элементы не изовалентны и имеют различные ионные радиусы.

Легко подвижный (обменный) Sr может быть извлечен из образца. Для этого используют такие слабые растворители, как ацетат аммония (Горохов и др. 1997, 2001) или 1N раствор HCl (во многих западных лабораториях). Rb, занимающий позиции калия в слюдах, значительно труднее переходит в раствор. Поэтому в вытяжке отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr оказываются низкими. Соответственно в остатке от выщелачивания эти отношения возрастают по сравнению с необработанным образцом. Таким образом, на изохронной диаграмме вместо одной точки, которая отвечает необработанному образцу, появляются две дополнительные точки. В соответствии с балансом масс эти три точки должны лежать на прямой линии, конечно при условии совершенства экспериментальной техники. Поскольку точка, отвечающая вытяжке, располагается близко к началу координат, ошибки при расчете координат прямой оказываются минимальными. В совокупности вся эта процедура и создает иллюзию точного определения возраста.

Прием, в основе которого лежит процесс выщелачивания, многократно рассматривался в литературе. Иногда он действительно дает значимый (и даже стратиграфически значимый) возраст, но в большинстве случаев полученные результаты оказываются просто неинтерпретируемыми (Clauer et al., 1990; Ohr et al., 1991; Виноградов, 1997). Дело в том, что легко извлекаемый из образца Sr может не иметь, и, видимо, иногда действительно не имеет никакого отношения к Sr, который жестко связан в кристаллической решетке минерала. Допущение, что будучи слабосвязанным он сохраняется в породе в течение многих сотен миллионов лет и отражает среду осадконакопления или раннего диагенеза, кажется просто нелепым с позиций и литологии, и геохимии, и гидрогеологии.

В итоге искусный, но искусственный прием выщелачивания дает столь же искусственный способ расчета возраста, хотя получаемые в большинстве случаев значения кажутся вполне правдоподобными. Объясняется это следующими обстоятельствами. Как правило, отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr в глинистых фракциях довольно высокие. В конкретных образцах в рассматриваемой статье (Горохов и др., 2001) они лежат в пределах от 14 до 70, а в вытяжках от 2 до 10. Таким образом, точки, которые отвечают вытяжкам на изохронной диаграмме, оказываются гораздо ближе к началу координат, чем точки глинистых фракций. Поэтому наблюдаемые относительно небольшие вариации отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в вытяжках не очень сильно отражаются на наклонах прямых (вычисляемом возрасте), которые задаются далеко отстоящими от начала координат точками, но зато обеспечивают очень малые ошибки вычисления наклона. Тем самым вычисляемый возраст может быть близким к некоторой реальности, но с совершенно нереальными, искусственно заниженными ошибками его расчета. Величина этих ошибок очень мало чувствительна к измеренному изотопному отношению Sr в вытяжке. Так например, если измеренное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в вытяжке для какой-либо из фракций искусственно изменять даже на такую большую ве-



Рис. 1. Изохронные зависимости для необработанных (НО) и обработанных (О) размерных глинистых фракций из отложений юсмастахской свиты по данным И.М. Горохова и др., (2001). а, б – построение для каждого из образцов, в – обобщенный график для двух образцов.

личину как ±0.05 (что в 100 раз превышает аналитическую ошибку измерения), то ошибки в вычислении внутренней (трехточечной) прямолинейной зависимости все равно оказываются малыми, и зависимость остается изохронной, хотя рассчитанный возраст при этом изменяется в среднем на ±50-±100 млн. лет.

Естественно, что ближе всего к истинному возрасту события можно приблизиться, учитывая данные только по остаткам от выщелачивания. Они представляют собой пробы, освобожденные от вероятно чуждого самой минеральной системе легко подвижного стронция. Рассмотрим с позиций сказанного фактические материалы, приведенные в статье И.М. Горохова и др. (2001).



Рис. 2. Изохронные зависимости для необработанных (НО) и обработанных (О) размерных глинистых фракций трех образцов из отложений усть-ильинской свиты по данным И.М. Горохова и др. (1997).

Изохронные построения

При построении внутренних изохрон самым уязвимым звеном оказывается использование данных по вытяжкам. Но без них внутренние изохроны вообще теряют смысл. Можно попытаться исправить положение и объединить в расчете данные по разным глинистым фракциям. В изохронных координатах они также нередко образуют линейные зависимости. Такое объединение выполнено на рис. 10 рассматриваемой работы, и приводятся обоснования, что линейные зависимости на графике представляют собой линии смешения. Слабость приводимых обоснований видимо ясна и самим авторам, которые сопровождают их такими словами: "Все сказанное позволяет заключить, что современные или геологически неРезультаты изохронных расчетов (York, 1966) для глинистых фракций обработанных (О) и необработанных (НО) проб юсмастахской и усть-ильинской свит (Горохов и др., 1997; 2001)

Образец	Число из- мерений	Возраст, млн. лет	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀							
Юсмастахская свита										
AH-33 O	12	1062 ± 70	0.845 ± 0.037							
AH-33 HO	9	1036 ± 107	0.858 ± 0.057							
AH-33 O + HO	21	1054 ± 56	0.850 ± 0.030							
AH-42 O	12	1034 ± 30	0.800 ± 0.009							
AH-42 HO	7	1038 ± 40	0.800 ± 0.013							
AH-42 O + HO	19	1036 ± 23	0.800 ± 0.007							
Усть-ильинская свита										
401/6 O	6	1103 ± 99	0.840 ± 0.048							
401/6 HO	6	1010 ± 150	0.857 ± 0.064							
401/6 O + HO	12	1077 ± 88	0.839 ± 0.040							
401/13 O	4	1014 ± 155	0.819 ± 0.053							
401/13 HO	4	775 ± 184	0.869 ± 0.053							
401/13 O + HO	8	1004 ± 175	0.811 ± 0.055							
401/15 O	6	1051 ± 556	0.768 ± 0.110							
401/15 HO	6	1100 ± 226	0.768 ± 0.053							
401/15 O + HO	12	1113 ± 203	0.759 ± 0.043							

О – образцы, обработанные 1N раствором ацетата аммония. НО – необработанные образцы.

давние поровые воды, вероятно, не служили *ос*новным¹ источником подвижного стронция..." (Горохов и др., 2001, с. 17).

На рис. 1 и 2 нашей статьи воспроизведены графики для всех размерных фракций нижне- и верхнеюсмастахских аргиллитов, а в таблице показаны изохронные расчеты для них. Довольно большой разброс точек относительно аппроксимирующих прямых и отсутствие основополагающих точек в начале координат (вытяжки) вызывают большие ошибки измеряемых параметров прямых. Характерно, что точки, которые отвечают необработанным пробам, ложатся на те же самые линии, что и по обработанным (рис. 1 а, б). Такое совпадение можно объяснить тем, что в вытяжку уходит относительно небольшое количество вещества, и его баланс в пробе при этом почти не нарушается.

Из таблицы и рис. Ів хорошо видно, что все размерные фракции обоих образцов, принадлежащих разным подсвитам, имеют одинаковый возраст и несколько различное первичное изотопное отношение, хотя специальный строгий статистический расчет показывает, что прямые между собой не различаются. Обнаруженное авторами (Горохов и др., 2001) различие в возрасте размерных глинистых субфракций этих образцов является артефактом, который обусловлен неправомерностью представлений о полном единстве изотопной Rb-Sr системы связанного в минералах и "подвижного" вещества. В то же время можно предположить, что их "неполное единство" все же реально существует. Это предположение обосновывается в следующем разделе.

О природе подвижного стронция

Как отмечается в рассматриваемой работе: "По мере уменьшения размера частиц в субфракциях1. Доли выщелачиваемых Rb и Sr и отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в ацетатной вытяжке возрастают." (Горохов и др., 2001, с. 14). Может быть, такое возрастание связано с тем, что в вытяжку переходит и часть вещества самих глинистых минералов? Ведь тогда минеральное вещество будет преимущественно извлекаться из мелких фракций, и именно с этим обстоятельством могут быть связаны и поразительно высокие начальные изотопные отношения Sr в аргиллитах. Кроме того, нужно учесть, что опробованные глинистые породы залегают в виде редких тонких прослоев в сплошной толще карбонатных пород, мощность которой достигает 800 м. Изотопный состав Sr в этих карбонатах чрезвычайно низкий (Покровский, Виноградов, 1991). Резкий контраст изотопного состава Sr во вмещающих породах и в глинистых прослоях проще всего объяснить тем, что основная масса "подвижного" Sr извлекается из его "неподвижной" минеральной части. Логично предположить, что выщелачиваемый стронций представляет собой смесь его сорбированной на глинистых минералах части и извлеченной из минералов, причем в рассматриваемом случае вторая часть резко преобладает над первой. Возможность экстракции из глинистых фракций собственно минерального Sr с помощью 2.5 N HCl была показана ранее (Клауэр, 1984), что и вызвало необходимость использования более слабых растворителей. Но их полная безучастность по отношению к минеральному Sr только предполагается.

Соотношение форм извлекаемого Sr зависит от состава исследуемых фракций. В смектитах и Sr, и Rb будут находиться только в обменном положении; в смешанослойных 2 : 1 минералах типа смектит-слюда Rb почти целиком будет входить в структуру минерала, а Sr почти целиком будет обменным. В собственно 2 : 1 слюдах весь Rb находится в межслоевых позициях, а Sr – только частично. С уменьшением размера частиц при обработке образца даже ацетатом аммония неизбежно будут возрастать аналитически значимые количества обмена не только структурного Sr, но

¹ Выделено авторами (Горохов и др., 2001).

и структурного Rb на ион аммония (Браун, 1965, Годовиков, 1983).

Ранее И.М. Горохов и др. (1997) опубликовали результаты аналогичных исследований глинистых пород усть-ильинской свиты, которая лежит в основании карбонатной толщи билляхской серии котуйканского разреза. Используя тот же прием построения внутренних изохрон (вытяжка – остаток – необработанная проба), авторы

доказывают, что породы испытали два этапа преобразования - около 1400 и 1190 млн. лет назад, и связывают эти выводы с представлениями о двух генерациях иллита. На рис. 2 нашей статьи показано положение точек для обработанных и необработанных проб всех размерных глинистых фракций по трем образцам аргиллитов усть-ильинской свиты, изученным И.М. Гороховым и др. (1997), а в таблице – результаты изохронных расчетов по ним. Разброс точек и соответственно ошибки в определении параметров прямых в пробах усть-ильинской свиты значительно выше, что может объясняться преимущественно терригенным, грубозернистым составом слагающих ее пород. Тем не менее, рассчитанный возраст по всем образцам оказывается сходным с полученным по пробам юсмастахской свиты.

Таким образом, по данным изучения размерных глинистых фракций аргиллитов (Горохов и др., 2001; Горохов и др., 1997), отобранных на трех стратиграфических уровнях котуйканского разреза - в кровле усть-ильинской свиты, в основании верхней и нижней подсвит юсмастахской свиты по совокупности размерных глинистых фракций на изохронных графиках, построенных без учета данных по вытяжкам, фиксируется один и тот же наклон линий. Такое положение этих линий не оставляет места для случайности. Альтернативное объяснение, как случайное совпадение наклонов линий смешения на трех разобщенных уровнях разреза в интервале 600 м по мощности и к тому же в различных фациальных зонах осадконакопления, представляется совершенно невероятным. Остается предположить, что наклон этих линий действительно отражает возраст некоего эпигенетического события, которое произошло около 1000-1100 млн. лет назад и затронуло всю толщу довендских отложений Анабарского массива. Не исключено, что это событие явилось отголоском широко проявленного на Земле гренвильского орогенеза. Вопрос о продолжительности или этапности процессов преобразования, равно как и о возрасте осадконакопления, остается открытым.

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ МЕТОДОЛОГИИ

Анализ рассматриваемой работы показывает, что ее авторы имели ясное представление о стра-

тиграфическом возрасте пород юсмастахской свиты еще до начала своих исследований, хотя и признавали, что "возрастные рамки юсмастахской свиты определяются комплексом изотопногеохронологических, хемостратиграфических и палеонтологических данных, интерпретация которых в текущей литературе не всегда однозначна" (Горохов и др., 2001, с. 6). Очевидно, что такая неоднозначность может быть вызвана разными причинами и в первую очередь, видимо, самим существом используемых методов.

В качестве одного из таких современных методов авторы привлекают изотопно-геохимический углеродный анализ. В последние годы он широко используется в хемостратиграфических построениях. Однако применимость его для рифейских отложений пока что очень сомнительна, что определяется многими факторами. Прежде всего, само построение кривой, которая отражает закономерности изменения значений δ¹³С во времени, опирается на некоторые разобщенные и неполные опорные разрезы, возрастное расчленение которых не всегда должным образом обосновано (Раабен, 2001). Вообще говоря, реальность рифейской временной шкалы очень проблематична. Кроме того, время каждого из трех подразделений рифея превышает половину фанерозойского. При построении фанерозойской части кривой (Veizer et al., 1999) даже при шаге в 20 млн. лет разброс значений δ^{13} C в пределах каждого шага обычно превышает тот, на котором строится изотопная хемостратиграфия рифея. Колебания значений δ^{13} C в карбонатах верхнего протерозоя (500-800 млн. лет) достигают 8‰ во временных интервалах продолжительностью несколько десятков миллионов лет (Jacobsen, Kaufman, 1999; Walter et al., 2000). Поэтому сегодня опираться на изотопно-углеродные данные для корреляции удаленных друг от друга разрезов отложений среднего и раннего рифея вряд ли возможно, тем более что во всей довендской части котуйканского разреза размах колебаний изотопного состава карбонатного углерода укладывается в диапазон 1-2%.

Большое внимание И.М. Горохов и его соавторы уделяют минералогическому исследованию глинистых фракций изучаемых образцов. Но некоторые принятые ими априорные посылки нуждаются в коррективах. Основные из них касаются следующих моментов. 1. Авторы полагают, что иллиты модификации 1М обязательно аутигенны. Это не так. Слюды 1М достаточно устойчивы и участвуют в седиментационном процессе наряду с другими филлосиликатами. 2. При анализе рифейских отложений вряд ли вообще можно говорить об аутигенных минералах зоны диагенеза. Во всяком случае, необходимы доказательства, что "структурное совершенство" выделенных субфракций не возникло в ходе обработки образцов (истирание, ультразвук, растворитель).

2003

3. И.М. Горохов и др. пишут: "Различие же индексов кристалличности иллитов в крупнозернистых и мелкозернистых субфракциях может быть указанием на их образование на разных стадиях литогенеза" (2001, с. 10). Но это может и не быть так. Различие индексов кристалличности крупных и мелких фракций свидетельствует в первую очередь о большей истираемости минеральной фазы с большей полушириной пика 001. Определяющая роль истираемости различных минеральных фаз в накоплении их в самых тонких фракциях показана Г.В. Куликовой с соавторами (1966). 4. Обсуждение вклада полевых шпатов в изотопный возраст субфракций и принятие априори их обломочного происхождения (Горохов и др., 2001, с. 19) по меньшей мере некорректно. Рассуждения об аутигенности или аллотигенности полевого шпата в рифейских породах во фракциях <3 мкм просто не имеет смысла, так как ни то, ни другое не доказуемо.

Что касается биостратиграфического расчленения и корреляции рифейских отложений, то связанные с этим трудности хорошо известны (Семихатов, 1995, 1997 и др.) и в полной мере подкрепляются высказываниями самих авторов рассматриваемой статьи: "Мнение о позднерифейском возрасте нижнебилляхских органостенных микрофоссилий не может быть принято по двум причинам. Во-первых, ему противоречат изотопные датировки..." (Горохов и др., 2001, с. 6). Мы обрываем эту цитату на очень важном в методологическом отношении моменте. Очевидно, что если используемые методы не дают определенного ответа на поставленный вопрос, то любое их количество не изменит ситуацию и не сделает ее более ясной. Ориентироваться приходится лишь на один из методов, на тот, который на сегодняшний момент принимается как определяющий. Из приведенной цитаты и из всей направленности рассматриваемой статьи следует, что в качестве такого определяющего метода авторы принимают результаты изотопного датирования. Однако интерпретация полученных ими данных, как нам представляется, ошибочна, что связано, видимо, с их убеждением в правомерности заключений, основанных на данных других методов исследования.

В действительности противоречия между био-, хемостратиграфической и изотопной шкалами здесь нет, поскольку палеобиологи рассматривают хронологические соотношения осадочных толщ только через призму эволюции органического мира. Выделяемые ими в рамках наиболее представительных последовательностей микрообъектов биостратиграфические по своей сути подразделения остаются таковыми вне зависимости от любых приписанных им изотопных меток времени (см., например, Вейс и др., 2001). Предлагаемая критическая заметка написана в рамках проекта РФФИ, грант № 01-05-64178.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Браун Г. (ред.) Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. 599 с.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Геохронологический и биостратиграфический подходы к реконструкции истории докембрийской биоты: новые находки микрофоссилий в рифее западного склона Анабарского поднятия // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 4. С. 511–517.

Виноградов В.И. Геологическое значение Rb-Sr и K-Ar изотопных датировок синих глин Прибалтики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 5. С. 101– 106.

Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 530–539.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Э.П. и др. Rb-Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастахской свиты, Анабарский массив, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. коррелляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 3–24.

Клауэр Н. Новый подход к Rb-Sr датированию осадочных пород // Изотопная геология. М.: Недра, 1984. С. 40–62.

Куликова Г.В., Розинова Е.Л., Семенова Н.Г. Об использовании ультразвука при изучении сцементированных глинистых пород // Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966. С. 314–323.

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.

Раабен М.Е. Хемостратиграфическая С-изотопная корреляция верхнего рифея Арктики и Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 2. С. 3–14.

Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.

Семихатов М.А. Методы расчленения и корреляция рифея: современная оценка // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 5–13.

Clauer N., Savin S.M., Chaudhuri S. Isotopic compositions of clay minerals as indicators of the timing and conditions of sedimentation and burial diagenesis // Isotopic signatures and sedimentary records. Lecture notes in Earth Sciences. Berlin: Springer Verlag, 1992. V. 43. P. 239–286.

Clauer N., O'Neil J.R., Bonnot-Courtois C., Holtzaffel T. Morphological, chemical, and isotopic evidence for smectite in marine sediments // Clays and Clay Minerals. 1990. V. 38. № 1. P. 33-36.

Cordani U., Kawashita K., Filho A. Applicability of the Rubidium-Strontium method to shales and related rocks // Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. P. 93–117.

Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // Chemical geology. 1999. V. 161. P. 37–57.

Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R. Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 105. № 1. C. 110–126.

Veizer J., Ala D., Azmy K. et al. 87 Sr/ 86 Sr, δ^{13} C and δ^{18} O evolution of Phanerozoic seawater // Chemical Geology. 1999. V. 161. P. 9–88.

Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R. et al. Dating the 840– 544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models // Precambrian Research. 2000. V. 100. P. 371–433.

York D. Least-squares fitting of a straight line // Canad. J. Phys. 1966. V. 44. P. 1079-1086.

Рецензенты Е.В. Бибикова, И.М. Горохов

УДК 550.93:551.72(571.51)

ЕЩЕ РАЗ ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ИЗОХРОННОГО МЕТОДА ПРИ Rb-Sr ДАТИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

© 2003 г. И. М. Горохов*, М. А. Семихатов**, Н. Н. Мельников*

* Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург ** Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 03.09.2002 г.

Ключевые слова: Rb-Sr датирование, изохронный метод, внутренние изохроны, выщелачивание, валовые пробы силикокластических пород, тонкозернистые глинистые фракции, рифей.

введение

Более 40 лет назад Л.О. Николайсен (Nicolaysen, 1961) показал, что в системе, состоящей из нескольких генетически связанных фаз¹, фигуративные точки, отвечающие отдельным фазам, на графике в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr лежат на прямой линии (изохроне), если система оставалась замкнутой и изменение изотопных отношений в ней было вызвано только радиоактивным распадом ⁸⁷Rb. С тех пор изохронный метод прочно вошел в геохронологическую практику и применяется для датирования как минеральных ассоциаций, так и серий когенетичных образцов породы в целом. Однако массовое распространение изохронного метода, вызванное его кажущейся простотой и всеобщей доступностью компьютерных программ статистической обработки результатов, таит в себе опасность забвения или недооценки некоторых основополагающих его принципов. Это касается, в первую очередь, условий применения метода для датирования пород различного генезиса на разных уровнях опробования (валовые пробы, ассоциации минералов и тонкозернистые фракции той или иной размерности). Свидетельством необходимости обсуждения этих проблем стала публикуемая в этом номере журнала статья В.И. Виноградова и др. (2003).

Изохронный метод в его Rb-Sr варианте был предложен для определения возраста магматических и метаморфических образований на основании результатов изотопного анализа как минералов, так и валовых проб кристаллических пород. С тех пор определение возраста геологического события *по минералам*, выделенным из одного образца (построение "минеральных изохрон"), стало не только возможной, но и рутинной процедурой изотопного датирования магматических и метаморфических пород как Rb-Sr, так и другими методами. Никаких сомнений в когенетичности магматических минералов, выделенных из одного образца, как правило, не возникает, хотя некоторые из них могут несколько различаться по времени кристаллизации. При переходе к метаморфическим породам проблема построения минеральных изохрон усложняется за счет необходимости работы с равновесными минеральными парагенезисами, однако и здесь достижения современной петрологии позволяют выбрать когенетичные минеральные ассоциации и по ним датировать определенный этап метаморфического события.

Сложнее обстоит дело с изотопным датированием валовых проб магматических и особенно метаморфических пород. Здесь при использовании Rb-Sr изохронного метода приходится принимать во внимание вероятность как завышения, так и занижения вычисленного возраста. Эта вероятность связана, с одной стороны, с докристаллизационной предысторией магматических расплавов и протолитов, а с другой – с возможностью посткристаллизационных нарушений изотопной систематики в анализируемых образцах. Тем не менее, тщательное изучение исследуемого материала, в том числе неизотопными методами, в сочетании с пониманием особенностей изотопного датирования соответствующих пород позволяет предотвращать получение недостоверных результатов (обзор и библиографию см. Горохов, 1985; Faure, 1986).

Что же касается осадочных пород, то из-за специфики их состава применение Rb-Sr изохронного метода как к минералам, так и к валовым пробам этих образований требует особенной осторожности и знания существующих проблем. Рассмотрим эти проблемы, не забывая, что основным требованием изохронной модели является когенетичность образцов и что должны существовать независимые геологические, минералогические и геохимические условия, которые

¹ В терминах Rb-Sr изотопной систематики это подразумевает однородность первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в упомянутых фазах.

позволяли бы обрабатывать полученные изотопные данные методами аналитической геометрии на графике в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

Rb-Sr ИЗОХРОННЫЙ МЕТОД В ПРИМЕНЕНИИ К МИНЕРАЛАМ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Наиболее распространенными осадочными **Rb-Sr** геохронометрами являются аутигенные минералы силикокластических пород - глобулярные глаукониты, тонкозернистые иллиты и смешанослойные глинистые минералы, для которых характерны высокие отношения Rb/Sr. Использование иллитсодержащих тонкозернистых фракций с размером зерен менее 2 мкм для изотопного датирования осадочных пород было введено в практику сотрудниками Страсбургского университета (Bonhomme, Millot, 1966), которые показали теоретическую возможность новообразования и преобразования глинистых минералов в термодинамических условиях зон седиментации и диагенеза. В последние десятилетия прошлого века этой группой и другими геохронологами было выполнено множество работ по изучению изотопной систематики разновозрастных (в том числе докембрийских) глинистых минералов на различных стадиях литогенеза и опубликованы важные обобщения (Bonhomme, 1982; Clauer, 1976, 1979, 1982а; Горохов, Семихатов, 1984; Семихатов, Горохов, 1984; Горохов, 1985; Clauer et al., 1992; Clauer, Chaudhuri, 1995). Было установлено в частности, что возраст седиментации глинистых осадков "не может быть непосредственно определен Rb-Sr методом в связи с отсутствием действенных механизмов, способных обеспечить на этой стадии осадочного цикла однородность изотопного состава Sr (при различии отношений Rb/Sr) в валовых пробах осадков или каких-либо их фракциях" (Горохов, 1985, с. 117), даже в чрезвычайно медленно накапливающихся тонкозернистых глубоководных красных глинах (Семихатов, Горохов, 1984 и ссылки в этой работе). В отличие от этого, диагенез погружения, который порождает трансформацию смешанослойных глинистых минералов и освобождение значительных масс элизионных флюидов (Холодов, 1983), вполне доступен датированию Rb-Sr методом на основании анализа минеральных фракций обломочных толщ. Для докембрия этот возраст может рассматриваться как первое приближение к возрасту осадконакопления.

Дальнейшие работы, направленные на совершенствование методики датирования глинистых пород и минералов, сконцентрировали внимание на выделении и Rb-Sr анализе разноразмерных тонкозернистых субфракций (Morton, 1985; Clauer et al., 1990; Gorokhov et al., 1994; Schaltegger et al., 1994; Горохов и др., 1997, 2001, 2002; Zwingmann et al., 1999). Эти методики используют те же приемы, которые лежат в основе построения "минеральных изохрон" для кристаллических пород, и прежде всего требуют выделения субмикронных глинистых фракций. Это позволяет если не полностью разделить, то хотя бы обогатить кластогенные и аутигенные минеральные ассоциации силикокластических пород. Такое обогащение является первым шагом на пути к датированию дискретных этапов литогенеза. Субфракции одинакового размера, выделенные из нескольких образцов одного и того же горизонта, вопреки утверждению В.И. Виноградова и его соавторов, часто заметно различаются по своим Rb/Sr отношениям (Morton, 1985; Gorokhov et al., 1994; Uysal et al., 2001) и в ряде случаев успешно использовались для датирования этапов литогенеза. Однако выделение обогащенных размерных субфракций не решает проблему полностью, поскольку в масштабе образца не приводит к получению необходимого для изохронных построений когенетичного материала. Этот материал трудно добыть и путем дальнейшего механического или физического разделения глинистых фракций, но при выполнении определенных условий он может быть получен с помощью химических методов.

Действительно, геохронологическая практика показала, что химическое разделение минералов глинистых пород может быть проведено с помощью процедуры выщелачивания, которая применяется к тонкозернистым фракциям аргиллитов и глин, использует различные реагенты и приводит к отделению растворимых фаз от нерастворимых слоистых силикатов. Однако идентификация растворимых фаз представляет собой непростую задачу. В то время как минеральный состав и структура, а также химический состав необработанных размерных фракций слоистых силикатов и остатков от выщелачивания могут быть изучены различными методами, для вытяжек, по существу, единственным средством оценки их состава и происхождения является химический анализ.

Очевидно, что изотопный состав Sr в вытяжках является интегральным отражением его состава в растворимых несиликатных минеральных фазах и в специфических для глинистого материала положениях – в обмениваемых межслоевых позициях и на базальных поверхностях. Ряд недавних работ (Toyoda, Masuda, 1991; Ohr et al., 1991, 1994; Clauer et al., 1993; Schaltegger et al., 1994) свидетельствует, что значительная часть материала, выщелачиваемого из силикокластических пород, происходит именно из ассоциированных растворимых минералов (карбонатов и фосфатов), а не из обмениваемых положений в самих глинистых минералах. Это предполагает, что фракционирование Rb и Sr в осадке происходит вскоре после его отложения. В результате Rb и Sr попадают в аутигенные фазы, которые со времени своего образования способны оставаться замкнутыми геохимическими системами и могут быть разделены путем лабораторного выщелачивания. Если это так, то Rb-Sr датировки пелитов зоны диагенеза, вычисленные по трехточечным "внутренним изохронам" (необработанная субфракция – кислотная/ацетатная вытяжка – остаток от вышелачивания), можно считать эквивалентами возрастных значений, получаемых по минеральным изохронам для аутигенных карбонатов (фосфатов) и иллита (смешанослойного иллит-смектита). Если же это не так, то получаемые возрасты следует рассматривать в качестве модельных при не вполне правильно оцененных первичных отношениях ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. В пользу первой альтернативы свидетельствует то, что вычисленные первичные отношения обычно закономерно меняются с изменением эффективного диаметра исследованных частии. Такие зависимости говорят о том, что разноразмерные субфракции содержат неодинаковые доли иллита различного происхождения с сопутствующими легкорастворимыми аутигенными минералами, но никак не о том, что некий процесс выровнял изотопный состав Sr в ассоциированных фосфатах и карбонатах.

Необходимыми условиями того, чтобы упомянутые трехточечные линии в координатах ⁸⁷Rb/86Sr-⁸⁷Sr/86Sr имели геохронологический смысл, являются, во-первых, соответствие состава вытяжки составу реально существующей растворимой карбонатной и/или фосфатной фазы, а во-вторых, отсутствие избирательного извлечения радиогенного ⁸⁷Sr из силикатного материала в ходе лабораторного выщелачивания. Последняя проблема возникла после того, как Г. Фор и П.Дж. Баррет (Faure, Barrett, 1973) в солянокислых вытяжках из неморских карбонатных пород обнаружили отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, значительно превышавшие соответствующие значения в океанической воде. Однако доли силикокластической составляющей в изученных этими авторами образцах были очень велики (до 83%) и коррелированы с отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в карбонатном материале. Поэтому высокие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в этих карбонатах, как показывают современные исследования (Семихатов и др., 2002), вероятно, были следствием диагенетического обмена с силикатным материалом, а не результатом преимущественного извлечения радиогенного ⁸⁷Sr из сосуществующих глинистых минералов при обработке образцов 0.1N HCl, как полагали Г. Фор и П.Дж. Баррет. Н. Клауэр также наблюдал выщелачивание радиогенного ⁸⁷Sr из 1М иллита при обработке 2.5N HCl (Clauer, 1979), однако выщелачивание того же самого иллита 1N HCl дало отношение ⁸⁷Sr/86Sr в кислотной вытяжке, идентичное наблюдаемому в ассоциированном карбонате (Clauer et al., 1993). Поэтому изотопный состав Sr в вытяжке IN HCl мог рассматриваться как характеристика среды образования глинистых и карбонатных минералов.

В литературе известен ряд других примеров использования различных выщелачивающих агентов, которые могли бы вызвать преимущественное извлечение радиогенного ⁸⁷Sr из структуры глинистых минералов, если бы такое извлечение имело место. Н. Клауэр и его коллеги выщелачивали 1N НСІ современные морские аутигенные силикатные минералы, такие как филлипсит, нонтронит и бейделлит (Clauer, 1982b; Clauer et al., 1982, 1984), а также детритовые смектиты (Holtzapffel et al., 1985; Clauer et al., 1990). М. Кралик (Kralik, 1984) сравнивал Rb-Sr данные для тонкозернистых фракций иллита, выщелоченных 1N HCl, этилендиаминтетраацетатом аммония (NH₄-ED-ТА) и катионообменной смолой. М. Ор с соавторами (Ohr et al., 1991) использовали 1N HCl и 10% СН₃СООН для вышелачивания глинистых фракций третичных аргиллитов из скважины на побережье Мексиканского залива, а Н. Клауэр с коллегами (Clauer et al., 1993) изучали Rb-Sr систематику при обработке тонкозернистых фракций нижнекембрийских синих глин Северной Эстонии рядом реагентов: 1N HCl, 1N NH₄Cl, гуминовой кислотой, ацетоном, катионообменной смолой и NH₄-EDTA. Ни в одной из этих работ не было выявлено селективного выщелачивания радиогенного ⁸⁷Sr из глинистых фракций, включающих диагенетический 1М иллит. Поэтому утверждение В.И. Виноградова и его соавторов, что основная масса радиогенного Sr при выщелачивании юсмастахских аргиллитов 1N ацетатом аммония, имеющим pH = 7, дифференциально извлекается из глинистых минералов, не корректна с геохимической точки зрения. Предположению же о переходе Rb и Sr в вытяжку в результате конгрузнтного растворения глинистых минералов аргиллитов противоречат наклоны линий, проведенных через точки ацетатных вытяжек из разноразмерных субфракций в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (см. Горохов и др., 2001, рис. 9). Дело в том, что рифейская последовательность Анабарского массива, завершаемая юсмастахской свитой, отделена принципиальным несогласием от магматических серий дорифейского кристаллического фундамента Анабарского массива, а U-Pb возрасты цирконов из геологически наиболее молодых членов названных серий равны 1843 ± 12 и 1760 ± ± 20 млн. лет (Розен и др., 2000 и ссылки в этой работе). Датировки же, эквивалентные наклонам линий на рис. 9 (Горохов и др., 2001), составляют 1950-2300 млн. лет и намного превышают максимальный возрастной предел отложений юсмастахской свиты.

Таким образом, "внутренние изохроны", получаемые в результате выщелачивания тонкозернистых субфракций глинистых пород, представляют собой аналоги минеральных изохрон для магматических и метаморфических пород и не являются "искусственным способом расчета возраста", как полагают В.И. Виноградов и его соавторы. Слабость аргументов, приводимых в подпержку последней точки зрения, видимо, ясна и нашим оппонентам, так как, в отличие от своих обычных безапелляционных утверждений, здесь они выражаются много осторожнее и пишут, что "легко извлекаемый из образца Sr может не иметь, и, видимо, иногда (курсив наш, И.Г., М.С. и *Н.М.*) действительно не имеет отношения к Sr. который жестко связан в кристаллической решетке минерала" (Виноградов и др., 2003, с. 115). Более того, в работе, посвященной изотопному изучению довендских отложений Байкитского поднятия Сибирской платформы, В.И. Виноградов и др. (1998а, с. 272) сами использовали процедуру выщелачивания аргиллитов соляной кислотой, указав, что "этот прием бывает полезен при оценках значимости сомнительных эрохронных построений". К сказанному добавим, что дополнительным весомым аргументом в пользу реального геохронологического смысла датировок по внутренним изохронам является их частое согласие с выводами о возрасте, которые сделаны на основании изохронных Рb-Pb датировок ассоциированных карбонатных пород (Овчинникова и др., 1998) и/или палеонтологических и С-изотопных хемостратиграфических данных (Knoll et al., 1995; Горохов и др., 1997, 2001; Семихатов и др., 2002).

Перейдем теперь к построениям В.И. Виноградова и др., которые, по мнению этих авторов, являются главным аргументом в пользу "не подлежащего никаким сомнениям" уравновешивания изотопного состава Sr в изучаемой совокупности проб, будь то тонкозернистые глинистые субфракции или валовые пробы неметаморфизованных силикокластических пород.

Rb-Sr ИЗОХРОННЫЙ МЕТОД В ПРИМЕНЕНИИ К РАЗНОРАЗМЕРНЫМ ТОНКОЗЕРНИСТЫМ СУБФРАКЦИЯМ СИЛИКОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

В.И. Виноградов и др. (2003) на рис. 1 и 2 своей статьи воспроизводят наши Rb-Sr данные для разноразмерных глинистых субфракций аргиллитов усть-ильинской и юсмастахской свит Анабарского массива (Горохов и др., 1997, 2001) и утверждают, что полученные линейные зависимости являются изохронными. Начнем с того, что это утверждение не может быть принято по чисто формальным причинам, так как оно противоречит основным требованиям изохронного подхода. Действительно, согласно выстроенной нами системе доказательств, как глинистый материал тонкозернистых субфракций, так и мобильная фаза, удаляемая в результате обработки этих субфракций раствором ацетата аммония, представляют собой смеси некогенетичных минеральных генераций (Горохов и др., 1997, рис. 6; Горохов и др., 2001, рис. 9 и 10). В.И. Виноградов и др. (2003, с. 115) не согласны с этим выводом и полагают, что мобильный Sr, извлекаемый из глинистых субфракций раствором ацетата аммония, "не имеет никакого отношения к Sr, который жестко связан в кристаллической решетке минерала". Независимо от того, какая из приведенных точек зрения справедлива, использование нашими оппонентами данных для необработанных субфракций в Rb-Sr изохронных построениях непозволительно по двум причинам. Во-первых, каждая субфракция а priori сложена некогенетичными фазами, содержащими как мобильный, так и жестко связанный Sr. Ссылка В.И. Виноградова и его соавторов (2003, с. 118) на то, что "в вытяжку уходит относительно небольшое количество вещества, и его баланс в пробе при этом почти не нарушается", дезинформирует читателя, так как из табл. 2 (Горохов и др., 2001) ясно видно, что это "небольшое количество" доходит до 22-33%(!) общего содержания Sr в субфракции. Во-вторых, из-за той же некогенетичности образцов является некорректным проведенное В.И. Виноградовым и др. (2003) на рис. 1 и 2 объединение точек необработанных субфракций и соответствующих остатков от выщелачивания. В данном случае наши оппоненты пренебрегают основными принципами того самого изохронного метода, который используется ими в качестве главного доказательства правоты своей точки зрения.

Для обоснования не менее, чем двухфазного состава большинства глинистых субфракций аргиллитов юсмастахской свиты, а также вариаций этого состава от субфракции к субфракции в нашей работе (Горохов и др., 2001) приведен ряд химических и минералогических (рентгеноструктурных) доказательств, но В.И. Виноградов и др. (2003) не считают последние убедительными, что фактически означает несогласие с мировой практикой исследований в области минералогии глин. Нельзя пройти мимо еще одного обстоятельства. Наши оппоненты пытаются убедить читателя, что различие индексов кристалличности иллита в субфракциях является не следствием минералообразования на разных стадиях литогенеза, а результатом лабораторного истирания проб. При этом В.И. Виноградов с коллегами забывают, что они сами для оценки степени вторичных преобразований изучавшихся ими пород использовали именно этот параметр (Виноградов и др., 1999, с. 401) и игнорируют тот факт, что применяемая нами методика выделения и разделения глинистых фракций вообще не предусматривает истирания проб. Это положение ясно изложено в методических разделах обеих наших статей, посвященных геохронологии рифейских аргиллитов Анабарского массива (Горохов и др., 1997, 2001). Поэтому вопрос о влиянии истирания проб на структурные характеристики глинистых минералов должен быть просто исключен из рассмотрения при анализе наших данных. Здесь же к представленным ранее свидетельствам наличия двух минеральных фаз в глинистом материале аргиллитов юсмастахской свиты добавим еще одно: существенно различное отношение К/Rb в их крупно- и мелкозернистых иллитовых субфракциях (380– 630 против 160–200). Согласно Клауэру и соавторам (Clauer et al., 1993), этот факт сам по себе является показателем минералогического различия глинистых частиц в разноразмерных субфракциях.

В ряде недавних публикаций В.И. Виноградов и др. (1994, 1998а, 2000а,б) значительное внимание уделили линиям смешения и рассмотрели, в частности, примеры возникновения такого рода псевдохронных зависимостей в результате соосаждения плиоцен-четвертичных вулканогенных и терригенных илов (Asahara et al., 1999) и современных разноразмерных фракций силикокластических морских осадков (Eisenhauer et al., 1999). Таким образом, наши оппоненты, казалось бы, должны иметь ясное представление о том, что объединение на одной Rb-Sr диаграмме осадков с различной крупностью зерна ведет к получению линий смешения, не имеющих геохронологического смысла. Это, однако, не мешает им трактовать линейные зависимости для разноразмерных тонкозернистых субфракций рифейских аргиллитов усть-ильинской и юсмастахской свит (Виноградов и др., 2003, рис. 1 и 2) как эрохроны, отражающие возраст "некоего эпигенетического события, которое произошло около 1000-1100 млн. лет назад и затронуло всю толщу довендских отложений Анабарского массива". При этом наши оппоненты не обращают внимания на то обстоятельство, что различие минерального и химического составов разноразмерных тонкозернистых субфракций накладывает серьезные ограничения на возможность уравновешивания изотопов Sr между субфракциями. Очевидно, что диффузия в твердой фазе неэффективна при низких температурах, и поэтому механизм эпигенетического изотопного урановешивания должен включать полную перекристаллизацию глинистых минералов с участием интерстициального флюида. Такая перекристаллизация, необходимость которой признается В.И. Виноградовым и др. (2000б, с. 643), непременно должна была бы приводить не только к изотопной гомогенизации Sr, но и к уравновешиванию минерального и особенно химического составов глинистого материала в субфракциях. Однако подобного процесса в изученных аргиллитах не отмечено. Здесь мы вынуждены повторить (repetitio est mater studiorum), что наблюдаемое в субфракциях юсмастахских аргиллитов увеличение отношения Rb/Sr по мере уменьшения

размеров частиц (Горохов и др., 2001, с. 16) не допускает возможности образования иллита в ходе единого процесса кристаллизации или перекристаллизации на любой стадии литогнеза. Следовательно, предлагаемая В.И. Виноградовым и его соавторами концепция уравновешивания изотопного состава Sr в глинистых субфракциях аргиллитов, которая может показаться привлекательной с позиций аналитической геометрии, не выдерживает элементарной геохимической проверки.

Теперь поясним, почему же линейные зависимости на рис. 1 и 2 (Виноградов и др., 2003), не будучи изохронными, характеризуются сходными значениями тангенса угла наклона. Легко заметить, что на этих рисунках самые высокие отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr свойственны тем фигуративным точкам, которые отвечают остаткам от выщелачивания глинистых субфракций с наименьшей величиной зерна (<0.1 и 0.1–0.2 мкм; Горохов и др., 2001, рис. 5 и 6). Это именно те субфракции, которые наиболее обогащены молодыми генерациями иллита с возрастом 1000-1200 млн. лет. Поскольку наклон прямых, аппроксимирующих линейные последовательности при использовании метода наименьших квадратов, во многом определяется положением "крайних" точек, неудивительно, что датировки, вычисленные с помощью таких псевдоизохрон, близки ко времени формирования этих молодых генераций. Удивительно другое: в разделе, посвященном рассмотрению особенностей "внутренних изохрон", В.И. Виноградов и др. (2003), обсуждая свойства линейных зависимостей в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, констатируют, что наклоны прямых "задаются далеко отстоящими от начала координат точками" и потому "вычисляемый возраст может быть близким к некоторой реальности". Таким образом, наши оппоненты используют двойной стандарт при интерпретации данных на Rb-Sr диаграммах. Понимая искусственный характер приведенных ими в таблице возрастных значений, они тем не менее утверждают, что положение линий на рис. 1 и 2 "не оставляет места для случайности" и их наклон "действительно отражает возраст некоего эпигенетического события". На самом же деле, измеренные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, свойственные фигуративным точкам остатков от выщелачивания, в данном случае настолько велики, что значения кажущегося возраста очень мало чувствительны к принимаемым величинам первичных отношений ⁸⁷Sr/86Sr. Поэтому фактически мы имеем здесь дело не с изохронными, а с модельными возрастами молодых (1000-1200 млн. лет) генераций иллита. В отличие от В.И. Виноградова и его соавторов, которые связывают образование этих минеральных фракций с "неким эпигенетическим событием", мы в предыдущих работах (Горохов и др., 1997, 2001) рассмотрели конкретные процессы, которые могли приводить и приводили к такому образованию. Итак, псевпоизохронные построения наших оппонентов некорректны с изотопно-геохронологической точки зрения и не несут какой-либо информации о процессах литогенеза в рифейских отложениях Анабарского массива.

Rb-Sr ИЗОХРОННЫЙ МЕТОД В ПРИМЕНЕНИИ К ВАЛОВЫМ ПРОБАМ СИЛИКОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОЛ

Прежде всего подчеркнем, что подход, основанный на Rb-Sr датировании валовых проб тонкозернистых силикокластических пород, в настоящее время активно применяется только группой В.И. Виноградова, хотя именно глинистые породы были одним из первых геохронометров, использованных для определения Rb-Sr возраста осадочных толщ (Compston, Pidgeon, 1962; Whitney, Hurley, 1964). Такой приоритет глинистых пород был обусловлен тем, что главными их компонентами являются богатые К и Rb слоистые силикаты, а необходимое для применения Rb-Sr изохронной модели уравновешивание изотопного состава Sr в датируемых объектах предполагалось в ходе седиментогенеза за счет изотопного обмена с морской водой. Однако после классических работ Э. Дэша и его коллег (Dash et al. 1966, Dash, 1969), стало ясно, что ни такой обмен, ни перемешивание гетерогенных обломочных зерен в ходе их переноса не способны обеспечить гомогенизацию изотопного состава Sr в морских осадках при сохранении различий отношений Rb/Sr в конкретных образцах. Поэтому последующие работы, направленные на получение данных о возрасте силикокластических пород, уже не опирались на анализ их валовых проб (обзор и библиографию см. Семихатов, Горохов, 1984; Горохов, Семихатов, 1984). Исключением в течение некоторого времени были лишь исследования У. Кордани и его группы (Cordani et al., 1978, 1985; Misuzaki et al., 1994).

Главным препятствием на пути Rb-Sr изохронного датирования валовых проб терригенных пород является различная способность их обломочных и аутигенных компонентов к изотопному уравновешиванию с окружающей средой в ходе постседиментационных процессов. Эти проблемы подробно рассмотрены в печати (Clauer, 1982а, Горохов, Семихатов, 1984; Горохов, 1985; Clauer, Chaudhuri, 1995). Поэтому здесь мы затронем лишь некоторые их аспекты.

Поскольку силикокластические породы представляют собою смесь разновозрастных некогенетичных минералов, образованных на разных этапах литогенеза, точки валовых проб этих пород на диаграммах в координатах ⁸⁷Rb/86Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в общем случае должны лежать вне "изохрон сравнения", отвечающих возрасту любого постседиментационного процесса, если последний не привел к полной переработке осадочного материала. Положение точек на таких диаграммах относительно изохрон сравнения определяется соотношением:

непреобразованный кластический	+	частично преобразованный
материал		кластический материал
полностью преобразованный	+	новообразованный
кластический материал		материал

Изучение мощной толщи миоценовых глинистых осадков на побережье Мексиканского залива (Perry, Turekian, 1974) уже давно показало, что гомогенизация изотопов Sr в различных фракциях этих осадков, содержащих переменные количества детритовых минералов (полевого шпата, иллита и каолинита), при диагенезе погружения не происходит даже на глубине 5 км. Тем более нельзя ожидать, что такая гомогенизация будет достигнута в толщах аргиллитов, алевролитов и песчаников на расстояниях в десятки и сотни метров по стратиграфической вертикали и в десятки и сотни километров по латерали. Между тем именно такие далеко разобщенные пробы В.И. Виноградов и др. (1994, 1996, 1998а, б, 1999, 2000а, б) привлекают к исследованию в попытках определить Rb-Sr возраст эпигенетических процессов, охватывающих рифейские толщи Сибири и Урала. Иллюстрацией сказанного, в частности, служит анализ Rb-Sr данных для глинистых фракций аргиллитов усть-ильинской свиты Анабарского массива, приведенных на рис. 2 и в таблице в статье В.И. Виноградова и др. (2003). Если, как считают авторы этой статьи, линейные зависимости на рис. 2 представляют собой не линии смешения, а эрохроны, отражающие возраст "некоего эпигенетического события, которое затронуло всю толщу довендских отложений Анабарского массива", то изотопный состав Sr должен был бы стать гомогенным по крайней мере в тонкозернистых субфракциях аргиллитов, отобранных из одного пласта на расстоянии нескольких метров один от другого. Однако из упомянутой таблицы, напротив, следует, что "первичные", по мнению В.И. Виноградова и его соавторов, отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в глинистых фракциях разных образцов

> № 6 2003

ГОРОХОВ и др.

заметно различаются. Следовательно, нет никаких оснований говорить о гомогенизации изотопного состава Sr не только в региональном масштабе ("во всей толще довендских отложений Анабарского массива"), но и в масштабе валовых проб глинистых пород, отобранных в пределах определенных свит. Таким образом, постседиментационные изменения силикокластических пород, не вызвавшие полного преобразования кластогенных полевых шпатов и слюд, не способны привести к реальному изотопному уравновешиванию Sr во всех фазах породы и тем более в отобранных на значительных расстояниях друг от друга валовых пробах любого размера. Это заключение, сделанное геохронологами более двух десятков лет назад (например, Clauer, 1976), заставило исследователей искать новые пути для получения геохронологической информации о процессах литогенеза.

Путь, избранный В.И. Виноградовым и др. (1994, 1996, 1998а, б, 1999, 2000а, б), заключается в Rb-Sr изучении валовых проб силикокластических пород и графическом анализе полученных данных в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Однако выбрав изохронный метод в качестве основного, если не единственного инструмента исследования, эти авторы в большинстве своих работ не выполняют основных условий его применения. Вопреки мировой практике, в их работах молчаливо подразумевается, что линейные зависимости в вышеуказанных координатах, построенные для некогенетичных образцов и включающие значительную геохимическую дисперсию (так называемые "эрохроны"), пригодны для вычисления возраста геологических процессов. Для обозначения таких процессов В.И. Виноградов обычно употребляет термин "эпигенез", который по существу является термином свободного пользования и потому может привлекаться к объяснению любых датировок, не подразумевая связи с какими-либо конкретными геологическими событиями. Впрочем, в некоторых особых случаях, когда степень переработки кластического материала высока, получаемые по валовым пробам осадочных пород датировки все же могут приближаться к возрасту реальных процессов.

Накопленный опыт Rb-Sr датирования силикокластических пород разного возраста показывает, что физические и минеральные изменения в масштабе валовых проб этих пород начинаются на стадии анхиметаморфизма (метагенеза) и продолжаются до стадии образования стабильных равновесных минеральных парагенезисов метаморфических пород в условиях зеленосланцевой и особенно амфиболитовой фации (Peterman, 1966; Montigny, Faure, 1969; Gorokhov et al., 1970; Горохов и др., 1982; Graham, 1985; Горохов, 1987). В результате метапелиты в таких условиях иногда дают геологически значимые Rb-Sr изохроны даже при "региональном" опробовании (Горохов, 1985), когда места отбора проб разделены расстояниями в десятки километров. При этом, конечно, не требуется действительного перемещения вещества на такие расстояния. Если весь объем протолита может быть разделен на ряд равномерно распределенных субобъемов, каждый из которых имеет одно и то же отношение Rb/Sr, соответствующее среднему отношению во всей породе, то по мере накопления радиогенного ⁸⁷Sr такие субобъемы будут иметь и одинаковые средние значения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Roddick, Compston, 1977; Горохов, 1985).

учетом вышесказанного, полученные C В.И. Виноградовым и др. (1999) для нижнерифейской (1650 ± 50–1350 ± 50 млн. лет) бурзянской серии Южного Урала Rb-Sr эрохронные датировки валовых проб алеврит- и песчано-глинистых пород, лежащие в пределах 880-980 млн. лет. представляются вполне закономерными и отражающими тенденцию к уравновешиванию изотопного состава Sr в названных породах в ходе эпигенетических изменений. Это тем более так, что в средней части бурзянской серии локализовано крупное метасоматическое месторождение сидеритов, возникновение которого 1010 ± 100 млн. лет назад сопровождалось мобилизацией вещества вмещающих силикокластических пород (Кузнецов и др., 2001). Нужно однако особо подчеркнуть, что доказательств полной гомогенизации изотопного состава Sr в масштабе проанализированных В.И. Виноградовым и др. (1999) валовых проб бурзянских пород нет. Во-первых, все эти пробы, наряду с переменными количествами аутигенных К- и Rb-содержащих минералов, заключают кластические полевые шпаты, слюды и фрагменты чужеродных пород. Во-вторых, индексы кристалличности иллита в изученных породах показывают, что степень их постседиментационных преобразований не превышала уровня анхиметаморфизма (Виноградов и др., 1999, с. 402 и 409). Утверждение же В.И. Виноградова и др. (1999, с. 410), что бурзянские породы местами испытали высокотемпературный (500°С) метаморфизм амфиболитовой фации или биотитовой (суб)фации (Виноградов и др., 2000б) не вяжется с реально наблюдаемыми минеральными парагенезисами (Маслов и др. 2001). В других случаях, когда доля непереработанного кластического материала в датируемых породах велика, "эрохронные" построения В.И. Виноградова некорректны, внутренне противоречивы и не отражают геохронологической реальности. Приведем несколько примеров.

При изотопном изучении рифейских отложений Учуро-Майского региона Восточной Сибири авторы справедливо отмечают, что "К-Аг датирование валовых проб терригенных пород может приводить к самым различным результатам" (Виноградов и др., 19986, с. 640), которые могут не иметь "никакого отношения к геологически значимым событиям" (Виноградов и др., 2000а, с. 176). Однако авторы забывают добавить, что сказанное в равной степени относится и к Rb-Sr датированию тех же проб, ибо обе изотопные системы опираются на одни и те же минеральные носители геохронологической информации. Различие между названными системами заключается только в том, что возможные в Rb-Sr систематике графические построения при некритическом к ним отношении могут создать иллюзию достоверности результатов и таким образом открыть простор для спекуляций.

Значительная часть противоречий, содержашихся в рассматриваемых статьях, вызвана тем, что В.И. Виноградов и его соавторы необоснованно придают геохронологический смысл вычисленным ими эрохронным Rb-Sr датировкам. Так, на с. 641 цитированной выше статьи (Виноградов и др., 1998б) содержится утверждение "о большей устойчивости К-Аг системы в глинистых минералах по сравнению с Rb-Sr системой", но чуть ниже сообщается, что "гораздо чаще встречаются согласованные возрасты по обеим системам". Несколько раньше в той же статье авторы отмечают близость К-Аг датировок глауконитов и валовых проб алевролитов (заметно превышающих, кстати, вычисленные ими Rb-Sr "возрасты"), без всяких оснований объявляют эту близость результатом "омоложения" и делают противоречащий мировому опыту вывод о том, что "определяемый по глаукониту возраст не может характеризовать время образования осадка или его раннего диагенеза" (Виноградов и др., 1998б, с. 640). В другой статье при попытке объяснить более древний К-Аг возраст глауконита по сравнению с "возрастом" валовых проб алеврит-глинистых пород В.И. Виноградов и др. (2000a, с. 179) выдвигают невероятное предположение о потере глауконитом калия при сохранении радиогенного аргона.

Полученные для четырех свит рифея Учуро-Майской плиты возрастающие вниз по разрезу Rb-Sr эрохронные датировки валовых проб алеврит- и песчано-глинистых пород (верхнерифейская кандыкская свита – 690 млн. лет, среднерифейские омнинская и кондерская свиты – 811 и 810 млн. лет и нижнерифейская омахтинская свита – 954 млн. лет) В.И. Виноградов и его коллеги (2000а) связывают с прохождением этими свитами в процессе погружения осадков неких критических уровней глубины и температуры, породивших интенсивную трансформацию глинистых минералов. Анализ литературных данных о РТусловиях такой трансформации привел В.И.Виноградова с соавторами к выводу, что минеральные преобразования в изученных породах, определившие приведенные выше Rb-Sr эрохронные датировки, происходили на глубинах 2.5-3 км и при температуре 80–100°С, хотя некоторые исследователи для других примеров давали более высокие оценки этих параметров (глубины до 5 км, температура 260 ± 30°; Виноградов и др., 2000а и ссылки в этой работе). Такой интерпретации геологического значения полученных Rb-Sr эрохронных датировок противоречат три обстоятельства.

Во-первых, каждый исследователь, знакомый с геологией рифея Учуро-Майского региона, знает, что южная кромка Учурской впадины, откуда происходят изученные В.И. Виноградовым пробы омахтинских пород, и северо-западный склон Омнинского поднятия, где были собраны пробы омнинских и кондерских пород, не могли 950–800 млн. лет назад быть погружены на указанные глубины. Об этом однозначно свидетельствуют мощности перекрывающих их рифейских отложений (Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991). Во-вторых, цветовые индексы (Hayes et al., 1983) рифейских органостенных микрофоссилий, широко развитых на Учуро-Майской плите (Вейс и др., 1998; Вейс, Воробьева, 2002), показывают, что вмещающие их породы никогда не нагревались выше 60-80°С. В-третьих, в Юдомо-Майском прогибе, который примыкает к Учуро-Майской плите с востока и в рифее испытывал гораздо более интенсивные погружения, чем эта плита, вычисленый В.И. Виноградовым и др. (2000а) эрохронный Rb-Sr "возраст" силикокластических пород геологически разновозрастных свит меняется немонотонно и вне зависимости от их стратиграфического положения, хотя именно здесь, согласно рассматриваемой модели, следовало бы ожидать направленного увеличения упомянутого возраста сверху вниз по разрезу.

Работы В.И. Виноградова и его коллег (1994, 1998), посвященные Rb-Sr систематике рифейских толщ внутренних районов Сибирской платформы (Катангской седловины и Байкитского поднятия), основаны на анализе случайных образцов, представленных валовыми пробами стратиграфически разновозрастных песчано- и алеврит-глинистых пород, которые были отобраны из скважин, отстоящих друг от друга на многие десятки и первые сотни километров. Более чем сомнительно, что какие-либо геологические процессы могли вызвать изотопную гомогенизацию Sr в столь внушительном объеме неметаморфизованных силикокластических пород тем более, что в проанализированных пробах присутствуют обломочные зерна полевого шпата, слюд, чужеродных пород, а местами и глобулы аутигенного глауконита, сохраняющего индивидуальность своей Rb-Sr системы. Невзирая на это, В.И. Виноградов и др. (1994) при интерпретации данных по Катангской седловине сочли возможным приписать геологический смысл полученной на Rb-Sr диаграмме линейной зависимости с кажущимся

возрастом около 1530 млн. лет. В случае Байкитского поднятия авторы (Виноградов и др., 1998а) объединили на одной Rb-Sr диаграмме данные для 19 образцов аргиллитов разных стратиграфических уровней и, получив на графике вытянутое облако точек (что вполне естественно), интерпретировали эти данные как свидетельствующие о преобразовании всего довендского чехла региона 1200-1300 млн. лет назад и, соответственно, о более древнем возрасте самого чехла. Таким выводам противоречат как палеонтологические (микрофоссилии, строматолиты), так и С-изотопные хемостратиграфические данные, которые свидетельствуют, что терминальные горизонты довендских последовательностей внутренних районов Сибирской платформы представлены верхнерифейскими отложениями (Хоментовский, Наговицин, 1998; Хабаров и др., 2000) и имеют возраст менее 1030 млн. лет (Семихатов и др., 2000).

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ МЕТОДОЛОГИИ

В заключение остановимся на некоторых проблемах методологии, используемой группой В.И. Виноградова как при проведении собственных исследований, так и при анализе работ тех геохронологов, с подходами и результатами которых наши оппоненты не согласны.

Причиной многих неувязок в работах В.И. Виноградова с соавторами служит их убеждение, что единственным критерием, который позволяет определить состоятельность полученных величин изотопного возраста, является линейное расположение фигуративных точек на Rb-Sr эволюционной диаграмме. Однако всем специалистам в области изотопной геохронологии хорошо известно, что ни Rb-Sr, ни K-Ar формальная систематика сами по себе не могут подтвердить или опровергнуть геохронологическую состоятельность полученной информации (единственое исключение представляет диагностика линий смешивания). В частности, в работе Д.Д. Соколова и М.И. Буякайте (1986), положения и математический аппарат которой часто используются группой В.И. Виноградова в геохронологических построениях (Виноградов и др., 1994, 1998а, 6, 1999, 2000б), сфера применения математической статистики к аналитическим данным изложена вполне определенно: "Высокий авторитет математики приводит к некоторой переоценке силы статистических методов. Реально аппарат математической статистики может играть очень важную, но все же вторичную роль и не может заменить (курсив наш, И.Г., М.С. и Н.М.) всестороннего геохронологического и геологического обсуждения ситуации". Это заключение ясно подчеркивает, что линейное расположение точек на изохронной диаграмме является необходимым, но не достаточным доказательством геохронологической, а тем более геологической значимости вычисленного возрастного значения.

Заметим еще, что в изотопно-геохронологических публикациях непременно должна быть указана мера отклонения полученного набора аналитических данных от применяемой математической (изохронной) модели. Однако наши оппоненты далеко не всегда следуют этому правилу (Виноградов и др., 1996, 2000а, 2003). Напомним, что эрохрона отличается от изохроны тем, что разброс фигуративных точек относительно этой линии значимо превышает погрешность эксперимента, свидетельствуя о непригодности изохронной модели для математической обработки совокупности полученных аналитических данных. Поэтому возрастные значения, вычисленные из наклона эрохрон, могут обсуждаться только при наличии независимых доказательств прявления соответствующих геологических событий. Если же мера разброса точек не приведена, геохронологическая информация, извлекаемая из эрохроны, полностью обесценивается.

При оценке параметров линейных зависимостей с помощью полиномиального метода наименьших квадратов в качестве меры разброса точек относительно аппроксимирующих прямых принято использовать средний квадрат взвешенных отклонений (СКВО, в английском варианте – MSWD). Эта величина всеми геохронологами вычисляется на основе статистических весов отдельных точек и уклонений на изохронной диаграмме измеренных значений от вычисленных (McIntyre et al., 1966; Williamson, 1968; Шуколюков и др., 1974). К сожалению, результаты наших оппонентов и в тех случаях, когда они пытаются охарактеризовать состоятельность своих геохронологических построений, не могут непосредственно сопоставляться с данными других исследователей. Причина этого состоит в том, что В.И. Виноградов и его соавторы при вычислении СКВО, неправомерно сохраняя принятую аббревиатуру и почему-то называя искомую величину среднеквадратичным отклонением (?), используют для вычисления статистических весов удвоенные значения стандартных отклонений (Виноградов и др., 1998а, с. 272). Нетрудно убедиться, что такая подмена вчетверо снижает значение СКВО и смещает условную границу между изохронами и эрохронами в "выгодном" для авторов направлении.

Возвращаясь к вопросу о возможности оценки состоятельности изотопно-геохронологической информации на основе самих изотопных данных, отметим, что одним из немногих критериев, позволяющих в ряде случаев отделить результаты смешивания от Rb-Sr возрастных реалий, является наличие корреляции в координатах 1/Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Faure, 1986). Однако и здесь наши оппоненты, обсуждая собственные данные для докембрийских отложений Юдомо-Майского прогиба, ставят читателя в тупик, утверждая, что такая корреляция является не свидетельством смешения двух фаз в анализированном материале, а, напротив, подтверждением геохронологической значимости полученных датировок (Виноградов и др., 2000a, с. 178).

Следует также отметить, что для получения хотя бы подобия линейных зависимостей на Rb-Sr диаграммах В.И.Виноградову с соавторами в ряде случаев уже после изотопного анализа и графического представления материала приходится отбраковывать значительную часть аналитических данных. Так, при вычислении возраста верхнедокембрийских отложений Уринского поднятия из 21 проанализированного образца исключены 9 (Виноградов и др., 1996), а в работе по нижнерифейским отложениям Южного Урала из 34 изученных образцов отброшено 14 (Виноградов и др., 1999), но каких-либо данных о минеральной или иной специфике забракованных образцов ни в том, ни в другом случае не приведено. Поистине, авторы здесь действуют в соответствии с ироничным следствием из закона Мейерси, которое гласит, что эксперимент можно считать удавшимся, если нужно отбросить не более 50% сделанных измерений, чтобы достичь соответствия с теорией.

Переходя к более общим вопросам, подчеркнем, что любое изотопно-геохронологическое исследование должно включать некоторую последовательность обязательных и взаимосвязанных этапов, главными из которых являются следующие: 1) постановка задачи, 2) отбор нужных для ее решения образцов, 3) всесторонее вещественное изучение отобранного материала и выявление степени когенетичности избранных геохронометров, 4) максимально возможное освобождение последних от гетерогенных фаз, 5) изотопное датирование фаз, обогащенных когенетичным материалом, 6) привлечение комплекса геологических, минералогических, изотопно-хемостратиграфических, палеонтологических и других данных, способных пролить свет на реальное значение полученного изотопного возраста. Важнейшая роль в этом комплексе, по нашему мнению, принадлежит информации об условиях образования и преобразования датированных объектов.

С сожалением приходится признать, что в изотопно-геохронологических работах В.И. Виноградова и его коллег эта обязательная цепочка действий страдает серьезными пробелами. Вопервых, этими исследователями неоднократно подчеркивается, что образцы, использованные для определения изотопного возраста, подбирались случайным образом. Это приводит не только к дискретному распределению датированных проб в разрезах и на площади, но и к появлению в изученной коллекции неконтролируемой пропорции образцов, мало пригодных для решения поставленной задачи (например, аркозовых песчано-глинистых неметаморфизованных пород при датировании низкотемпературных постседиментационных процессов). Во-вторых, в работах этих авторов отсутствуют как комплексная вещественная характеристика датированного материала, так и какие-либо попытки освобождения последнего от некогенетичных минеральных фаз. При описании состава датированных образцов В.И. Виноградов и его соавторы главное внимание уделяют доказательству широкого развития в них аутигенных К- и Rb-содержащих минералов. возникших на поздних стадиях литогенеза, оставляя в тени первичные минералогические особенности силикокластических пород. В-третьих, как уже говорилось, В.И. Виноградов с коллегами уклоняются от анализа геологических, тектонических и минералогических данных, которые проливают (или могли бы пролить) свет на историю образования и преобразования пород, валовые пробы которых используются в качестве геохронометров. Вместо этого для оценки геологической значимости изотопных датировок анализируется статистический характер распределения фигуративных точек на изохронных диаграммах. Завершая рассмотрение методологии исследований и полемики В.И. Виноградова и его коллег, коснемся еще нескольких моментов.

Терминология, применяемая названными авторами при описании датированных ими отложений, свидетельствует о действиях в рамках хроностратиграфического пространства. На этом фоне совершенно неожиданными являются утверждения наших оппонентов, что главным критерием проведения границы среднего и верхнего рифея в Учуро-Майском регионе являются изотопно-геохронологические данные (Виноградов и др., 1998б, с. 633; 2000а, с. 179). Двукратное повторение этой сентенции исключает случайную описку как объяснение столь неожиданного прыжка авторов в хронометрическое поле. Какого-либо объяснения этого действия и последующего возврата в лоно хроностратиграфии (Виноградов и др., 2003, с. 120) не приводится. В связи с этим возникает вопрос, в какой мере осознанно и почему наши оппоненты принимают то одну, то другую концепцию расчленения протерозоя, хотя между ними нет ничего общего (Семихатов, 1995).

Критикуя нас за использование С-изотопных хемостратиграфических данных при обосновании возраста юсмастахской свиты, В.И. Виноградов справедливо пишет о невозможности применения этих данных для *корреляции*, ибо амплитуда колебаний δ^{13} С во всем Анабарском разрезе рифея не выходит за пределы 0 ± 1‰ (Покровский, Виноградов, 1991; Knoll et al., 1995). Однако в статье И.М.Горохова и др. (2001) С-изотопные данные применялись не для корреляции, а для оценки минимального возрастного предела отложений: мы использовали известные данные о том, что нижняя часть рифейских отложений, имеющая возраст более 1.25–1.27 млрд. лет, обладает близкими к нулю, по существу инвариантными значениями $\delta^{13}C_{\text{карб}}$, а вышележащая часть этих отложений отличается гораздо более изменчивыми величинами данного параметра (Knoll et al., 1995; Kah et al., 1999; Bartley et al., 2001).

В.И. Виноградов и др. (2003) приписывают нам мнение, что главным методом определения стратиграфического возраста рифейских микробиот мы считаем изотопно-геохронологический и в "подкрепление" такой точки зрения приводят оборванную на полуслове цитату из статьи И.М. Горохова и др. (2001, с. 6–7). Фрагмент этой цитаты, да еще в отрыве от контекста статьи может создать впечатление, что в данном случае наши оппоненты правы. Однако из второй половины упомянутой цитаты и из контекста наших публикаций ясно следует, что на самом деле, действуя в рамках хроностратиграфии, мы определяем возрастное положение конкретных микробиот на основании комплекса данных, в том числе на основании анализа вертикального распределения их характерных представителей в типовом и опорных разрезах рифея. Именно такой комплекс данных явился решающим в определении стратиграфического возраста конкретной микробиоты, о которой идет речь на стр. 6 и 7 нашей статьи.

Наконец, в статье В.И. Виноградова и др. (2003, с. 119) утверждается, что И.М.Горохов и др. (2001) "имели ясное представление о стратиграфическом возрасте пород юсмастахской свиты еще до начала своих исследований". Подобное утверждение на первый взгляд можно трактовать как скрытый упрек в фальсификации приведенных в нашей статье аналитических данных, необходимой для согласования якобы "заранее известных" представлений о возрасте отложений с их Rb-Sr датировками. Но мы искренне верим, что В.И. Виноградов далек от такой трактовки и надеемся, что все написанное выше поможет ему приблизить свой подход к изучению K-Ar и Rb-Sr систематики силикокластических пород к подходу остальных геохронологов, занимающихся этой проблемой в нашей стране и за ее пределами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№02-05-64210, 02-05-64333.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии сибирского гипостратотипа рифея (омахтинская, кандыкская и усть-кирбинская микробиоты) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 27–54. Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Преобразование фациально-экологической структуры древних биот во времени и стратиграфия рифея // Геология и геофизика.1998. Т. 39. № 1. С. 85–96.

Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 4. С. 49–76.

Виноградов В.И., Пичугин Л.П., Быховер В.Н. и др. Изотопные признаки и время эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений Уринского поднятия // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 1. С. 68–78.

Виноградов В.И., Корж М.В., Сорокина И.Э. и др. Изотопные принаки эпигенетических преобразований довендских отложений осадочного чехла Байкитского поднятия, Сибирская платформа // Литология и полезн. ископаемые. 1998а. № 3. С. 268–279.

Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Головин Д.И. и др. Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований и проблема возраста рифейских отложений Учуро-Майского региона Восточной Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 19986. № 6. С. 629–646.

Виноградов В.И., Горожанин В.М., Муравьев В.И., Буякайте М.И. Вторичные преобразования нижнерифейских отложений Южного Урала 930 млн. лет назад – Rb-Sr данные // Литология и полезн. ископаемые. 1999. № 4. С. 400–410.

Виноградов В.И., Вейс А.Ф., Буякайте М.И. и др. Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований докембрийских отложений Юдомо-Майского прогиба Восточной Сибири и проблема возраста гипостратотипа рифея // Литология и полезн. ископаемые. 2000а. № 2. С. 168–180.

Виноградов В.И., Муравьев В.И., Буякайте М.И. и др. Эпигенез среднерифейских отложений Башкирского мегантиклинория Южного Урала – время преобразования и геологические следствия // Литология и полезн. ископаемые. 2000б. № 6. С. 640–652.

Виноградов В.И., Муравьев В.И., Буякайте М.И. О геохронологическом значении Rb-Sr изучения протерозойских аргиллитов Анабарского массива // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 115–121

Горохов И.М. Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. М.: Энергоатомиздат, 1985. 153 с.

Горохов И.М. Rb-Sr системы в регионально метаморфизованных породах // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука, 1987. С. 3–19.

Горохов И.М., Семихатов М.А. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение 2. Поведение Rb и Sr в ходе диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма // Литология и полезн. ископаемые. 1984. № 2. С. 87–109.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Негруца В.З. и др. Полистадийная эволюция иллита в верхнепротерозойских аргиллитах п-ова Средний, Мурманское побережье Баренцева моря // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 2. С. 188–207.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 5. С. 530–539.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н. и др. Rb-Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастахской свиты, Анабарский массив, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 3–24.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Каурова О.К. и др. Rb-Sr и U-Pb систематика осадочных и метасоматических карбонатов бакальской свиты (нижний рифей Южного Урала) // 16 Симпозиум по геохимии изотопов, 20–23 ноября 2001 г. Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 131–132.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: УрО РАН. 2001. Т. 1. 351 с., Т. 2. 135 с.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 8. № 6. С. 3–25.

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.

Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–180.

Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея // М.: Наука, 1983. 223 с.

Семихатов М.А., Горохов И.М. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение 1. Поведение Rb и Sr в ходе выветривания, переноса и седиментации // Литология и полезн. ископаемые. 1984. № 1. С. 3–26.

Семихатов М.А., Овчиннникова Г.В., Горохов И.М. и др. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Низкое отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в Гренвильском и постГренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3-46.

Соколов Д.Д., Буякайте М.И. О некоторых особенностях применения метода наименьших квадратов в рубидий-стронциевой геохронометрии // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С. 207–217.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П. Эволюция изотопного состава стронция и карбонатного углерода в рифейских бассейнах западной окраины Сибирского кратона // Осадочные басссейны: закономерности строения, эволюция, минералогия. Материалы 4-го регионального Уральского совещания. Екатеринбург, 2000. С. 156–158.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 152 с.

Хоментовский В.В., Наговицин К.Е. Неопротерозой запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 10. С. 1365–1376.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченков О.А. Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974. 207 с.

Asahara Y., Tanaka T., Kamioka H. et al. Provenance of the north Pacific sediments and process of source material transport as derived from Rb-Sr isotopic systematics // Chem. Geol. 1999. V. 158. № 2. P. 271–291.

Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al. Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111. № 1/4. P. 165–202.

Bonhomme M.G. The use of Rb-Sr and K-Ar dating methods as stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals // Precambrian Res. 1982. V. 18. № 1/2. P. 5–25.

Bonhomme M., Millot G. Mineraux argileux et geochimie isotopique // Proc. Intern. Clay Conference, Jerusalem, Israel. 1966. V. 1. P. 121–133.

Clauer N. Geochimie isotopique du strontium des milieux sedimentaires. Application a la geochronologie de la couverture du craton Ouest-Africain // Sci. Geol. Mem., Strasbourg. 1976. V. 45. 236 p.

Clauer N. A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks // Lectures in Isotope Geology / Eds Jager E. and Hunziker J.C., Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 1979. P. 30– 51.

Clauer N. The rubidium-strontium method applied to sediment: certitudes and uncertainties // Numerical Dating in Stratigraphy / Ed. Odin G.S. Chichester: Wiley and Sons. 1982a. P. 245–276.

Clauer N. Strontium isotopes of Tertiary phillipsites from Southern Pacific: timing of the geochemical evolution // J. Sediment. Petrol. 1982b. V. 52. № 3. P. 1003–1009.

Clauer N., Chaudhuri S. Clays in Crustal Environments. Isotope Dating and Tracing. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 1995. 359 p.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 11

Clauer N., Chaudhuri S., Kralik M., Bonnot-Courtois C. Effects of experimental leaching on Rb-Sr and K-Ar isotopic systems and REE contents of diagenetic illite // Chem. Geol. 1993. V. 103. № 1/4. P. 1–16.

Clauer N., Hoffert M., Karpoff A.M. The Rb-Sr isotope system as an index of origin and diagenetic evolution of southern Pacific red clays // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. № 12. P. 2659–2664.

Clauer N., Giblin P., Lucas J. Sr and Ar isotope studies of detrital smectites from the Atlantic Ocean (DSDP, Legs 43, 48 and 50) // Isot. Geosci. 1984. V. 2. \mathbb{N} 2. P. 141–151.

Clauer N., O'Neil J.R., Bonnot-Courtois C., Holtzapffel T. Morphological, chemical, and isotopic evidence for an early diagenetic evolution of detrital smectite in marine sediments // Clays and Clay Minerals. 1990. V. 38. № 1. P. 33–46.

Clauer N., Savin S.M., Chaudhuri S. Isotopic composition of clay minerals as indicators of the timing and conditions of sedimentation and burial diagenesis // Isotopic Signatures and Sedimentary Records, Lecture Notes in Earth Sciences. V. 43 / Eds Clauer N. and Chaudhuri S. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 1992. P. 239–286.

Compston W., Pidgeon R.T. Rubidium-strontium dating of shales by the total-rock method // J. Geophys. Res. 1962. V. 67. № 9. P. 3493-3502.

Cordani U.G., Kawashita K., Thomaz-Filho A. Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related rocks // Contributions to the Geologic Time Scale / Eds Cohee G.V., Glaessner M.F., Hedberg H.D. AAPG Studies in Geology. № 6. Edward Brothers Inc. 1978. P. 93–117.

Cordani U.G., Thomaz-Filho A., Brito-Neves B.B., Kawashita K. On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil // Giornale di Geologia. 1985. V. 47. № 1/2. P. 253–280.

Dasch E.J. Strontium isotopes in weathering profiles, deepsea sediments, and sedimentary rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1969. V. 33. № 12. P. 1521–1552.

Dasch E.J., Hills F.A., Turekian K.K. Strontium isotopes in deep-sea sediments // Science. 1966. V. 153. № 3733. P. 295-297.

Eisenhauer A., Meyer H., Rachold V. et al. Grain size separation and sediment mixing in Arctic Ocean sediments: evidence from the strontium isotope systematics // Chem. Geol. 1999. V. 158. № 3/4. P. 173–188.

Faure G. Principles of Isotope Geology. 2nd ed. New York: Wiley and Sons. 1986. 589 p.

Faure G., Barrett P.J. Strontium isotope compositions of non-marine carbonate rocks from the Beacon Supergroup of the Trans-Antarctic Mountains // J. Sediment. Petrogr. 1973. V. 43. № 2. P. 447–457.

Gorokhov I.M., Varshavskaya E.S., Kutyavin E.P., Lobach-Zhuchenko S.B. Preliminary Rb-Sr geochronology of the North Ladoga Region, Soviet Karelia // Eclogae Geol. Helv. 1970. V. 63. № 1. P. 95–104.

Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L. et al. Rb-Sr systematics of Vendian-Cambrian claystones from the East-Eu-

ropean Platform: Implications for a multi-stage illite evolution // Chem. Geol. 1994. V. 112. № 1/2. P. 71–89.

Graham I.J. Rb-Sr geochronology and geochemistry of Torlesse metasediments from the central North Island, New Zealand // Chem. Geol. 1985. V. 52. № 3/4. P. 317–331.

Hayes J.M., Kaplan Y.R., Wedeking K.W. Precambrian organic geochemistry: preservation and record // Earth's Earliest Biosphere, its Origin and Evolution / Ed. Schopf J.W. Princeton: Princeton University Press. 1983. P. 93–134.

Holtzapffel T., Bonnot-Courtois C., Chamley H., Clauer N. Héritage et diagenèse des smectites du domaine sédimentaire Nord-Atlantique (Crétacé, Paléogène) // Bull. Soc. géol. France. 1985. Ser. 8. V. 1. № 1. P. 25–53.

Kah L.C., Sherman A.G., Narbonne G.M. et al. δ^{13} C stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations // Can. J. Earth Sci. 1999. V. 36. No 3. P. 313–332.

Knoll F.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean succession from northwestern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk uplift) // Amer. J. Sci. 1995. V. 295. № 8. P. 823–850.

Kralik M. Effects of cation-exchange treatment and acid leaching on the Rb-Sr system of illite from Fithian, Illinois // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. № 3. P. 527–533.

McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. The statistical assessment of Rb-Sr isochrons // J. Geophys. Res. 1966. V. 71. № 22. P. 5459–5468.

Misuzaki A.M.P., Cordani U.G., Kawashita K., Thomaz-Filho A. Rb-Sr systematics in recent sediments, and its bearing for geochronological interpretations // Abstracts of the 8th Intern. Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. U.S. Geological Survey Circular 1107. 1994. P. 220.

Montigny R., Faure G. Contribution au problume de l'homogénéisation isotopique du strontium des roches totales au cours du métamorphisme: cas du Wisconsin Range, Antarctiques // C.R. Acad. Sci. 1969. T. 168D. № 7. P. 1012–1015.

Morton J.P. Rb-Sr dating of diagenesis and source age of clays in Upper Devonian black shales of Texas // Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. № 8. P. 1043–1049.

Nicolaysen L.O. Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks // Ann. N.Y. Acad. Sci. 1961. V. 91, art. 2. P. 198–206.

Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R. Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 105. № 1/3. P. 110–126.

Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R. Mobility and fractionation of rare earth elements in argillaceous sediments: Implications for dating diagenesis and low-grade metamorphism // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 1. P. 289–312.

Perry E.A., Turekian K.K. The effects of diagenesis on the redistribution of strontium isotopes in shales // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. № 6. P. 929–935.

Peterman Z.E. Rb-Sr dating of Middle Precambrian metasedimentary rocks of Minnesota // Bull. Geol. Soc. Amer. 1966. V. 77. № 10. P. 1031–1044.

Roddick J.C., Compston W. Strontium isotope equilibration: a solution to a paradox // Earth Planet. Sci. Letters. 1977. V. 34. № 2. P. 238-246.

Schaltegger U., Stille P., Rais N. et al. Neodymium and strontium dating of diagenesis and low-grade metamorphism of argillaceous sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. \mathbb{N} 5. P. 1471–1481.

Toyoda K., Masuda A. Chemical leaching of pelagic sediments: Identification of the carrier of Ce anomaly // Geochemical Journ. 1991. V. 25. № 2. P. 95–119.

Uysal 1.T., Golding S.D., Thiede D.S. K-Ar and Rb-Sr dating of authigenic illite-smectite in Late Permian coal measures, Queensland, Australia: implication for thermal history // Chem. Geol. 2001. V. 171. № 3/4. P. 195–211. Whitney P.R., Hurley P.M. The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. V. 28. № 4. P. 425–436.

Williamson J.H. Least-squares fitting of a straight line // Can. J. Phys. 1968. V. 46. № 16. P. 1845–1847.

Zwingmann H., Clauer N., Gaupp R. Structure-related geochemical (REE) and isotopic (K-Ar, Rb-Sr, δ^{18} O) characteristics of clay minerals from Rotliegend sandstone reservoirs (Permian, northern Germany) // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. No 18. P. 2805–2823.

Рецензенты Е.В. Бибикова, Ю.Д. Пушкарев

УДК 551.761

ПОИСКИ ГЛОБАЛЬНЫХ СТРАТОТИПИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ И ТОЧЕК ДЛЯ ЯРУСНЫХ ГРАНИЦ В ТРИАСОВОЙ СИСТЕМЕ

© 2003 г. А.А.Шевырев

Палеонтологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 11.11.2002 г.

Ключевые слова. Триас, границы ярусов, глобальные стратотипические разрезы и точки.

В октябре 1991 г. на симпозиуме в Лозанне Подкомиссия по триасовой стратиграфии (ПТС) Международной стратиграфической комиссии подавляющим большинством голосов своих членов одобрила схему расчленения триаса на семь ярусов (индский, оленекский, анизийский, ладинский, карнийский, норийский и рэтский), а 31 августа 1992 г. на заседании в Киото утвердила ее (Visscher, 1992). Однако почти все перечисленные ярусы до сих пор носят полуофициальные названия, поскольку они, за исключением инда, не имеют формально утвержденных глобальных стратотипических разрезов и точек для своих нижних границ. Решением этой задачи в настоящее время активно занимаются ПТС и созданные ею рабочие группы.

В марте 2001 г. по предложению ПТС Исполнительный комитет Международного союза геологических наук (МСГН) утвердил первую и пока единственную из этих границ - нижнюю границу триаса (Orchard, 2001). Она проводится теперь в подошве слоя 27с мейшаньского разреза D в округе Чансин (провинция Чжэцзян Южного Китая) по первому появлению конодонтов Hindeodus parvus Kozur et Pjatakova (Yin et al., 2001), т. е. выше отоцеровых слоев (Baud, 2002), которые в аммонитовом биохронологическом стандарте традиционно принимались за основание триасовой системы (Шевырев, 1999, 2000, 2001). Этот разрез, ставший предметом гордости китайских геологов и местом паломничества любознательных туристов, находится под надежной защитой государства. Около него поставлен памятный знак. Утвердив положение глобальной базальной границы триаса в мейшаньском разрезе, МСГН тем самым формально определил и основание инда. В качестве кандидатов на роль глобального стратотипа нижней границы оленекского яруса предлагаются разрезы в Южном Приморье (Захаров, 1994; Zakharov, 1994, 1996; Захаров и др., 2002), Восточном Верхоянье (Dagys, 1995; Дагис, 1997; Шевырев, 2002), на Таймыре (Dagys, Sobolev, 2000) и в провинции Аньхой Южного Китая (Tong et al., 2002; Zhao et al., 2002).

Сторонники первого варианта, обосновывая свой выбор, ссылаются на то, что в комплексах аммоноидей из пограничных индско-оленекских отложений Южного Приморья присутствуют бореальные элементы, облегчающие межрегиональную корреляцию этих отложений. Их оппоненты, отстаивающие второй и третий варианты, указывают на то, что оленекский ярус впервые был выделен в Сибири, где и следует отобрать глобальный стратотип для его нижней границы. Китайские стратиграфы считают, что, поскольку все остальные триасовые ярусы имеют свои стратотипы в Тетической области, глобальный стратотип нижней границы оленека следовало бы подыскать в этой же палеобиогеографической области. В качестве возможного кандидата на роль такого стратотипа они предлагают западный пиндиншаньский разрез в провинции Аньхой, где эта граница проходит на уровне первого появления конодонтов Neospathodus waageni Sweet и несколько выше основания аммонитовой зоны Flemingites (Tong et al., 2002).

Поскольку граница инда и оленека официально еще не утверждена и объемы этих ярусов пока остаются неясными, китайские стратиграфы предложили недавно использовать взамен их новые ярусы – инькенский со стратотипом в мейшаньском разрезе провинции Чжэцзян и чаохуский со стратотипом в мацзяшаньском разрезе той же провинции Аньхой (Tong et al., 2001), а в качестве пограничного стратотипа – уже упоминавшийся западный пиндиншаньский разрез.

Таким образом, для ярусов нижнего триаса в настоящее время имеются две паре основных альтернативных названий (индский-инькенский и оленекский-чаохуский), а для границы между ними, по крайней мере, четыре возможных глобальных стратотипа (в Южном Приморье, Восточном Верхоянье, на Таймыре и в Южном Китае). Международная рабочая группа по границе инда и оленека оказалась перед трудным выбором, который ей предстоит сделать.

Границе нижнего и среднего триаса (или оленекского и анизийского ярусов) было посвящено Международное рабочее совещание, проведенное Румынской академией наук. Бухарестским университетом и ПТС в Тулче (Северная Добруджа) 7-10 июня 2000 г. (Workshop..., 2000). Основной целью полевой экскурсии, состоявшейся в первый же день совещания, было знакомство с двумя частично перекрывающимися разрезами верхнеоленекских и нижнеанизийских отложений на южном склоне невысокой горы Десли-Кайра, расположенной южнее Тулчи. Один из них, обнажающийся в западной части склона, предлагается румынскими коллегами как возможный глобальный стратотип нижней границы анизия (Gradinaru, 2000). Он сложен красноватыми, массивными, толстослоистыми известняками халльштаттского типа мощностью более 60 м. В верхней половине этой толщи (38 м) выделено 11 горизонтов с аммоноидеями. Граница оленека и анизия проходит между 6-м и 7-м горизонтами. На этом уровне, судя по предварительным определениям, отчетливо меняется таксономический состав аммонитовых комплексов. Помимо аммоноидей, в отложениях особенно часто встречаются фораминиферы и конодонты. Однообразная литология, непрерывный характер осадконакопления и богатое палеонтологическое содержание выгодно отличают разрез на горе Десли-Кайра от других пограничных разрезов оленека и анизия в Тетической области. Он по праву может рассматриваться как наиболее достойный кандидат на роль глобального стратотипа и точки для нижней границы анизия. Однако до официального утверждения его в этом качестве следовало бы изучить и описать его аммоноидей.

Следующим шагом на том же пути явилось обсуждение ярусных границ среднего триаса на Международном совещании в Веспреме (Венгрия) 6-8 сентября 2002 г. (STS/IGCP 467 field meeting ..., 2002). Оно было организовано триасовой подкомиссией Венгерской стратиграфической комиссии, Венгерской академией наук и Венгерским геологическим обществом по инициативе ПТС в рамках проекта 467 ("Триасовое время и транспанталасская корреляция") Международной программы геологической корреляции. Кроме 9 венгерских специалистов, в совещании участвовало более 30 гостей из Австрии, Болгарии, Великобритании, Испании, Италии Канады, Китая, Польши, России, Словакии, США, Швейцарии, Черногории, Чехии и Югославии.

Совещание началось с однодневной поездки на разрезы пограничных отложений анизия и ладина, ладина и карния в восточной части Балатонского нагорья. Наиболее интересен из них разрез около Фельшёэрша, предложенный венгерскими геологами в качестве возможного глобального стратотипа нижней границы ладина (Vörös et al., 1996). Он представляет собой обнажение на склонах холма Форрашхедь, частично естественное, частично вскрытое в искусственных выемках и защищенное от размыва специально построенными деревянными навесами. Вдоль обнажения, объявленного заповедным геологическим памятником природы, проходит усыпанная щебнем смотровая тропа для туристов и школьников. Граница анизия и ладина в этом разрезе проводится венгерскими стратиграфами между формациями Фельшёэрш и Васой. Формация Фельшёэрш заканчивается серыми слоистыми известняками (менее 10 м мощностью) верхнеанизийской зоны trinodosus. Формация Васой состоит преимущественно из зеленовато-белых туфов и туффитов (20 м) с редкими прослоями и линзами желтоватых известняков, содержащих аммоноидей зоны reitzi, которая делится на четыре подзоны: Kellnerites felsoeoersensis, Hyparpadites liepoldti, Reitziites reitzi и Aplococeras avisianum. Выше залегают красные кремнистые известняки формации Бухенштайн. Пограничные слои с Ticinites cf. crassus (Hauer), Stoppaniceras cf. variabile Rieber и Chieseiceras sp. между свитами Васой и Бухенштайн отнесены к зоне secedensis. Обломок раковины Eoprotrachyceras sp., найденный выше, указывает на ладинскую зону curionii. Предлагаемая венгерскими стратиграфами анизийско-ладинская граница в фельшеэршском разрезе практически совпадает с литологической границей, что не соответствует международным требованиям, предъявляемым к качеству глобальных пограничных стратотипов

В течение двух следующих дней обсуждались вопросы, так или иначе связанные с ярусными границами среднего триаса. Им было посвящено 20 устных и 16 стендовых докладов. Заседания проходили в уютном зале регионального центра Венгерской академии наук, разместившегося в одном из старинных замков Веспрема.

Первая (утренняя сессия) 7 сентября была посвящена границе оленека и анизия. Она началась с доклада М. Орчарда (M.J. Orchard), нынешнего председателя ПТС, о потенциальных руководящих формах североамериканских конодонтов, которые можно было бы использовать для определения ярусных границ среднего триаса и их корреляции между Новым и Старым Светом. Приемлемой руководящей формой для границы оленека и анизия считается вид Chiosella timorensis (Nogami), который обнаружен вместе с аммоноидеями Japonites welteri Bucher в базальных анизийских слоях Невады и имеет широкое географическое распространение. На границе анизия и ладина, которая проводится между аммонитовыми зонами occidentalis-subasperum в США и зонами chischa-matutinum в Канаде, появляются Neogondolella ex gr. constricta (Mosher et Clark), Paragondolella ex gr.excelsa (Mosher)и род Budurovignathus. Граница ладина и карния проходит между аммонитовыми зонами sutherlandi-obesum в Британской Колумбии и под зоной desatoyense в Неваде. На уровне зоны sutherlandi появляются первые представители Metapolygnathus и Mosherella, a также некоторые морфотипы Neogondolella. О результатах комплексного изучения оленекско-анизийской границы в непрерывных морских отложениях разреза Гуаньдао в Наныпаньцзянском бассейне Южного Китая сообщили Д. Л е рм а н (D. Lehrmann) и его коллеги. На этой границе исчезают Neospathodus homeri (Bender) и N. symmetricus Orchard, появляются Neospathodus gondolelloides (Bender), Chiosella timorensis (Nogami) и Neogondolella regalis Mosher, а обратная геомагнитная полярность сменяется нормальной. Радиометрический анализ вулканических туфов, присутствующих в изученном разрезе, позволил определить абсолютный возраст пермско-триасовой и оленекско-анизийской границ, который составил соответственно 251 и 247 млн. лет. Судя по этим данным, раннетриасовая эпоха продолжалась всего лишь 4 млн. лет, а возрождение морской биоты после пермского вымирания произошло гораздо быстрее, чем думали прежде. Хемостратиграфические исследования, проведенные в разных странах В. А тудореем (V. Atudorei) и его соавторами, показали значительные изменения в соотношениях изотопов углерода. серы и стронция на границе оленека и анизия. Эти геохимические особенности могут быть использованы для высокоразрешающей стратиграфической корреляции. Предварительными результатами изучения фораминиферовых комплексов из пограничных отложений оленека и анизия в уже упоминавшемся разрезе Десли-Кайра (Румыния) поделились Э. Градинару и Д. И в а н о в а (E. Gradinaru, D. Ivanova). Об изменениях конодонтов в тех же отложениях сообщили Э. Градинару, М. Орчард, А. Никора, Э. Мираута и В. Атудорей (Е. Gradinaru, M. Orchard, A. Nicora, E. Mirauta, V. Atudorei). Кухтинов В.Р.Лозовский, **Д.А**. и О.П. Я рошенко посвятили свой доклад палеонтологической и биостратиграфической характеристике нижне-среднетриасовых континентальных и пресноводных серий Восточной Европы, уделив особое внимание положению в них оленекско-анизийской и анизийско-ладинской границ.

На второй (вечерней) сессии обсуждалась граница анизия и ладина – самая спорная, на мой взгляд, ярусная граница в триасе. При полном согласии, что ее следует проводить где-то между альпийскими зонами trinodosus (генозона Paraceratites) и curionii (генозона Eoprotrachyceras), современные специалисты расходятся в своих представлениях о положении этой границы в данном стратиграфическом интервале, помещая ее между генозонами Paraceratites и Hungarites, Hungarites и Nevadites или Nevadites и Eoprotrachyceras (таблица).

Граница Paraceratites-Hungarites (или trinodosusreitzi) имеет исторический приоритет. На этом уровне 120 лет назад Э. Мойсисович (Mojsisovics, 1882) провел нижнюю границу своего "норийского" яруса, позже переименованного в ладинский (Bittner, 1893). До последнего времени эту границу со стратотипом в фельшёэршском разрезе единодушно признавали венгерские стратиграфы (Vörös et al., 1996).

Основание генозоны Nevadites – вторая потенциальная граница анизия и ладина. Эту зону 20 лет назад выделил австрийский геолог Л. Кристин (Krystyn, 1983) в разрезе халлыштаттских известняков Эпидавроса (Греция) как базальную зону ладина. Согласившись с его мнением о стратиграфическом положении зоны Nevadites, итальянские стратиграфы П. Мьетто и С. Манфрин (Mietto, Manfrin, 1995) разделили ее в Южных Альпах на три подзоны: Ticinites crassus (типовая местность – Пьян-дей-Фьяконно, Доломиты Италии), Serpianites serpianensis (типовая местность – гора Сан-Джорджо, кантон Тичино, Швейцария) и Chieseiceras chiesense (типовая местность – разрез Валь-Гола, Тренто, Италия).

Основание генозоны Eoprotrachyceras – третье возможное положение анизийско-ладинской границы. Эту генозону ввели П. Мьетто и С. Манфрин (Mietto, Manfrin, 1995), разделив ее в разрезе Валь-Гола на две подзоны: Eoprotrachyceras curionii и Xenoprotrachyceras recubariense. В 60-е годы канадский геолог Э.Т. Тозер (Tozer, 1967; Silberling, Tozer, 1968) предложил проводить нижнюю границу ладина в Северной Америке в основании слоев с Eoprotrachyceras, что соответствует нижней границе альпийской зоны (или подзоны) сurionii. В начале 80-х годов МСК СССР принял этот вариант ладинской границы (Жамойда и др., 1982). Позже П. Брак и Г. Рибер (Brack, Rieber, 1986, 1993) провели ее на том же уровне в разрезах Брешских Предальп и Джудикарии (Италия).

В качестве одного из аргументов при обосновании ярусных границ в триасе по предложению Л. Кристина (Krystyn, 1978) используется время появления в палеонтологической летописи таксонов высокого ранга – надсемейств или реже семейств. Таким таксоном в среднем триасе является надсемейство Trachycerataceae. Камнем преткновения на пути использования этого подхода стал род Nevadites, систематическое положение которого вызывает споры среди специалистов. Одни из них включают его в надсемейство Ceratitaceae (Tozer, 1981; Шевырев, 1986), другие – в надсемейство Trachycerataceae (Mietto, Manfrin, 1995). Соответственно первые считают самым ранним представителем трахицератацей род Eoprotrachyceras, а вторые – Nevadites.

ПОИСКИ ГЛОБАЛЬНЫХ СТРАТОТИПИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Возможные анизийско-ладинские границы и их межрегиональная корреляция

	J	Южн	ые Альпы			Невада	Канада	Сибирь										
. Нижний ладин	Н	Eoprotra- chyceras	Xenoprotrachyceras recubariense		_													
	ь Фассо		Eoprotrachyceras curionii	Нижний л	subas	perum	Eoprotrachyceras matutinum											
	- : -	ites	Chieseiceras chiesense															
		Nevadi	Serpianites serpianensis		Frechites occidentalis		Frachitas											
?	_?_		Ticinites crassus				chischa											
			Aplococeras	Aplococeras , nvisianum , He	ites	Parafrechites dunni		es ius	Parafrechites sublaqueatus									
		tes	avisianum		аниз Tech	irech	Parafrechites meeki		chitadan	Frechites nevadanus								
		ngari	ngar		ний	Paraf n	Frechites nevadanus		Fre nev:	Paraj	popanoceras	dzeginense						
		Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	H	Reitziites reitzi	epx		Gymnotoceras blakei			Gymnotoceras olenekense				
2	2											B	eras ne	Paraceratites cricki		eras ne		
Верхний Анизий		tes	Paraceratites	Paraceratites	for	Paraceratites vogdesi	Eogymnotoceras	form										
	диг	Paracerati	Paracerati	Paracerati	Paracerati	Paracerati	Paracerati	Paracerati	rati	rati	trinodosus		mno	Paraceratites clarkei	deleeni	telli	Parapopanoceras asseretoi	
	Ил								Schreyerites abichi		G G	Paraceratites burckhardti	L	Gy B				

На совещании в Веспреме, к сожалению, не удалось преодолеть указанные разногласия. Убедившись в том, что отстаивавшаяся им анизийсколадинская граница в основании зоны reitzi s. l. не пользуется всеобщей поддержкой, А. Вёрёш (A. Vörös) предложил поднять ее в фельшёэршском разрезе до уровня одноименной подзоны, где собственно и появляется руководящий зональный вид, т.е. совместить ее с подошвой генозоны Hungarites. Допустимы, с его точки зрения, также компромиссные варианты проведения нижней границы ладина в основании подзоны avisianum или по подошве зоны secedensis, т.е. генозоны Nevadites. Наименее приемлема, как полагает Вёрёш, граница в основании зоны curionii (или генозоны Eoprotrachyceras), поскольку ее руководящий вид довольно редок. Аналогичную позицию в этом вопросе занял X. Коцур (H. Kozur). Он тоже считает подзону reitzi s. str. самой подходящей для основания ладинского яруса, так как на этом уровне произошли наиболее значительные изменения в таксономическом составе конодонтов и радиолярий. Довольно заметные микропалеонтологические изменения наблюдаются и на нижней границе зоны avisianum. Ш. Ковач (S. Kovács), напротив, пришел к выводу, что вариант с границей в основании подзоны reitzi s. str. (или генозоны Hungarites) не подкрепляется какими-либо существенными событиями в эволюции

конодонтов. Предпочтительнее выглядит, с его точки зрения, граница на уровне зоны avisianum, где появляются Gondolella alpina Kozur et Mosher и G. trammeri Kozur. Ковач убежден, что стратиграфическое распределение конодонтов, как и других ископаемых, подвержено жесткому фациальному контролю. Поэтому при обосновании ярусных границ следует использовать комплексный подход с привлечением различных групп, обладающих значительным корреляционным потенциалом. Присутствие туфовых слоев в фельшёэршском разрезе позволило Й. Пальфи, Р. Парришуи А. Верешу (J. Palfy, R. Parrish, А. Voros) определить абсолютный возраст нижних границ зоны reitzi s. l. (241.1 + 0.5 млн. лет) и подзоны reitzi s. str. (240.5 + 0.5 млн. лет). Г. Рибери П. Брак (H. Rieber, P. Brack), опираясь на строение лопастных линий, показали, что Nevadites и Eoprotrachyceras филогенетически не связаны между собой. Род Nevadites следовало бы отнести к семейству Ceratitidae (надсемейство Ceratitaceae). Происхождение рода Eoprotrachyceras, первого представителя трахицератацей, остается неясным.

В своем выступлении на сессии я отстаивал вариант границы анизия и ладина между генозонами Nevadites и Eoprotrachyceras (Shevyrev, 2002). Во-первых, на этом уровне появляются самые ранние бесспорные трахицератацеи. Во-вторых, 140

эта граница обладает наибольшим корреляционным потенциалом. Она легко трассируется повсеместно. Напротив, другие предлагаемые анизийско – ладинские границы в ряде случаев проследить невозможно. Например, они бесследно теряются в разрезах Канады (см. таблицу). П. Брак. Р. Мандил, Дж. Муттони, Г. Рибери В. Шац (P. Brack, R. Mandil, G. Muttoni, H. Rieber, W. Schatz) выступили с обзором и интерпретацией результатов комплексного (лито-, био-, магнито- и хроностратиграфического) изучения пограничных анизийско-ладинских отложений в Южных Альпах за последние 10 лет. Присутствие маркирующих слоев и характерных фаунистических горизонтов в указанном стратиграфическом интервале позволило увязать между собой многочисленные южноальпийские разрезы. Правильность предложенной лито- и биостратиграфической корреляции подтверждена уровнями магнитной инверсии. Особенно надежна корреляция отложений между верхами зоны reitzi и зоной curionii. Она позволила установить разные темпы осадконакопления на карбонатных платформах и в глубоководных бассейнах. Так, 600 метровой толще на Латемарской платформе отвечает маломощная 25 метровая последовательность нижних бухенштайнских слоев в Доломитах. По радиометрическим данным, процесс накопления этих отложений продолжался около 4 млн. лет. Возраст нижней границы зоны curionii, принимаемой вышеуказанными стратиграфами за основание ладина, составляет 240.7 млн. лет. Самая полная и непрерывная летопись макроископаемых обнаружена в разрезе Баголино (Брешские Предальпы), который предлагается в качестве возможного глобального стратотипа анизийско-ладинской границы. В этом же разрезе, поданным А. Никоры и П. Брака (А. Nicora, P. Brack), отмечается полная последовательность конодонтовых комплексов. Н. Прето, П. Мьеттои С. Манфрин (N. Preto, P. Mietto, S. Manfrin) рассмотрели биостратиграфию мощной карбонатной толщи на Латемарской платформе (Доломиты). В ней выделено 18 аммонитовых горизонтов, отвечающих зонам avisianum, crassus и serpianensis. Упомянутые исследователи проводят нижнюю границу ладина в основании зоны crassus (или генозоны Nevadites). Они тоже отмечают значительные различия темпов осадконакопления на карбонатных платформах и в бассейнах, что следует учитывать при выборе глобального пограничного стратотипа анизия и ладина. Проанализировав палинокомплексы одного из разрезов в Доломитах, П. Хочули и Г. Роги (P. Hochuli, G. Roghi) пришли к выводу, что наибольшие изменения в их составе произошли между зонами reitzi (генозона Hungarites) и сиrionii (генозона Eoprotrachyceras).

На третьей (заключительной) сессии 8 сентября рассматривалась граница ладина и карния. Освязанных с нею проблемах рассказал М. Гаэтани (M. Gaetani). Он напомнил, что до середины 90-х годов это была, пожалуй, самая благополучная ярусная граница в триасе. Она единодушно определялась по появлению видов Trachyceras aon (Münster) в Альпах и T. desatoyense Johnston в Северной Америке. Считалось, что на этом уровне появляется и род Trachyceras. Однако П. Мьетто и С. Манфрин (Mietto, Manfrin, 1995) показали, что в Доломитах немногочисленные представители этого рода, например, Т. bipunctatum (Münster) и Т. muensteri (Wissmann), появляются раньше, чем T. aon, и предложили проводить ладинско-карнийскую границу по появлению рода Daxatina, т.е. ниже уровня с Т. aon. Они включили в состав своей генозоны Trachyceras подзону Daxatina cf. canadensis как базальную подзону карния. Эту позицию вскоре заняли и другие итальянские стратиграфы (Broglio Loriga et al., 1999), которые согласились с положением данной границы в основании слоев с Daxatina и предложили для ее глобального стратотипа и точки разрез формации Сан-Кассиано в Прати-ди-Стуорес (Доломиты, западнее Кортина-д'Ампеццо). В отличие от Trachyceras, распространение которого ограничено низкими и средними широтами, Daxatina является космополитным родом и, следовательно, больше подходит для глобальной корреляции. М. Балини, Л. Кристин, А. Никора и В. Торти (M. Balini, L. Krystyn, A. Nicora, V. Torti) поделились результатами своего изучения пограничных отложений ладина и карния в долине Спити (Центральные Гималаи). В этих отложениях различаются пять последовательных комплексов аммоноидей, включающих соответственно Meginoceras, Maclearnoceras, Frankites, Daxatina и Trachyceras. Стратиграфические интервалы Frankites и Daxatina слегка перекрываются. Уровни появления Trachyceras в пяти изученных разрезах коррелируются с трудом. Наиболее важное событие в эволюции пелагических двустворок на этом рубеже – появление рода Halobia, совпадающее со средней частью стратиграфического ранга рода Frankites. На этом же уровне замечены первые конодонты вида Metapolygnathus polygnathiformis (Budurov et Stefanov). По их появлению в разрезах Балатонского нагорья некоторые участники Международного совещания в Лозанне (1991 г.) предлагали фиксировать границу ладина и карния. Полученные данные свидетельствуют о том, что важнейшие события в развитии двустворок и конодонтов не совпадают с переломными моментами в распределении аммоноидей. Изученные гималайские разрезы можно рассматривать как значительное дополнение к альпийскому разрезу Прати-ди-Стуорес. Дж. Уоррингтон (G. Warrington) охарактеризовал триасовые отложения в береговых обрывах Дорсета и восточной части Девона. Это местонахождение по решению ЮНЕСКО в 2001 г. объявлено природным памятником всемирного наследия. Здесь обнажается мощная толща от эйлесберских немых континентальных аргиллитов верхов перми? - нижнего траса до морских глинистых сланцев серии Пенарт с рэтскими фораминиферами, двустворками, гастроподами, кораллами, конодонтами, ракообразными и рыбами. Выше залегает лейасовая серия. В 2.5 м от ее основания появляется Psiloceras planorbis Sow. – руководящий вид базальной зоны юры. Предпланорбисовые слои этой серии с фораминиферами, брахиоподами, двустворками, остракодами и морскими ежами рассматриваются как самые верхи триаса. Завершилась сессия докладом М.А. Шишкинаи В.Г. Очева о среднетриасовых фаунах тетрапод Восточной Европы и проблеме их датирования.

Выбор глобальных стратотипических разрезов и точек для ярусных границ триасовой системы будет продолжен. С этой целью обновлен состав международных рабочих групп по границам карния и нория, нория и рэта. 26-28 мая 2003 г. в Ванкувере (Канада) на сессии, посвященной вымираниям, фаунистическим переменам и естественным рубежам в позднем триасе, планируется рассмотреть карнийско-норийскую и норийскорэтскую границы, а также ознакомиться, если удастся, с классическими верхнетриасовыми разрезами около оз. Уиллистон, на северо-востоке Британской Колумбии (Orchard et al., 2001). Продолжить обсуждение тех же границ после посещения ряда верхнетриасовых альпийских разрезов, претендующих на роль глобальных пограничных стратотипов, намечается на рабочем совещании в Венеции в августе 2004 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дагис А.С. Зональная схема бореального нижнего триаса и граница индского и оленекского ярусов // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 4. С. 36–40.

Жамойда А.И., Романовская Г.М., Ростовцев К.О. Общая стратиграфическая шкала триасовой системы // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. С. 35–37.

Захаров Ю.Д. Стратотип границы индского и оленекского ярусов нижнего триаса // Тихоокеанская геология. 1994. Т. 13. № 4. С. 33–44.

Захаров Ю.Д., Шигэта Я., Попов А.М. и др. Кандидаты в глобальные стратотипы границы индского и оленекского ярусов нижнего триаса в Южном Приморье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 6. С. 50–61.

Международный стратиграфический справочник: Сокращенная версия. М.: ГЕОС, 2002. 38 с.

Шевырев А.А. Триасовые аммоноидеи. М.: Наука, 1986. 184 с.

Шевырев А.А. Нижняя граница триаса и ее корреляция в морских отложениях. Ст. 1. Пограничные разрезы Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 14–27.

Шевырев А.А. Нижняя граница триаса и ее корреляция в морских отложениях. Ст. 2. Бореальные разрезы базального триаса и их сопоставление с пограничными разрезами Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 55–65.

Шевырев А.А. Зональное деление и межрегиональная корреляция индского яруса по аммонитам // Страти-графия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 5. С. 59–68.

Шевырев А.А. Аммонитовые зоны оленекского яруса (нижний триас) и их корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 5. С. 59–69.

Baud A. A short review on the Permian-Triassic boundary and the Griesbachian Substage // STS/IGCP 467 field meeting, Veszprém, Hungary, 5–8 September, 2002. Budapest: Geol. Inst. Hungary; Hung. Geol. Soc. 2002. P. 41–43.

Bittner A. Was ist norisch? // Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien. 1893. Bd. 42. S. 387-396.

Brack P., Rieber H. Stratigraphy and ammonoids of the lower Buchenstein beds of the Brescian Prealps and Guidicarie and their significance for the Anisian-Ladinian boundary // Eclog. geol. helv. 1986. V. 79. № 1. P. 181–225.

Brack P., Rieber H. Towards a better definition of the Anisian-Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps // Eclog. geol. helv. 1993. V. 86. $N \ge 2$. P. 415-527.

Broglio Loriga C., Cirilli S., De Zanche V. et al. The Prati di Stuores/Stuores Wiesen section (Dolomites, Italy): A candidate global stratotype section and point for the base of the Carnian stage // Riv. ital. paleontol. e stratigr. 1999. V. 105. $N \ge 1$. P. 37–78.

Dagys A.S. Zonation of eastern boreal Lower Triassic and Induan-Olenekian boundary // Albertiana. 1995. N 15. P. 19–23.

Dagys A.S., Sobolev E.S. Eastern Taimyr – a key region for the definition of Lower-Middle Triassic boundary of the Boreal Realm // Workshop on the Lower-Middle Triassic (Olenekian-Anisian) boundary, 7–10 June, Tulcea, Romania. Conference section. Bucharest: Roman. Acad.; Univ. Bucharest; Subcomm. Trias. Stratigr., 2000. P. 31–33.

Gradinaru E. Introduction, geological setting and general stratigraphy of the Desli Caira section // Workshop on the Lower-Middle Triassic (Olenekian-Anisian) boundary, 7–10 June, Tulcea, Romania. Conference section. Bucharest: Roman. Acad.; Univ. Bucharest; Subcomm. Trias. Stratigr., 2000. P. 77–79.

Krystyn L. Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn // Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. Wien – N.Y.: Springer, 1978. S. 37–75.

Krystyn L. Das Epidaurus-Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn // Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. Wien – N.Y.: Springer, 1983. S. 231–258.

Mietto P., Manfrin S. A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys Realm: a preliminary report // Bull. Soc. geol. France. 1995. T. 166. № 5. P. 539–563.

Mojsisovics E. Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz // Abh. Geol. Reichsanst. Wien. 1882. Bd. 10. S. X+1-322.

Orchard M.J. Executive notes from the chair // Albertiana. 2001. № 25. P. 3.

Orchard M.J., Zonneveld J.P., Johns M.J. et al. Fossil succession and sequence stratigraphy of the Upper Triassic of Black Bear Ridge, northeast British Columbia, a GSSP prospect for the Carnian-Norian boundary // Albertiana. 2001. $N \ge 25$. P. 10–22.

Shevyrev A.A. Ammonoid changes in the Anisian-Ladinian boundary interval //STS/IGCP 467 field meeting, Veszprém, Hungary, 5–8 September, 2002. Budapest: Geol. Inst. Hungary; Hung. Geol. Soc., 2002. P. 25–27.

Silberling N.J., Tozer E.T. Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1968. № 110. P. 1–63.

STS/IGCP 467 field meeting, Veszprém, Hungary, 5–8 September, 2002. Budapest: Geol. Inst. Hungary; Hung. Geol. Soc., 2002. P. 1–85.

Tong J., Yin H., Zhang J., Zhao L. Proposed new Lower Triassic stages in South China // Sci. China. Ser. D. 2001. V. 44. № 11. P. 961–967.

Tong J., Zhao L., Zuo J. A candidate of the Induan – Olenekian boundary stratotype in the Tethyan Region // STS/IGCP 467 field meeting, Veszprém, Hungary, 5–8 September, 2002. Budapest: Geol. Inst. Hungary; Hung. Geol. Soc., 2002. P. 61–63.

Tozer E.T. A standard for Triassic time //Bull. Geol. Surv. Canada. 1967. № 156. P. 1–103.

Tozer E.T. Triassic Ammonoidea: classification, evolution and relationship with Permian and Jurassic forms // The Ammonoidea. L. – N.Y.: Acad. Press, 1981. P. 65–100.

Visscher H. The new STS Triassic stage nomenclature // Albertiana. 1992. № 10. P.1.

Vörös A., Szabó I., Kovács S. et al. The Felsöörs section: a possible stratotype for the base of the Ladinian stage // Albertiana. 1996. № 17. P. 25-40.

Workshop on the Lower-Middle Triassic (Olenekian-Anisian) boundary, 7–10 June, Tulcea, Romania. Conference and field trip. Bucharest: Roman. Acad.; Univ. Bucharest; Subcomm. Trias. Stratigr. 2000. (Conference section. P. 1–88; Field trip section. P. 1–37).

Yin H., Zhang K., Tong J. et al. The global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary // Episodes. 2001. V. 24. № 2. P. 102–114.

Zakharov Y.D. Proposals on revision of the Siberian standard for the Lower Triassic and candidate stratotype section and point for the Induan-Olenekian boundary // Albertiana. 1994. № 14. P. 44–51.

Zakharov Y.D. The Induan-Olenekian boundary in the Tethys and Boreal Realm // Ann. Mus. Civ. Rovereto. Sez. Arch., St., Sci. Nat. 1996. Suppl. V. 11. P. 133–156.

Zhao L., Tong J., Zuo J., Ming H. Discussion on Induan-Olenekian boundary in Chaohu, Anhui Province, China // J. China Univ. Geosci. 2002. V. 13. № 2. P. 141–150.

Рецензенты А.С. Алексеев, А.Г. Константинов
правила для авторов

В журнале "Стратиграфия. Геологическая корреляция" публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и океанов, теории и методологии стратиграфических исследований, геохронологии (включая изотопную), проблемам биостратиграфии и эволюции биосферы, бассейновому анализу, палеоклиматологии, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геоисторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, выполненным по результатам мультидисциплинарных исследований. Предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат. Журнал издается одновременно на русском и английском языках (что накладывает дополнительные требования к оформлению рукописей).

Предоставляемые в редакцию статьи должны быть проверены, тщательно отредактированы и подписаны автором (авторами). Стиль изложения должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. К рукописи прилагается сопроводительное письмо-направление от организации, в которой данное исследование выполнено, акт экспертизы, адрес для переписки (с индексом), имена (полностью) всех авторов, номера домашнего и служебного телефонов и адреса e-mail (если есть). Статьи предоставляются в бумажном и электронном видах.

Оформление рукописи должно отвечать следующим требованиям.

Рукопись (в двух экземплярах, без рукописных вставок и исправлений) должна быть отпечатана на машинке (компьютере) через два интервала на белой бумаге формата A4 (297 × 210 мм) с левым полем не менее 25 мм. Текст должен занимать 29–30 строк. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля). Иллюстрации (рисунки, таблицы, фотографии) прилагаются отдельно в конце рукописи; их размер не должен превышать формата A4.

Начало статьи оформляется по образцу: индекс статьи по УДК; название; автор(ы) (инициалы и фамилии); полное (без сокращений) название учреждений, в которых выполнялось исследование; дата поступления. Далее следуют краткая аннотация (до 1 печ. стр.), ключевые слова (до 8 слов) и основной текст, который рекомендуется строить по общепринятой в международных журналах схеме, используя подзаголовки: "Введение", "Материал", "Методика", "Результаты и их обсуждение", "Заключение (выводы)", "Список литературы". На отдельных страницах прилагаются подписи к рисункам и таблицы.

Следует использовать физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе СИ. Все сокращения, за исключением немногих общеупотребительных, должны быть расшифрованы. Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, O, S), подчеркивая заглавные буквы двумя чертами снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо впечатывать или аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

При описании ископаемых остатков следует руководствоваться правилами для авторов Палеонтологического журнала. Приводимые в тексте латинские названия видов животных и растений должны сопровождаться фамилией автора таксона. Латынь следует набирать прямым шрифтом.

Иллюстрационный материал необходимо предоставлять в редакцию в двух экземплярах размером не менее 5 × 6 и не более 18 × 24 см. Первый экземпляр должен быть оригиналом, предоставление ксерокопий оригиналов не допускается. На картах обязательно указывать масштаб. Рисунки должны быть выполнены на белой бумаге тушью или напечатаны на лазерном принтере с разрешением не менее 300 точек на дюйм (dpi). Оба экземпляра фотографий, выполненных на нетисненной бумаге, монтируются автором в виде макета (размер 23×17 см). Объяснение буквенных и цифровых обозначений на иллюстрациях обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи следует указать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора (авторов).

В тексте статьи ссылка на литературу дается в круглых скобках: (Автор/ы, год), а в ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (например, Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (например, Стратиграфические исследования..., 1990). Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Фамилия и инициалы автора (авторов) печатаются курсивом. Ниже приводятся примеры различных библиографических ссылок.

Книги:

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 214 с.

Frakes L.A. Climates Through Geologic Time. Amsterdam – N.Y.: Elsevier, 1979. 310 p.

Статьи в периодических изданиях/журналах:

Вахрамеев В.А. Расчленение и корреляция континентальных отложений по палеоботаническим данным // Сов. геология. 1982. № 1. С. 58–67. Hancock J.M., Kauffman E.G. The great transgressions of the Late Cretaceous // J. Geol. Soc. 1979. V. 136. № 2. P. 175–186.

Статьи в сборниках с названием (в том числе периодических):

Соколов Б.С. Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 155–178.

Molenaar C.M., Bird K.J., Kirk A.R. Cretaceous and Tertiary stratigraphy of Northeastern Alaska // Alaskan North Slope Geology / Eds (без точки!) Taillerur I., Weimer P. Santa Fe Springs: Soc Econ. Paleontol. Mineral. and Alaska Geol. Soc, 1987. V. 1. P. 513–528.

Mull C.G. Cretaceous tectonics, depositional cycles and the Nanushuk Group, Brooks Range and Artic Slope, Alaska // Geology of the Nanushuk Group and related rocks, North Slope, Alaska / Ed. (с точкой!) Huffman A.C. U. S. Geol. Surv. Bull. 1985. № 1614. P. 7–36.

В списке литературы приняты следующие часто встречающиеся сокращения:

общие: Издательство – Изд-во; городов: Москва – М.: Санкт-Петербург – СПб.: New York – N.Y.:

названий журналов:

Ботан. журн.	Geol. Jarbuch.
Бюлл. МОИП. Отд. геол.	Geol. et Palaeontologica
Вестн. МГУ. Сер. геол.	Geol. Mag.
Вопр. микропалеонтологии	Geol. Soc. Amer. Bull.
Геол. журн.	Geophys. Res. Lett.
Докл. АН СССР	J. African Earth Sci.
Докл. РАН	J. Earth and Planet. Sci. Lett.
Изв. АН СССР. Сер. геол.	J. Geology
Изв. вузов. Геол. и разведка	J. Geol. Soc. London
Литология	J. Sediment. Petrolog.
и полезн. ископаемые	
Палеонтол. журн.	Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol.
Сов. геология	Precambr. Res.
Стратиграфия. Геол. корреляция	Rev. Micropaleontol.
Acta Geol. Polonica	Rev. Palaeobot. Palynol.

Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. Soc. Geol. France C.R. Acad. Sci. Paris Riv. ital. paleontol. e stratigr.

Sci. Geol. Bull. Soviet Sci. Rev.

К рукописи необходимо приложить (на отдельной странице): 1 английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных имен и названий; 2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала; 3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских специальных терминов (если существуют разные транскрипции); 4) список русских географических или иных названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия стратонов (например, миньярская свита – г. Миньяр).

Электронная (на дискете) версия статьи должна быть полностью идентична бумажной. Она предоставляется на дискете 3.5", которая может быть отформирована как в формате IBM PC, так и в формате Apple Macintosh. В электронную версию должны входить: файл, содержащий текст, и файлы, содержащие иллюстрации (каждый такой файл должен содержать один рисунок). В случае больших объемов информации допустимо использование общеизвестных архиваторов (ARJ, ZIP, RAR и т.п.). Следует приложить опись файлов: автор/ы, название статьи, формат диска, операционная система, название текстового редактора, имена файлов. Запись на дискете рекомендуется протестировать и проверить на вирусы.

Для текста статьи рекомендуется пользоваться Microsoft Word for Windows, использовать стандартные Windows TrueType шрифты (Times New Roman, Courier New, Arial и др.) и размер шрифта 12. Строки текста в пределах абзаца не следует разделять символом "Возврат каретки-Enter".

Для растровых рисунков следует использовать формат ПІF с разрешением 600 dpi, 256 оттенков серого. Векторные рисунки должны предоставляться в формате программы, в которой они сделаны: CorelDraw (до версии 9.0), Adobe Illustrator (до версии 8.0), FreeHand (до версии 8.0) или в формате EPS. Для фотографий следует использовать формат TIF с разрешением не менее 300 dpi. Если программа не является распространенной, желательно дополнительно сохранить файлы иллюстраций в форматах WMF или EPS. Из имен графических файлов должен быть понятен порядок их расположения.

 Сдано в набор 29.07.2003 г.
 Подписано к печати 24.09.2003 г.
 Формат бумаги 60 × 88¹/8

 Офсетная печать
 Усл. печ. л. 18.0
 Усл. кр.-отт. 4.6 тыс.
 Уч.-изд. л. 18.1
 Бум. л. 9.0

 Тираж 248 экз.
 Зак. 7860

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации Учредитель: Российская академия наук



Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке

Acoustical Physics Applied Biochemistry and Microbiology Astronomy Letters Astronomy Reports Automation and Remote Control Biochemistry (Moscow) **Biology Bulletin Biophysics** Colloid Journal **Computational Mathematics and Mathematical Physics** Cosmic Research Crystallography Reports **Differential Equations Doklady Biochemistry and Biophysics Doklady Biological Sciences Doklady Chemistry Doklady Earth Sciences Doklady Mathematics Doklady Physical Chemistry Doklady Physics Entomological Review Eurasian Soil Science** Geochemistry International Geology of Ore Deposits Geomagnetism and Aeronomy Geotectonics Glass Physics and Chemistry Herald of the Russian Academy of Sciences **High Energy Chemistry High Temperature** Human Physiology **Inorganic Materials** Instruments and Experimental Techniques Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics Izvestiya, Physics of the Solid Earth Journal of Analytical Chemistry Journal of Communications Technology and Electronics Journal of Computer and Systems Sciences International Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology Journal of Experimental and Theoretical Physics Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters Journal of Ichthyology **Kinetics and Catalysis** Laser Physics Lithology and Mineral Resources Microbiology

Molecular Biology Oceanology Optics and Spectroscopy Paleontological Journal Pattern Recognition and Image Analysis Petroleum Chemistry Petrology Physics of Atomic Nuclei Physics of Particles and Nuclei Physics of the Solid State Plasma Physics Reports Polymer Science, Series A Polymer Science, Series B Polymer Science, Series C Problems of Information Transmission Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics Programming and Computer Software Protection of Metals Radiochemistry Russian Journal of Applied Chemistry Russian Journal of Bioorganic Chemistry Russian Journal of Coordination Chemistry Russian Journal of Developmental Biology Russian Journal of Ecology Russian Journal of Electrochemistry Russian Journal of General Chemistry Russian Journal of Genetics Russian Journal of Inorganic Chemistry Russian Journal of Marine Biology **Russian Journal of Mathematical Physics** Russian Journal of Nondestructive Testing Russian Journal of Organic Chemistry Russian Journal of Physical Chemistry Russian Journal of Plant Physiology Russian Metallurgy (Metally) Russian Microelectronics Semiconductors Solar System Research Stratigraphy and Geological Correlation Studies on Russian Economic Development **Technical Physics Technical Physics Letters** The Physics of Metals and Metallography Theoretical Foundations of Chemical Engineering Thermal Engineering Water Resources

"НАУКА" •••• МАИК"НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА"

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

Автоматика и телемеханика Агрохимия Азия и Африка сегодня Акустический журнал* Алгебра и анализ Астрономический вестник* Астрономический журнал* Биологические мембраны Биология внутренних вод Биология моря Биоорганическая химия* Биофизика* Биохимия* Ботанический журнал Вестник РАН* Вестник древней истории Водные ресурсы* Вопросы истории естествознания и техники Вопросы ихтиологии Вопросы философии Вопросы языкознания Восток Вулканология и сейсмология Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)* Генетика' Геология рудных месторождений* Геомагнетизм и аэрономия' Геоморфология Геотектоника* Геохимия* Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология Государство и право Дефектоскопия* Дискретная математика Дифференциальные уравнения* Доклады Академии наук* Журнал аналитической химии* Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова Журнал вычислительной математики и математической физики* Журнал научной и прикладной фотографии Журнал неорганической химии* Журнал общей биологии Журнал общей химии Журнал органической химии* Журнал прикладной химии Журнал технической физики* Журнал физической химии* Журнал эволюционной биохимии и физиологии* Журнал экспериментальной и теоретической физики* Записки Всероссийского минералогического общества Защита металлов* Земля и Вселенная Зоологический журнал Известия АН. Механика жидкости и газа Известия АН. Механика твердого тела Известия АН. Серия биологическая* Известия АН. Серия географическая Известия АН. Серия литературы и языка Известия АН. Серия математическая Известия АН. Серия физическая Известия АН. Теория и системы управления* Известия АН. Физика атмосферы и океана* Известия АН. Энергетика Известия русского географического общества Исследование Земли из космоса Кинетика и катализ* Коллоидный журнал* Координационная химия* Космические исследования* Кристаллография' Латинская Америка Лесоведение Литология и полезные ископаемые* Математические заметки Математический сборник Математическое моделирование Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО) Микология и фитопатология Микробиология* Микроэлектроника* Мировая экономика и международные отношения Молекулярная биология

Наука в России Научная книга Научное приборостроение Нейрохимия Неорганические материалы* Нефтехимия* Новая и новейшая история Общественные науки и современность Общество и экономика Океанология* Онтогенез* Оптика и спектроскопия* Отечественная история Палеонтологический журнал* Паразитология Петрология* Письма в Астрономический журнал* Письма в Журнал технической физики* Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики* Поверхность Почвоведение* Приборы и техника эксперимента* Прикладная биохимия и микробиология* Прикладная математика и механика Природа Проблемы Дальнего Востока Проблемы машиностроения и надежности машин Проблемы передачи информации* Программирование* Психологический журнал Радиационная биология. Радиоэкология Радиотехника и электроника Радиохимия* Расплавы Растительные ресурсы Российская археология Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова Русская литература Русская речь Сенсорные системы Славяноведение Социологические исследования Стратиграфия. Геологическая корреляция* США. Канада. Экономика - политика - культура Теоретическая и математическая физика Теоретические основы химической технологии* Теория вероятностей и ее применение Теплофизика высоких температур' Труды Математического института имени В.А. Стеклова* Успехи математических наук Успехи современной биологии Успехи физиологических наук Физика Земли* Физика и техника полупроводников* Физика и химия стекла Физика металлов и металловедение* Физика плазмы* Физика твердого тела* Физиология растений* Физиология человека* Функциональный анализ и его применение Химическая физика Химия высоких энергий* Химия твердого топлива Цитология Человек Экология* Экономика и математические методы Электрохимия Энергия, экономика, техника, экология Этнографическое обозрение Энтомологическое обозрение* Ядерная физика*

* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке