

И.М. Чермакову

ISSN 0869-592X

Том 13, Номер 1

Январь - Февраль 2005



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 13 № 1 2005 Январь–Февраль

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

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

Главный редактор
Б. С. Соколов

Члены редакционной коллегии:

**А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев,
И. А. Басов, Е. В. Бибилова, А. Б. Герман, Ю. Б. Гладенков,
А. И. Жамойда, В. А. Захаров (ответственный секретарь),
К. И. Кузнецова, М. Г. Леонов, Л. А. Невеская,
А. Г. Пономаренко, А. Ю. Розанов,
М. А. Семихатов (заместитель главного редактора),
М. А. Федонкин, В. Е. Хаин, Н. М. Чумаков**

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

**Адрес редакции: 119180 Москва, Старомонетный пер., 22,
Геологический институт РАН, комн. 2, тел. 951-21-64**

**Москва
Издательство “Наука”**

© Российская академия наук, 2005 г.
© Редколлегия журнала “Стратиграфия.
Геологическая корреляция”
(составитель), 2005 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Том 13, номер 1, 2005

Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция <i>И. К. Козаков, Е. Б. Сальникова, А. Натман, В. П. Ковач, А. Б. Котов, В. Н. Подковыров, Ю. В. Плоткина</i>	3
Основание томмотского яруса – нижняя граница кембрия Сибири <i>В. В. Хоментовский, Г. А. Карлова</i>	26
Глобальная и восточноевропейская ярусные шкалы пермской системы: возможности применения в пределах внетропических зон осадконакопления <i>Т. А. Грунт</i>	41
Магнитостратиграфическая корреляция морских и континентальных формаций верхней перми <i>Э. А. Молостовский</i>	56
Стратиграфическое распространение крупных фораминифер в палеогене Северо-Восточного Перитетиса <i>Е. Ю. Закревская</i>	66
Стратиграфия меловых–раннепалеогеновых аккреционных комплексов Тонино-Анивского полуострова, Южный Сахалин <i>А. Э. Жаров, Н. Ю. Брагин, А. Н. Речкин</i>	87
Новые данные о возрасте плейстоценовых отложений Центральной Камчатской депрессии <i>О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев, Л. Д. Сулержицкий</i>	106
Находка отложений нижнего плейстоцена на юго-западе Восточного Саяна <i>С. А. Лаухин, А. Ф. Санько, А. Н. Мотузко</i>	116

Персоналии

Кирилла Ивановна Кузнецова (к 75-летию со дня рождения)	124
Авторский указатель тома 12, 2004 г.	126

Contents

Vol. 13, No. 1, 2005

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

Metasedimentary Complexes of the Tuva–Mongolian Massif: Age, Provenances, and Tectonic Position	
<i>I. K. Kozakov, E. B. Sal'nikova, A. Natman, V. P. Kovach, A. B. Kotov, V. N. Podkovyrov, and Yu. V. Plotkina</i>	3
The Tommotian Stage Base as the Cambrian Lower Boundary in Siberia	
<i>V. V. Khomentovskii and G. A. Karlova</i>	26
Global and East European Stage Scales of the Permian System and Their Validity for Extratropical Sedimentation Zones	
<i>T. A. Grunt</i>	41
Magnetostratigraphic Correlation of Upper Permian Marine and Continental Formations	
<i>E. A. Molostovskii</i>	56
Stratigraphic Distribution of Larger Foraminifers in the Paleogene of Northeastern Peritethys	
<i>E. Yu. Zakrevskaya</i>	66
The Cretaceous–Lower Paleogene Stratigraphy of Accretionary Rock Complexes in the Tonino-Aniva Peninsula of Southern Sakhalin	
<i>A. E. Zharov, N. Yu. Bragin, and A. N. Rechkin</i>	87
New Data on the Pleistocene Deposits Age in the Central Kamchatka Depression	
<i>O. A. Braitseva, I. V. Melekestsev, and L. D. Sulerzhitskii</i>	106
Lower Pleistocene Deposits Found in the Southwestern East Sayan Mountains	
<i>S. A. Laukhin, A. F. San'ko, and A. N. Motuzko</i>	116

Personalia

Kirilla Ivanovna Kuznetsova (On Her Seventy Fifth Birthday)	124
Author Index to Volume 12, 2004	126

УДК 550.93+551.7+551.24(571.52+517.3)

МЕТАТЕРРИГЕННЫЕ ТОЛЩИ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА: ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

© 2005 г. И. К. Козаков*, Е. Б. Сальникова*, А. Натман**, В. П. Ковач*, А. Б. Котов*,
В. Н. Подковыров*, Ю. В. Плоткина*

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

**Исследовательский центр наук о Земле, Австралийский Национальный университет,
Канберра АСТ 0200, Австралия

Поступила в редакцию 08.02.2004 г., получена после доработки 14.04.2004 г.

Определение возраста супракrustальных образований является одной из наиболее сложных задач при анализе тектонической позиции полиметаморфических комплексов уровня амфиболитовой и гранулитовой фации. Для таких комплексов наиболее важную информацию могут дать геохронологические и изотопно-геохимические данные. Первые дают возможность оценить возраст источников сноса и интервал накопления толщ, вторые – определить средний модельный возраст коры в источниках сноса. Получены результаты датирования на ион-ионном микрозонде SHRIMP™ II (г. Хиросима, Япония) детритовых цирконов из кластических метатерригенных пород толщ эрзинского и моренского комплексов юго-западной части Тувино-Монгольского массива раннекаледонской аккреционной области Центральной Азии, а также данные о значениях Nd модельных возрастов этих пород. Результаты U-Th-Pb исследований детритовых цирконов дают основание полагать, что главным источником для супракrustальных образований Тувино-Монгольского массива были породы позднего рифея с возрастaми в интервале 0.70–0.90 млрд. лет. Верхнюю границу для этих толщ определяют пересекающие их синметаморфические гранитоиды с возрастом 536 ± 6 млн. лет. Исходя из этого, возможный возраст толщ соответствует концу позднего рифея–венду. Более древние раннерифейские (1.4–1.5 млрд. лет) и дорифейские (1.9 и 2.56 млрд. лет) значения возрастов установлены в редких случаях и скорее всего характеризуют возраст соответствующих структурно-вещественных комплексов в источниках сноса позднерифейских осадков. Возрастной интервал накопления толщ гнейсо-мигматитовых комплексов Тувино-Монгольского массива в первом приближении коррелируется с началом распада Родинии (~730 млн. лет) и раскрытием вендских палеоокеанических бассейнов. Источниками же этих толщ, накопление которых протекало в условиях пассивной континентальной окраины, были, по-видимому, изверженные породы вулканоплутонических ассоциаций, сформированных, главным образом, до распада Родинии и частично на начальной стадии этого процесса. Можно полагать, что 1.0–0.73 млрд. лет назад в окраинных структурах Родинии шло формирование рифтогенных структур и отделение ее фрагментов, а в пределах океанического бассейна в обрамлении Родинии – вулканических дуг и островов. Породы, сформированные в это время, и продукты их разрушения в конце позднего рифея и венде выступают в качестве фундамента для терригенных и карбонатных толщ микроконтинентов, в том числе Тувино-Монгольского.

Ключевые слова. Геохронология, цирконы, Nd систематика, венд, рифей, Родиния, Палеоазиатский океан, Тувино-Монгольский массив.

ВВЕДЕНИЕ

Структурно-вещественные комплексы фанерозойских подвижных поясов, сложенные кристаллическими породами амфиболитовой и особенно гранулитовой фаций метаморфизма, во многих случаях относят к нижнему докембрию по аналогии с кристаллическими комплексами фундамента древних платформ. В южном обрамлении Сибирской платформы глубокометаморфизованные супракrustальные образования довольно широко распространены в каледонских подвижных поясах, а также в пределах Дзабханского и Туви-

но-Монгольского массивов (микроконтинентов) (рис. 1). Объем и строение последнего трактуются по-разному. Первоначально Тувино-Монгольский массив рассматривался как структура с раннедокембрийским основанием в палеозоидах южного обрамления Сибирской платформы (Тектоническая карта..., 1979; Ильин, 1982; Федоровский и др., 1995). В его состав включались кристаллические комплексы Северной Монголии, Сангиленского нагорья, юго-восточной части Восточного Саяна и западной части хр. Хамар-Дабан. А.В. Ильин (1982) связывал формирование толщ Тувино-Монгольского массива с развитием позднерифейско-

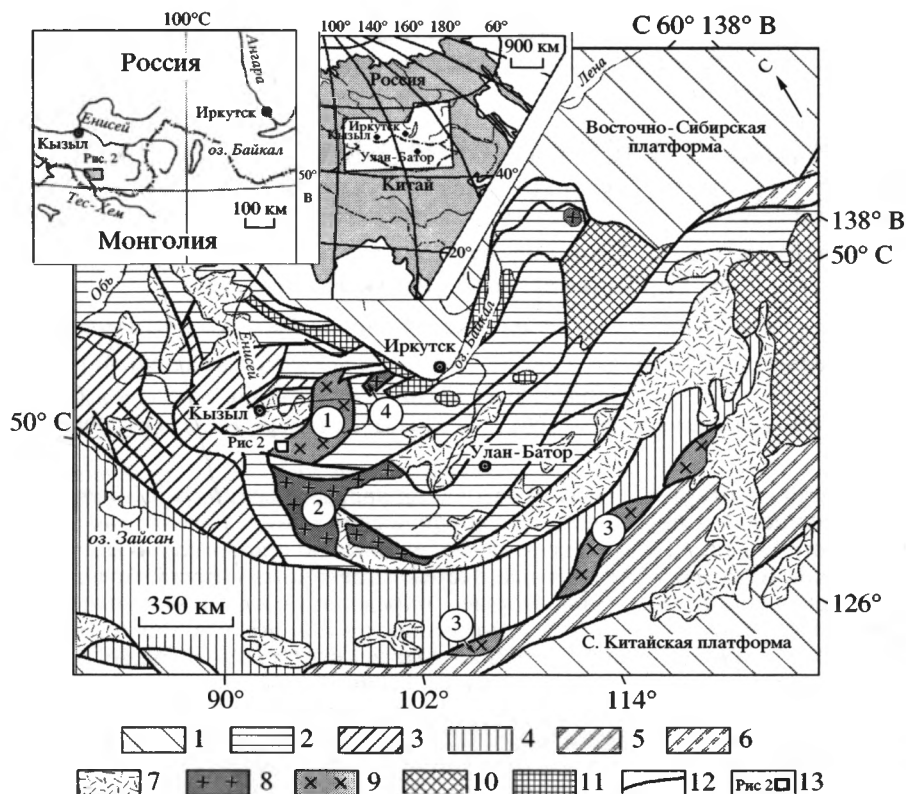


Рис. 1. Тектоническая схема Центральной Азии составлена с использованием (Тектоническая карта..., 1978; Москаковский и др., 1993).

1 – древние платформы; 2–3 – структуры аккреционного строения: 2 – неопротерозойские и раннепалеозойские, 3 – среднепалеозойские; 4–6 – структуры коллизионного строения: 4 – позднепалеозойские, 5 – раннемезозойские, 6 – позднемезозойские; 7 – фанерозойские вулканические пояса; 8–10 – фрагменты микроконтинентов: (1 – Тувино-Монгольского, 2 – Дзабханского, 3 – Южно-Гобийского, 4 – Гарганская “глыба”); 8 – с дорифейским основанием, 9 – с рифейским основанием, 10 – неустановленного возраста; 11 – метаморфические комплексы глубинных сечений раннекаледонской аккреционной области; 12 – главные тектонические границы; 13 – положение схемы строения Западного Сангилен (рис. 2).

кембрийской континентальной окраины Сибирского кратона, в строении которой им выделялось три структурно-формационных комплекса: доверхнерифейский кристаллический фундамент, верхнерифейский рифтогенный комплекс и вендско-кембрийский карбонатный шельфовый комплекс. При этом в состав доверхнерифейского кристаллического фундамента включались практически все глубокометаморфизованные образования южного обрамления Сибирской платформы (Ильин, 1982). Позднее метаморфические комплексы Хамар-Дабана, включая породы гранулитовой фации, стали связывать с развитием каледонского подвижного пояса, и они были отнесены к структурам обрамления микроконтинента, названного Боксон-Хубсугул-Дзабханским (Беличенко, Боос, 1988). Последний объединял Гарганскую глыбу, Сангиленский массив и кристаллические комплексы Центральной и Северной Монголии (Ранний докембрий..., 1993). К фундаменту этого микроконтинента (предположительно дорифейскому) относились гнейсо-миг-

матитовые полиметаморфические комплексы Гарганской глыбы, западной части Тувино-Монгольского массива и Байдарикского блока Дзабханского микроконтинента (рис. 1). Однако присутствие архейских пород доказано только в основании Дзабханского микроконтинента (Козаков и др., 1997а) и Гарганской глыбы (неопубликованные данные авторов), для остальных же структур такие данные отсутствуют.

Результаты выполненных к настоящему времени геологических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований (Козаков и др., 1999, 2001) свидетельствуют, что Тувино-Монгольский массив представляет собой не единый микроконтинент с дорифейским основанием, а гетерогенную структуру, в которой в ходе раннекаледонского тектогенеза были последовательно “спаяны” различные по возрасту и условиям формирования комплексы – фрагменты микроконтинентов с дорифейским основанием (Гарганская глыба), а также фрагменты шельфа, островодуж-

ных и океанических комплексов позднего рифея и венда (Ярмолук и др., 1999; Козаков и др., 2001). При этом было показано, что формирование полиметаморфических эрзинского и моренского комплексов, рассматривавшихся ранее в качестве фундамента микроконтинента (Митрофанов и др., 1981; Козаков, 1986), связано со становлением метаморфической зональности в покровно-складчатой структуре раннекаледонского возраста (Козаков и др., 1999; Котов и др., 1997). Вместе с тем, новые данные о возрасте проявления метаморфических и деформационных процессов не решают проблему возраста протолитов глубокометаморфизованных супракрустальных образований Тувино-Монгольского массива и не позволяют установить их тектоническую позицию. Исходя из представлений о раннекембрийском возрасте фундамента, Тувино-Монгольский массив рассматривался как фрагмент древнего кратона. В соответствии с этим, рядом исследователей предполагается, что он наряду с другими микроконтинентами в конце позднего протерозоя отделился от Восточной Гондваны и в ходе развития Палеоазиатского океана был приключен к аккреционным сооружениям южного обрамления Сибирского кратона (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994). По мнению других исследователей Гарганскую глыбу, Тувино-Монгольский массив и Дзобханский микроконтинент (рис. 1) следует объединять в единый массив, являвшийся в рифее частью Сибирского кратона (Берзин и др., 1994). К этому нужно добавить, что в некоторых тектонических схемах Гарганская глыба и Тувино-Монгольский массив отнесены к разным системам микроконтинентов (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994). Альтернативная точка зрения основана на изотопно-геохимических данных о средне- и раннерифейских значениях Nd модельных возрастов палеозойских гранитоидов, развитых в пределах Тувино-Монгольского массива (Козаков и др., 1997б). В соответствии с этой точкой зрения основание Тувино-Монгольского массива сложено островодужными комплексами среднего-раннего рифея (Коваленко и др., 1999; Ярмолук и др., 1999).

Карбонатные отложения чехла в пределах Боксон-Хубсугул-Дзобханского микроконтинента на основании биостратиграфических и геохимических данных отнесены к двум возрастным уровням (Беличенко и др., 1999; Летникова, 2002). Карбонатные отложения чехла первого возрастного уровня, сложенные мелководными доломитами (иркутская свита), с несогласием перекрывают кристаллические породы Гарганской глыбы и развиты в ее обрамлении. Эти толщии прорваны гранитоидами сумсунурского комплекса, цирконы которых имеют U-Pb возраст 785 ± 11 млн. лет (Кузмичев и др., 2000), что определяет верхнюю возрастную границу упомянутых толщ. Чехол

второго уровня, распространенный значительно шире чехла первого уровня, представлен мелководными карбонатными отложениями, фиксирующими в развитии Тувино-Монгольского массива стадию карбонатной платформы (Ильин, 1982; Беличенко и др., 1988; Кузмичев, 1994, 2001; Kuzmichev et al., 2001). Возраст нижних горизонтов карбонатного чехла второго уровня оценивался в интервале от позднего рифея до нижнего кембрия. Так, в юго-восточной части Восточного Саяна в терригенной толще основания боксонской серии Боксон-Сархойского прогиба установлены поздневендские микрофоссилии (Вейс, Воробьева, 1993), а в нижних горизонтах карбонатной части этой серии присутствуют вендские (юдомские) строматолиты (Семихатов, Серебряков, 1967). Карбонатные отложения второго уровня представлены в северной и южной частях Тувино-Монгольского массива. В северной части последнего устанавливается несогласное залегание венд-кембрийских отложений на различных верхнерифейских толщах (Кузмичев, 1994). В южной части массива, в Западном Сангилене, развиты карбонатные и терригенно-карбонатные толщии второго уровня, которые включались в балыктыгхемскую, чартисскую и нарынскую свиты (Ильин, 1958). При этом предполагалось несогласное залегание нарынской свиты на чартисской. Возраст нарынской свиты определялся как вендский по микрофитолитам в карбонатной толще (Александров, 1991; Гоникберг, 1997) и в черносланцевой ее пачке (Мальцев, Межеловский, 1967). На этом основании балыктыгхемская и чартисская свиты предположительно относились к нижнему протерозою (Митрофанов и др., 1981). Позднее было доказано согласное залегание нарынской свиты на чартисской, и последовательность балыктыгхемской, чартисской и нарынской свит была объединена в сангиленскую серию (Гибшер, Терлеев, 1989; Гибшер и др., 1987) или нарынский комплекс (Козаков и др., 1999, 2001). В состав последнего были включены, кроме карбонатных толщ, зонально метаморфизованные на рубеже кембрия-ордовика кварцито-сланцевые толщии чинчилигской свиты междуречья рек Эрзин и Чинчилиг (Козаков и др., 1999). Следует подчеркнуть, что в нарынском комплексе не проявлен низкоградиентный метаморфизм, которым были охвачены толщии моренского комплекса в конце венда (536 ± 6 млн. лет). На этом основании предполагалось, что толщии моренского и нарынского комплексов до конца венда были пространственно разобщены и их тектоническое совмещение произошло в среднем или позднем кембрии (Козаков и др., 2001).

В настоящей статье обсуждаются результаты датирования на ион-ионном микрозонде SHRIMP™ II детритовых цирконов, а также результаты геохимических и Nd изотопных исследова-

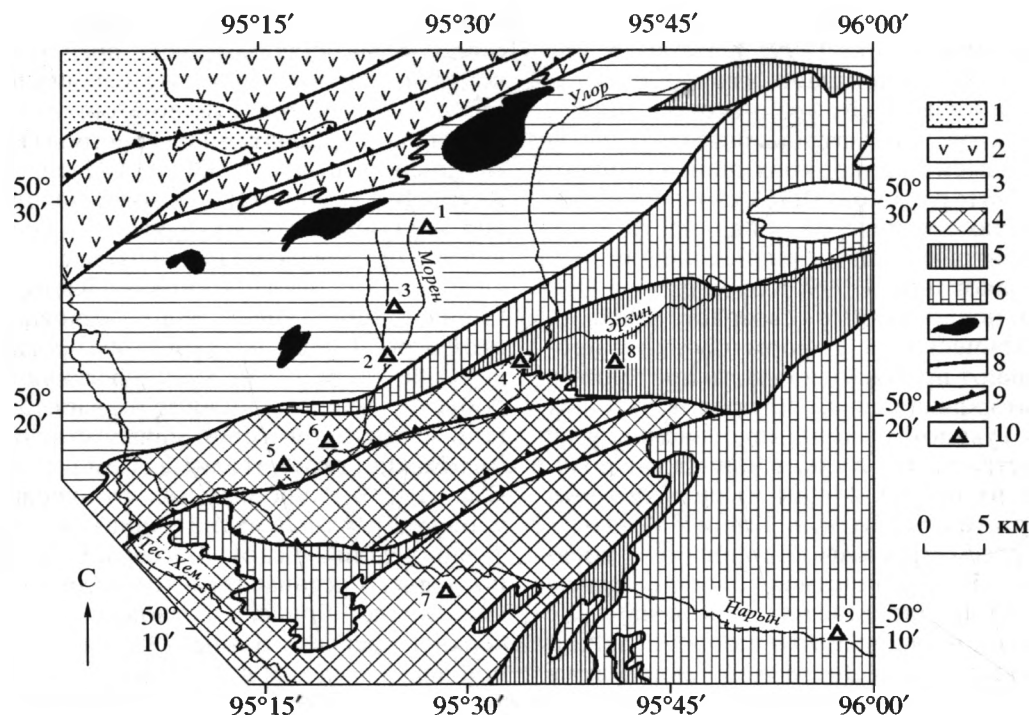


Рис. 2. Схема геологического строения Западного Сангилена.

1 – девонские отложения; 2 – офиолиты Агардаг-Эрзинской раннекаледонской зоны; 3–4 – полиметаморфические комплексы: 3 – моренский, 4 – эрзинский; 5–6 – толщи нарынского комплекса: 5 – метатерригенные, 6 – карбонатные и терригенно-карбонатные; 7 – гипербазиты; 8 – разломы и тектонические границы; 9 – надвиги; 10 – положение точек опробования (номера точек соответствуют порядковым номерам проб в таблицах 1 и 4).

дований метатерригенных пород эрзинского и моренского комплексов юго-западной части Тувино-Монгольского массива. В совокупности с полученными ранее геологическими, геохронологическими и изотопно-геохимическими данными для магматических пород Тувино-Монгольского массива (Козаков и др., 2003) результаты выполненных исследований дают возможность оценить возраст этих пород эрзинского и моренского комплексов, определить источники, области сноса и условия накопления метатерригенных пород и, в конечном итоге, с новых позиций рассмотреть историю геологического развития Тувино-Монгольского массива в рамках общей геодинамической модели формирования раннекаледонской аккреционной области Центральной Азии.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА

Наиболее полно метаморфические комплексы представлены в западной части Тувино-Монгольского массива – в Западном Сангиле и на северном склоне хр. Хан-Хухэй (Козаков, 1986). Среди них выделяются две группы, различающиеся по особенностям развития эндогенных процессов: полиметаморфические, преимущественно

гнейсо-мigmatитовые эрзинский и моренский комплексы, и однократно метаморфизованные в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные толщи, объединяемые нами в нарынский комплекс (рис. 2). Гнейсо-мigmatитовые полиметаморфические комплексы ранее относились к фундаменту или основанию разреза Тувино-Монгольского массива, а зонально метаморфизованные карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные толщи нарынского комплекса – к верхам разреза (Ильин, 1982; Гоникберг, 1997) или верхнему структурному этажу (Митрофанов и др., 1981; Гибшер и др., 1989; Беличенко и др., 1999). Следует подчеркнуть, что возрастные соотношения выделяемых метаморфических комплексов не устанавливаются, так как основной структурный план этой части массива определяется системой разновозрастных тектонических пластин различной мощности, сложенных породами моренского, эрзинского и нарынского комплексов. При этом внутри каждой тектонической пластины устанавливаются породные ассоциации, которые можно рассматривать только как фрагменты разрезов.

Ранее возможные тектонические обстановки формирования пород гнейсо-мigmatитовых ком-

плексов были реконструированы на основе петрохимических данных. Поэтому в данном разделе дана лишь краткая информация о породных ассоциациях на основе уже опубликованных работ (Митрофанов и др., 1981; Козаков, 1986; Ранний докембрий..., 1993). Приведенная ниже реконструкция первичного состава метаморфических пород была выполнена с помощью петрохимических классификационных диаграмм для осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород, разработанных А.Н. Нееловым (1980). Основные выводы о возможных тектонических обстановках формирования метаморфических пород Западного Сангилена находятся в соответствии с результатами петрогеохимических исследований, проведенных в этом регионе В.Е. Гоникбергом (1997) с использованием диаграммы определения первичной природы метаосадочных пород О.М. Розена (1993).

Моренский комплекс. В состав моренского комплекса входят двукратно метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации (повышенного и пониженного давления) разнообразные по составу вулканические и осадочные породы, среди которых можно выделить две породные ассоциации. Первая из них сложена, главным образом, биотитовыми, гранат-биотитовыми (\pm дистен) и двуслюдяными гнейсами, а для второй толщ характерна ассоциация биотитовых, гранат-биотитовых и двуслюдяных гнейсов, мраморов, кварцитов и в подчиненном количестве амфиболитов. Следует особо подчеркнуть, что амфиболиты во многих случаях представляют собой деформированные и метаморфизованные дайковые тела основного состава, внедрение которых происходило в интервале между двумя метаморфизмами (Козаков, 1986; Козаков и др., 1999), поэтому, несмотря на видимость согласного положения с вмещающими их гнейсами, такие ортоамфиболиты (а именно они преобладают в моренском комплексе) не рассматривались нами в составе разреза. Протолиты гнейсов первой толщ изменяются по составу от аналогов железистых олигомиктовых и кварцевых песчаников до граувакк. Протолитами гнейсов второй толщ послужили олигомиктовые и полимиктовые песчаники, силициты и вулканы риолит-дацитового состава. В целом можно предполагать, что формирование протолитов метаморфических пород моренского комплекса протекало в рифтогенных структурах пассивных континентальных окраин (Козаков, 1986; Ранний докембрий..., 1993; Гоникберг, 1997).

Эрзинский комплекс представлен интенсивно мигматизированными биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами амфиболитовой фации с реликтами гранулитов: гиперстенновыми, гиперстен-гранат-биотитовыми, двупироксеновыми, шпинель-гранат-биотитовыми и силлиманит-кордье-

ритовыми гнейсами. Для реконструкции первичной природы были использованы породы, в которых сохранились парагенезисы гранулитовой фации. Их протолитами являются осадочные породы, варьирующие от кварцитов и аркозовых песчаников до умеренно глиноземистых гидрослюдистых пелитов и карбонатных алевролитов. Преобладание среди пород эрзинского комплекса сравнительно зрелых метаосадков свидетельствует о достаточно стабильной тектонической обстановке осадконакопления и высокой зрелости осадков, что наиболее характерно для осадочных бассейнов пассивных континентальных окраин.

Нарынский комплекс включает метаморфизованные в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации существенно карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные отложения балыктыгхемской, чартисской, нарынкой и нижненарынкой свит, а также метатерригенные отложения чинчилигской серии (биотитовые и двуслюдяные кварцито-сланцы, гранат-биотитовые гнейсы) водораздельного хребта рек Эрзин и Чинчилиг (рис. 2), соответствующие по составу аркозо-граувакковым песчаникам и пелитам калий-натрового уклона щелочности. Петрогеохимические исследования карбонатной толщ Западного Сангилена, проведенные В.Е. Гоникбергом (1997), показали, что по формационному составу эта толщ соответствует мергельно-известняковой формации эпиконтинентальных морей и пассивных окраин, что может указывать на ее формирование в условиях нижней части широкого шельфа или тектонически отторгнутых от него карбонатных платформ (Гоникберг, 1997).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов выполнено рентгенофлуоресцентным методом, а малых и редкоземельных элементов методом ICP-MS с относительной погрешностью 5–10%. Геохронологические исследования детритовых цирконов проводились на ион-ионном микрозонде SHRIMPTM II (г. Хиросима, Япония) по методике, изложенной в работах (Compston et al., 1984; Roddick, van Breemen, 1994; Claoué-Long et al., 1995). Измеренные изотопные отношения приведены к значениям стандартного циркона SL13 (572 Ma; $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.0928$) Австралийского Университета. Все ошибки приведены на уровне 2 σ . Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Cumming, Richards, 1975). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976).

Nd изотопные исследования выполнены по методике, описанной в статье Котова 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. Из-

Таблица 1. Химический состав типовых метаморфических пород Тувино-Монгольского массива (в весовых %)

№ п/п	Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Сумма
Моренский комплекс														
1	5613	68.00	1.11	14.88	5.26*		0.07	3.06	1.91	2.00	2.93	0.08	0.00	99.48
2	5741	69.40	0.83	12.90	2.20	3.40	0.37	2.20	2.60	2.20	2.50	0.11	0.98	99.60
3	5558-1	65.89	0.72	15.54	6.28*		0.09	3.02	1.91	2.36	3.52	0.16	0.00	99.99
Эрзинский комплекс														
4	5616	56.00	1.50	22.00	1.60	8.40	0.36	5.40	0.26	0.48	1.40	0.05	2.40	99.80
5	5617	71.50	0.79	14.40	1.40	2.10	0.44	1.50	4.20	2.10	0.85	0.05	0.62	99.80
6	5525	62.10	1.00	17.80	2.20	4.30	0.09	1.90	0.98	2.10	4.30	0.12	2.70	99.60
7	5546	57.29	0.30	14.09	4.7*		0.30	4.06	16.14	0.23	0.40	0.34	1.90	99.75
Нарынский комплекс														
8	5740	79.20	0.26	10.70	2.00	1.00	0.01	1.10	0.30	1.20	2.60	0.07	1.50	99.80
9	5553	65.41	0.26	15.5	4.84*		0.05	3.01	2.39	3.84	3.36	0.25	0.29	99.82

Примечание. 5613 – дистен-гранат-биотитовый гнейс, 5741 – гранат-биотитовый гнейс, 5558-1 биотитовый гнейс, 5616 – шпинель-силлиманит-кордиеритовый гнейс, 5617 – двупироксеновый гнейс, 5525 – силлиманит-кордиеритовый гнейс, 5546 – гиперстеновый гнейс, 5740 – двуслюдяной сланец метатерригенной толщи, 5553 – биотитовый гнейс из прослоя в мраморах карбонатной толщи нарынского комплекса. * железо общее.

меренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla по результатам 13 измерений отвечает 0.511839 ± 7 (2σ). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и DM ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$) по (Goldstein, Jacobsen, 1988). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd в процессах эрозии, седиментации и метаморфизма Nd

модельные возрасты приведены как для одностадийной $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, так и двустадийной $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st})$ моделей (Keto, Jacobsen, 1987).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В этом разделе рассматриваются данные о химическом составе и распределении редких и редкоземельных элементов в представительных образцах пород из толщ моренского и эрзинского комплексов (табл. 1, 2; рис. 3), для которых были проведены U-Th-Pb геохронологические и Nd изотопно-геохимические исследования, а также метатерригенной толщи нарынского комплекса. Места отбора проб показаны на рис. 2.

Моренский комплекс. Среди протолитов гнейсов моренского комплекса преобладают калиево-натровые полимиктовые и субграувакковые песчаники с повышенной магнизиальностью и железистостью (2.2–3.06% MgO и 5.26–6.28% суммарного железа, табл. 1). Геохимическими особенностями гранат-дистен-биотитовых гнейсов (полимиктовые метапесчаники, проба 5613, табл. 2) моренского комплекса являются более высокие, чем в типичных тоналитах (Тейлор, Макленнан, 1988), содержания Rb, Sr и Ba, пониженное значение отношения $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.57$, а также повышенные величины отношений $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 10.6$ и $\text{La}/\text{Sc} = 3.2$ (табл. 2, рис. 3) и пониженные величины отношений $\text{Th}/\text{Sc} = 0.70$. Эти особенности свидетельствуют о формировании этих гнейсов за счет смешения при размыве и осадконакоплении двух главных источников: коровых гранитоидов и метаморфических пород, где отношения La/Sc и Th/Sc варьируют в пределах, соответственно, 0.7–27 и 0.64–18 и вулканитов среднего-основного состава, где эти же отношения составля-

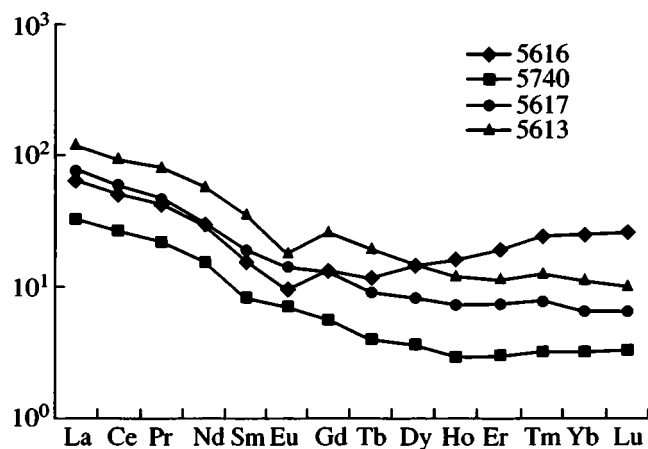


Рис. 3. Нормализованное к хондриту распределение редких и редкоземельных элементов в метатерригенных породах Тувино-Монгольского массива.

ют 0.4–1.1 и 0.05–0.4 (Cullers, 2000). Вклад осадочного материала коровых источников, судя по спектру распределения РЗЭ и выраженной Eu аномалии (проба 5613, табл. 2), был преобладающим при подчиненной роли островодужных вулканитов андезит-базальтового состава. Использование петрохимической классификации А.Н. Неелова (1980) позволяет предполагать близкие по составу источники и для протолитов биотитовых гнейсов моренского комплекса, соответствующих полимиктовым (проба 5741) и субграувакковым (проба 5558-1, табл. 1) песчаникам.

Эрзинский комплекс. Петрохимические и геохимические данные для изученных представительных образцов гнейсов эрзинского комплекса, так же как и в случае гнейсов моренского комплекса, свидетельствуют о различных источниках их вещества. Шпинель-силлиманит-кордиеритовые гнейсы (проба 5616, табл. 1) по химическому составу соответствуют каолинит-гидрослюдистым аргиллитам и имеют спектры распределения РЗЭ с отчетливой отрицательной Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 0.62$) при высоком содержании циркония, что обычно связывается с присутствием рециклированного осадочного материала (McLennan et al., 1993). Судя по повышенному содержанию FeO (8.4%) и MgO (5.4%, табл. 1), при низких отношениях $(La/Yb)_N = 2.6$, $La/Sc = 0.66$ и $Th/Sc = 0.28$ (табл. 2) типичных для областей сноса с преобладанием базитов (Cullers, 2000), эти породы эрзинского комплекса образовались за счет выветривания изверженных пород преимущественно основного состава. В то же время силлиманит-кордиеритовые гнейсы этого комплекса (проба 5525) по химическому составу отвечают гидрослюдистым аргиллитам платформенных профилей выветривания с преобладанием в областях сноса кислых магматических пород, на что указывает, согласно классификации А.Н. Неелова (1980), повышенная калиевоность пород при низких содержаниях MgO и CaO. Это свидетельствует как о разнообразии состава областей сноса осадков эрзинского комплекса, так и о выраженном влиянии процессов переотложения (рециклирования) ранее накопленных осадков.

Двупироксеновые гнейсы эрзинского комплекса (проба 5617) соответствуют по составу субаркозовым песчаникам, а гиперстеновые гнейсы (проба 5546) – первично карбонатным субаркозовым песчаникам. Спектр распределения РЗЭ в субаркозовых песчаниках и индикаторные отношения $(La/Yb)_N = 11.9$, $La/Sc = 2.1$ и $Th/Sc = 0.61$ подобны наблюдаемым в породах энсиалических вулканических дуг (Тейлор, Макленнан, 1988). В целом, породные ассоциации эрзинского комплекса характерны для задуговых бассейнов осадконакопления с преобладанием продуктов размыва вулканических пород андезит-дацитового состава и последующего переотложения осадков в мелковод-

Таблица 2. Содержания редких и редкоземельных элементов в типовых породах метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива

№ обр.	5613	5616	5616a	5617	5740
Ba	1056	547	528	638	632
Sr	182	96	94	494	84
Rb	90	52	50	53	39
Th	9.1	9.9	9.3	8.2	3.7
Sc	13.0	35.7	35.0	13.4	4.6
La	42.1	24.1	23.0	27.9	11.5
Ce	87.0	50.7	47.7	55.5	24.5
Pr	10.9	5.9	5.67	6.29	2.94
Nd	39.7	20.3	10.6	39.7	20.9
Sm	7.9	3.77	3.48	4.21	1.84
Eu	1.49	0.83	0.79	1.23	0.59
Gd	7.77	4.16	3.92	3.8	1.64
Tb	1.09	0.71	0.66	0.50	0.22
Dy	5.45	5.33	5.39	3.04	1.34
Ho	1.00	1.32	1.33	0.60	0.24
Er	2.73	4.66	4.66	1.79	0.72
Tm	0.44	0.81	0.84	0.27	0.11
Yb	2.68	5.9	6.03	1.58	0.78
Lu	0.38	0.98	0.94	0.24	0.12
Eu/Eu*	0.57	0.61	0.62	0.94	1.02
$(La/Yb)_N$	10.6	2.8	2.6	11.9	9.9
La/Sc	3.24	0.68	0.66	2.08	2.5
Th/Sc	0.70	0.28	0.27	0.61	0.80

Примечание. Названия пород см. в таблице 1. 5516 и 5516a – анализы продублированы.

ных шельфовых обстановках окраинных морей (McLennan et al., 1993).

Нарынский комплекс. Для развитых в метатерригенной толще нарынского комплекса двуслюдяных кварцито-сланцев, соответствующих по составу субаркозовым песчаникам (проба 5740), характерно пониженное содержания РЗЭ при отсутствии Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 1.02$, табл. 2), высоком отношении $(La/Yb)_N = 9.9$ и значениях $La/Sc = 2.5$ и $Th/Sc = 0.8$. Эти значения указывают на вклад различных источников как кислого, так и основного состава (Cullers, 2000) и наиболее типичны для осадочных комплексов фанерозоя, формировавшихся в результате размыва главным образом известково-щелочных андезито-базальтов и дацитов энсиалических островных дуг или активных континентальных окраин (Тейлор, Макленнан, 1988). Преимущественно магнезиально-натровый граувакковый состав биотитового гнейса (проба 5553, граувакковый песчаник) из прослоя в карбонатной толще нарынского комплекса также свидетельствует о преобладании в областях сноса пород среднего-основного состава. Отложения терригенной толщи нарынского комплекса представляют собой шлейф незрелых отложений островодужного бассейна с незначительным,

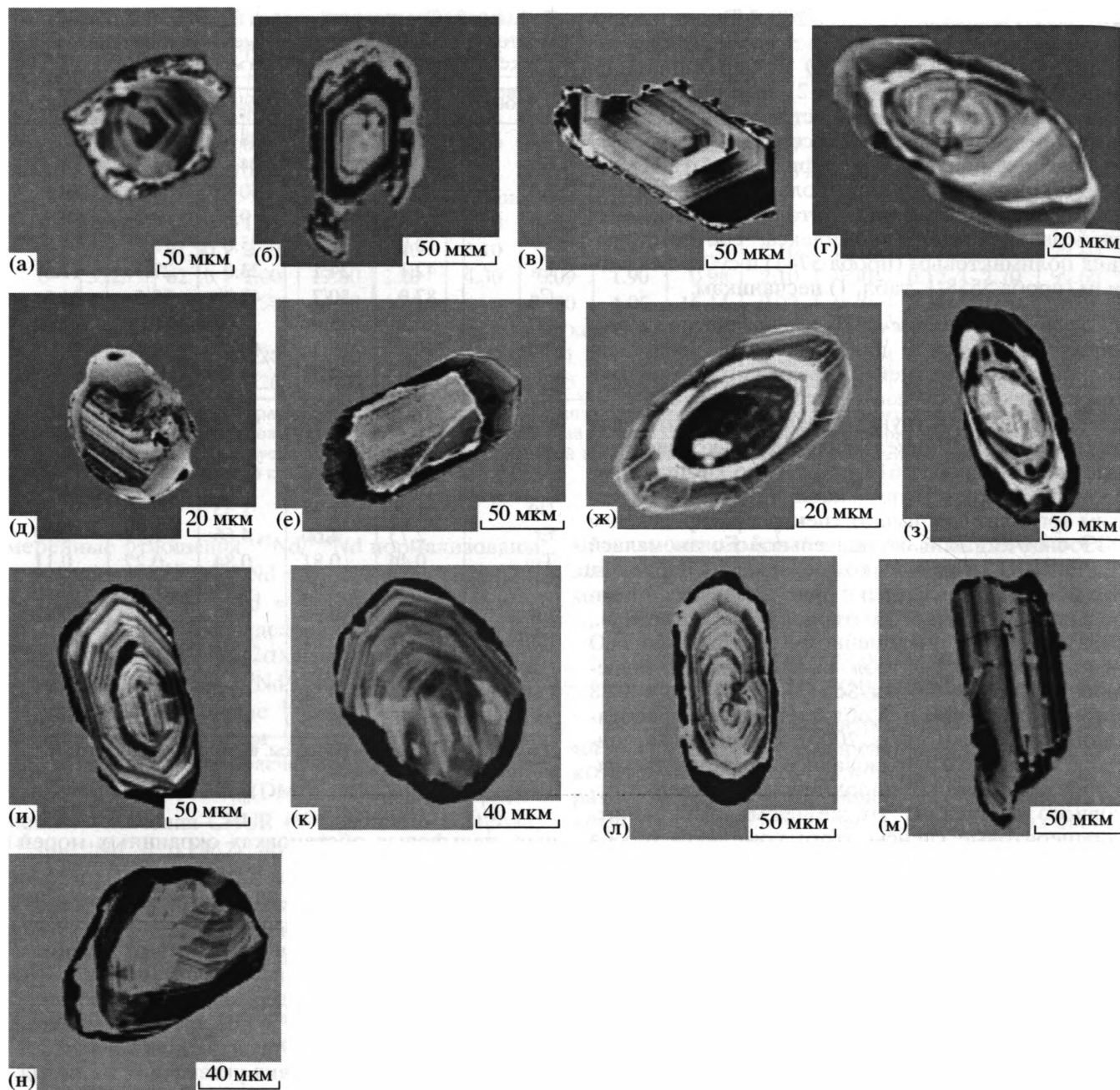


Рис. 4. Микрофотографии циркона, выполненные с помощью катодолуминесцентного детектора на сканирующем электронном микроскопе CamScan (ускоряющее напряжение 15 кВ): а, б, в – гранат-дистен-биотитовый гнейс моренского комплекса (проба 5613); г–з – шпинель-кордиерит-силлиманитовый гнейс эрзинского комплекса (проба 5616); и–н – двупроксеновый гнейс эрзинского комплекса (проба 5617).

сравнительно с породами эрзинского и моренского комплексов, влиянием континентальных источников сноса.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Th-Pb геохронологические исследования проведены для цирконов из метатерригенных по-

род моренского и эрзинского комплексов. Полученные результаты представлены в табл. 3 и на рис. 4, 5. Места отбора проб показаны на рис. 2.

Гранат-дистен-биотитовый гнейс (полимиктовый песчаник) моренского комплекса (проба 5613). Акцессорный детритовый циркон в пробе 5613 представлен субидiomорфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами бледно-ро-

зового цвета призматической и короткопризматической формы. Для внутреннего строения циркона характерно наличие тонкой магматической зональности, которая в краевых частях кристаллов "срезается" незональными доменами с высокой люминесценцией (рис. 4а, в), которые, очевидно, образовались в результате перекристаллизации в ходе наложенного высокотемпературного метаморфизма. Кроме того, в некоторых кристаллах циркона присутствуют ядра (рис. 5б). Размер зерен циркона изменяется от 30 до 100 мкм.

Для геохронологических исследований было использовано 19 зерен циркона. Как видно из табл. 4 и рис. 5а, большая часть изученных зерен характеризуется конкордантными и субконкордантными оценками возраста, степень конкордантности которых близка к 100% (98–103%). Полученные значения находятся в интервале 0.70–0.82 млрд. лет. Среднее значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста, рассчитанное для 16 изотопных анализов как центральных, так и краевых частей кристаллов циркона, составляет 767 ± 15 млн. лет (СКВО = 6.6). Более древнее значение возраста 1519 ± 24 млн. лет ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) получено только для одного кристалла циркона призматического облика, не содержащего видимых ядер (№ 18.1, табл. 3).

Шпинель-силлиманит-кордиеритовый гнейс (аргиллит) эрзинского комплекса (проба 5616). В пробе 5616 присутствует детритовый циркон, который образует прозрачные и полупрозрачные бесцветные субидiomорфные (призматической, короткопризматической или округлой формы) зерна с высоким двупреломлением. Для циркона характерно присутствие зональных, частично перекристаллизованных ядер (в режиме катодолуминесценции наблюдается частичное или полное замещение зональных участков однородными доменами с высокой люминесценцией) и, как правило, незональных однородных оболочек (рис. 4г–е). Размер кристаллов циркона из пробы 5616 не превышает 60 мкм.

С помощью ион-ионного микрозонда был проанализирован изотопный состав девяти кристаллов циркона (табл. 3, рис. 5б). Наиболее древнее значение возраста 2557 ± 34 млн. лет ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$) получено для ядра одного из кристаллов циркона (№ 3.1, табл. 3), тогда как оболочка другого кристалла циркона (№ 4.1, табл. 3) имеет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст 474 ± 22 млн. лет, что хорошо согласуется с полученной ранее оценкой возраста гранулитового метаморфизма эрзинского комплекса (494 ± 11 млн. лет, SHRIMPTM II, Salnikova et al., 2001). Оценки $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста для остальных семи зерен циркона попадают в интервал 661–846 млн. лет. Однако небольшое количество выполненных анализов не позволяет достаточно точно определить возраст этой популяции циркона.

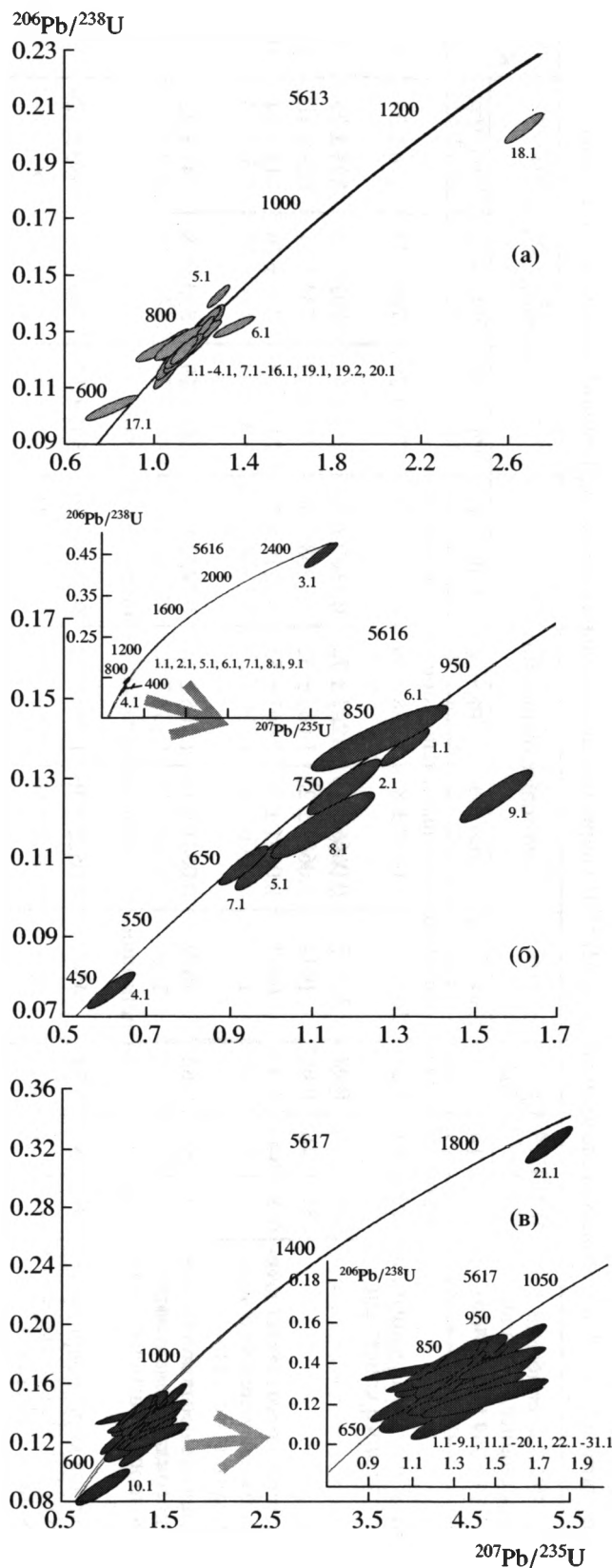


Таблица 3. Результаты U-Th-Pb изотопных исследований (SHRIMP™ II) цирконов метаморфических пород Тувино-Монгольского массива

№ анализа	Характеристика циркона/исследованного участка кристалла	Содержание, мкг/г		Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн. лет			K, %
		U	Th		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
Проба 5613 дистен-гранат-биотитовый гнейс моренского комплекса												
5613/1.1	Центр призматического слабозонального кристалла	222	265	1.20	209205	0.0650 ± 8	1.168 ± 49	0.1303 ± 51	789 ± 29	786 ± 23	776 ± 25	102
5613/2.1	»	166	163	0.98	35587	0.0666 ± 10	1.202 ± 74	0.1309 ± 76	793 ± 43	802 ± 35	825 ± 33	96
5613/3.1	»	51	46	0.90	1944	0.0607 ± 28	1.061 ± 62	0.1268 ± 38	770 ± 22	734 ± 31	628 ± 102	123
5613/4.1	Вершина короткопризматического замутненного незонального кристалла	628	646	1.03	6664	0.0631 ± 7	1.061 ± 53	0.1219 ± 57	742 ± 33	734 ± 26	711 ± 24	104
5613/5.1	Вершина короткопризматического слабозонального однородного фрагмента кристалла	145	90	0.62	4699	0.0641 ± 13	1.265 ± 41	0.1432 ± 33	863 ± 19	830 ± 18	743 ± 42	116
5613/6.1	Вершина короткопризматического слабозонального однородного кристалла	98	53	0.54	4541	0.0622 ± 36	1.334 ± 74	0.1323 ± 30	801 ± 17	769 ± 36	680 ± 129	118
5613/7.1	»	81	60	0.74	3138	0.0639 ± 33	1.098 ± 66	0.1245 ± 34	756 ± 19	752 ± 33	740 ± 111	102
5613/9.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла (ядро?)	173	156	0.90	6344	0.0656 ± 17	1.213 ± 50	0.1341 ± 43	811 ± 25	807 ± 25	793 ± 55	102
5613/10.1	Центр короткопризматического замутненного зонального кристалла (частично перекристаллизован?)	93	69	0.74	7019	0.0673 ± 24	1.208 ± 57	0.1303 ± 36	789 ± 21	804 ± 27	846 ± 75	93
5613/11.1	Вершина призматического замутненного зонального кристалла (частично перекристаллизован?)	137	101	0.73	7080	0.0641 ± 19	1.063 ± 43	0.1204 ± 28	733 ± 16	735 ± 21	744 ± 65	99
5613/12.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла	279	269	0.96	7501	0.0651 ± 9	1.038 ± 46	0.1157 ± 46	705 ± 27	723 ± 23	777 ± 31	91
5613/13.1	Центр короткопризматического замутненного однородного кристалла (перекристаллизован?)	58	38	0.65	932	0.0599 ± 56	1.033 ± 107	0.1252 ± 43	760 ± 25	720 ± 55	598 ± 218	127
5613/14.1	Центр призматического замутненного однородного кристалла (перекристаллизован?)	181	155	0.86	8398	0.0640 ± 13	1.057 ± 54	0.1199 ± 54	730 ± 31	733 ± 27	741 ± 42	99

Таблица 3. Продолжение

№ анализа	Характеристика циркона/исследованного участка кристалла	Содержание, мкг/г		Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн. лет			K, %
		U	Th		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
5613/15.1	Центр призматического прозрачного однородного кристалла	48	62	1.30	1948	0.0626 ± 42	1.092 ± 89	0.1265 ± 51	768 ± 29	750 ± 44	695 ± 148	111
5613/16.1	Центр призматического прозрачного зонального кристалла	171	179	1.05	7702	0.0656 ± 22	1.099 ± 61	0.1216 ± 48	740 ± 28	753 ± 30	793 ± 73	93
5613/17.1	»	287	201	0.70	897	0.0558 ± 61	0.795 ± 94	0.1033 ± 36	634 ± 21	594 ± 54	444 ± 261	143
5613/18.1	Центр призматического кристалла	415	218	0.53	11834	0.0945 ± 12	2.652 ± 70	0.2035 ± 44	1194 ± 24	1315 ± 20	1519 ± 24	79
5613/19.1	Центр короткопризматического замутненного зонального кристалла (ядро?)	271	261	0.96	10320	0.0663 ± 8	1.207 ± 33	0.1321 ± 32	800 ± 18	804 ± 16	814 ± 24	98
5613/19.2	Краевая часть короткопризматического замутненного зонального кристалла (однородная оболочка?)	130	50	0.38	2414	0.0653 ± 27	1.112 ± 70	0.1236 ± 51	751 ± 29	759 ± 34	783 ± 91	96
5613/20.0	Центр призматического замутненного зонального кристалла	229	186	0.81	6146	0.0652 ± 16	1.114 ± 48	0.1239 ± 41	753 ± 23	760 ± 23	782 ± 51	96
Проба 5616 шпинель-силлиманит-кордиеритовый гнейс эрзинского комплекса												
5616/1.1	Ядро призматического замутненного зонального кристалла	397	245	0.62	2591	0.0699 ± 14	1.328 ± 49	0.1379 ± 38	833 ± 22	858 ± 21	924 ± 43	90
5616/2.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла	422	268	0.64	2094	0.0669 ± 24	1.180 ± 72	0.1278 ± 57	776 ± 33	791 ± 34	836 ± 78	93
5616/3.1	Ядро короткопризматического однородного частично перекристаллизованного кристалла	145	169	1.16	4382	0.1699 ± 34	10.52 ± 65	0.4491 ± 25	2391 ± 113	2482 ± 59	2557 ± 34	94
5616/4.1	Оболочка призматического прозрачного зонального кристалла	274	178	0.65	1040	0.0588 ± 30	0.619 ± 46	0.0764 ± 37	474 ± 22	489 ± 29	560 ± 114	85
5616/5.1	Ядро призматического замутненного трещиноватого кристалла	484	320	0.66	4250	0.0659 ± 15	0.986 ± 58	0.1086 ± 56	665 ± 32	697 ± 30	802 ± 48	83

Таблица 3. Продолжение

№ анализа	Характеристика циркона/исследованного участка кристалла	Содержание, мкг/г		Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн. лет			K, %
		U	Th		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
5616/6.1	Центр короткопризматического прозрачного зонального кристалла (ядро?)	119	61	0.51	711	0.0656 ± 59	1.267 ± 136	0.1402 ± 68	846 ± 39	831 ± 63	792 ± 200	107
5616/7.1	Центр призматического замутненного кристалла	629	186	0.30	2495	0.0628 ± 20	0.935 ± 49	0.1080 ± 40	661 ± 23	670 ± 26	703 ± 70	94
5616/8.1	Вершина призматического прозрачного однородного кристалла	124	44	0.36	1236	0.0692 ± 44	1.128 ± 103	0.1181 ± 68	720 ± 40	767 ± 50	905 ± 136	80
5616/9.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла	423	67	0.16	2966	0.0897 ± 13	1.553 ± 73	0.1256 ± 54	763 ± 31	952 ± 29	1419 ± 28	54
Проба 5617 двупироксеновый гнейс эрзинского комплекса												
5617/1.1	Центр призматического зонального кристалла (ядро?)	124	118	0.95	1158	0.0629 ± 40	1.173 ± 94	0.1354 ± 57	818 ± 32	788 ± 45	704 ± 141	116
5617/2.1	Центр призматического прозрачного зонального кристалла	114	88	0.77	1010	0.0683 ± 47	1.124 ± 93	0.1194 ± 45	727 ± 26	765 ± 45	878 ± 149	83
5617/3.1	>>	49	24	0.49	480	0.0747 ± 131	1.305 ± 303	0.1267 ± 168	769 ± 97	848 ± 143	1060 ± 400	73
5617/4.1	Центр призматического прозрачного однородного кристалла	119	76	0.64	1534	0.0766 ± 29	1.597 ± 100	0.1513 ± 68	908 ± 38	969 ± 40	1110 ± 78	82
5617/5.1	Центр призматического прозрачного однородного частично перекристаллизованного кристалла	62	48	0.77	662	0.0812 ± 70	1.264 ± 150	0.1129 ± 81	690 ± 47	830 ± 70	1226 ± 179	56
5617/5.2	Краевая часть призматического прозрачного однородного частично перекристаллизованного кристалла	70	61	0.87	632	0.0781 ± 74	1.513 ± 166	0.1404 ± 65	847 ± 37	936 ± 70	1150 ± 199	74
5617/6.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла	106	49	0.46	727	0.0756 ± 93	1.278 ± 179	0.1226 ± 65	745 ± 37	836 ± 83	1085 ± 267	69
5617/7.1	Центр призматического прозрачного зонального кристалла	155	66	0.43	1526	0.0723 ± 39	1.421 ± 98	0.1426 ± 52	859 ± 30	898 ± 42	994 ± 113	87
5617/8.1	»	95	39	0.41	707	0.0699 ± 49	1.322 ± 111	0.1371 ± 54	828 ± 31	855 ± 50	926 ± 149	89

Таблица 3. Продолжение

№ анализа	Характеристика циркона/исследованного участка кристалла	Содержание, мкг/г		Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн. лет			K, %
		U	Th		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
5617/9.1	Центр изометричного прозрачного нелюминесцирующего кристалла	859	361	0.42	6511	0.0680 ± 17	1.282 ± 62	0.1368 ± 54	826 ± 31	838 ± 28	867 ± 51	95
5617/10.1	Вершина призматического, интенсивно люминесцирующего кристалла	36	20	0.56	257	0.0748 ± 139	0.917 ± 210	0.0890 ± 100	550 ± 59	661 ± 118	1062 ± 429	52
5617/11.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла	73	46	0.63	1597	0.0684 ± 80	1.220 ± 156	0.1294 ± 50	785 ± 29	810 ± 74	880 ± 264	89
5617/12.1	Центр призматического замутненного однородного кристалла	154	71	0.46	2695	0.0691 ± 30	1.346 ± 101	0.1412 ± 79	851 ± 45	866 ± 45	902 ± 91	94
5617/13.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла	136	76	0.56	1020	0.0681 ± 37	1.249 ± 100	0.1330 ± 71	805 ± 40	823 ± 46	872 ± 115	92
5617/14.1	Центр призматического прозрачного зонального фрагмента кристалла	178	60	0.34	1322	0.0618 ± 49	1.013 ± 100	0.1188 ± 59	724 ± 34	710 ± 52	668 ± 178	108
5617/14.2	Центр призматического прозрачного зонального фрагмента кристалла	173	76	0.44	266	0.0841 ± 127	1.429 ± 244	0.1233 ± 78	749 ± 45	901 ± 108	1294 ± 326	58
5617/15.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла	193	28	0.15	1422	0.0689 ± 35	1.244 ± 78	0.1310 ± 40	794 ± 23	821 ± 36	896 ± 108	89
5617/16.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла	127	64	0.51	1360	0.0676 ± 30	1.349 ± 77	0.1447 ± 46	871 ± 26	867 ± 34	857 ± 95	102
5617/17.1	»	200	61	0.31	2100	0.0710 ± 20	1.264 ± 72	0.1292 ± 60	783 ± 34	830 ± 33	957 ± 59	82
5617/18.1	Центр зонального замутненного фрагмента кристалла	91	100	1.10	455	0.0579 ± 102	1.092 ± 199	0.1368 ± 41	826 ± 23	750 ± 102	527 ± 442	157
5617/19.1	Центр изометричного замутненного зонального кристалла	40	24	0.60	321	0.0663 ± 89	1.271 ± 219	0.1390 ± 126	839 ± 72	833 ± 103	816 ± 310	103
5617/20.1	Вершина призматического замутненного зонального кристалла	91	52	0.57	459	0.0658 ± 99	1.200 ± 193	0.1324 ± 51	801 ± 29	801 ± 93	798 ± 354	100

Таблица 3. Окончание

№ анализа	Характеристика циркона/исследованного участка кристалла	Содержание, мкг/г		Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн. лет			K, %
		U	Th		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
5617/21.1	Ядро призматического замутненного зонального, слабо люминесцирующего кристалла	219	95	0.43	4470	0.1186 ± 14	5.287 ± 185	0.3235 ± 102	1807 ± 50	1867 ± 30	1935 ± 21	93
5617/22.1	Центр замутненного, слабо люминесцирующего фрагмента кристалла	167	108	0.65	1016	0.0695 ± 37	1.321 ± 95	0.1379 ± 58	833 ± 33	855 ± 42	912 ± 113	91
5617/24.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла	109	64	0.59	778	0.0831 ± 51	1.486 ± 114	0.1298 ± 51	787 ± 29	925 ± 48	1271 ± 123	62
5617/25.1	Центр призматического замутненного однородного кристалла	85	58	0.68	561	0.0749 ± 87	1.433 ± 184	0.1388 ± 61	838 ± 34	903 ± 80	1066 ± 252	79
5617/26.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла	77	74	0.96	979	0.0867 ± 101	1.475 ± 187	0.1234 ± 47	750 ± 27	920 ± 80	1353 ± 242	55
5617/27.1	Оболочка изометричного замутненного однородного кристалла	244	117	0.48	688	0.0689 ± 40	1.294 ± 114	0.1362 ± 82	823 ± 47	843 ± 52	895 ± 124	92
5617/28.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла (частично перекристаллизован?)	148	1	0.01	827	0.0652 ± 38	1.236 ± 85	0.1376 ± 41	831 ± 23	817 ± 39	781 ± 126	106
5617/29.1	Вершина призматического замутненного, слабо люминесцирующего фрагмента кристалла	289	4	0.01	1967	0.0685 ± 17	1.364 ± 66	0.1444 ± 55	870 ± 31	874 ± 29	885 ± 52	98
5617/30.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла	237	252	1.06	2039	0.0660 ± 28	1.252 ± 125	0.1375 ± 118	831 ± 67	824 ± 58	807 ± 90	103
5617/31.1	Центр призматического замутненного зонального кристалла	139	77	0.56	867	0.0658 ± 53	1.229 ± 119	0.1355 ± 59	819 ± 34	814 ± 56	799 ± 180	103

Примечание. K – степень конкордантности в %.

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для супракрустальных пород Тувино-Монгольского массива

№ п/п	№ обр	Возраст, млн. лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma_{\text{взм.}}$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}_{-2\text{ст}})^{**}$
Моренский комплекс										
1	5613*	500	7.56	35.1	0.1305	0.512291 ± 9	-6.8	-2.5	1574	1454
2	5741	500	4.36	25.6	0.1032	0.511742 ± 5	-17.5	-11.5	1939	2196
3	5558-1	500	6.36	37.8	0.1017	0.511794 ± 10	-16.5	-10.4	1844	2104
Эрзинский комплекс										
4	5616*	500	3.69	19.36	0.1157	0.511984 ± 11	-12.8	-7.6	1812	1872
5	5617*	500	3.78	19.94	0.1151	0.511981 ± 10	-12.8	-7.6	1806	1874
6	5525	500	6.99	37.0	0.1143	0.512133 ± 8	-9.9	-4.6	1560	1624
7	5546	500	5.50	26.6	0.1248	0.512114 ± 8	-10.2	-5.6	1775	1710
Нарынский комплекс										
8	5740	500	1.73	8.94	0.1174	0.511987 ± 11	-12.7	-7.6	1839	1876
9	5553	500	4.59	29.5	0.0940	0.512199 ± 9	-8.6	-2.0	1212	1410

Примечание. Названия пород см. таблицу 1; * образцы, для которых получены U-Pb данные по циркону; ** ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}_{-2\text{ст}})$) рассчитан для возраста регионального метаморфизма.

Двупироксеновый гнейс (субаркозовый песчаник) эрзинского комплекса (проба 5617). Детритовый циркон в пробе 5617 представлен прозрачными и полупрозрачными субидiomорфными кристаллами светло-желтого цвета, имеющими призматическую, короткопризматическую и изометричную форму. В режиме катодolumинесценции в цирконе выявляется идиоморфная магматическая зональность и дискордантные по отношению к ней тонкие незональные оболочки (рис. 4ж, з). Размер кристаллов циркона изменяется от 30 до 150 мкм.

Было проанализировано 30 кристаллов циркона (рис. 5в). При этом большая часть фигуративных точек изотопного состава этих кристаллов располагается вблизи конкордии или конкордантна, а оценки возраста цирконов, для которых степень конкордантности близка к 100% (98–103%), находятся в интервале 0.76–0.90 млрд. лет. Среднее значение возраста, рассчитанное по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для 29 изотопных анализов как центральных, так и краевых частей кристаллов, соответствует 809 ± 17 млн. лет (СКВО = 8.2). Более древнее значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 1935 ± 21 млн. лет получено для ядра, выявленного в одном из кристаллов циркона (№ 21.1, табл. 3).

Завершая рассмотрение результатов геохронологических исследований, необходимо подчеркнуть, что во многих случаях детритовые цирконы из метатерригенных пород моренского и эрзинского комплексов характеризуются признаками, свидетельствующими об их первичном магматическом происхождении, что в свою очередь указывает на широкое развитие в областях сноса изверженных пород. Частичная перекристаллизация цирконов эрзинского комплекса и формирование на них

метаморфогенных оболочек связано с метаморфизмом гранулитовой фации. Возраст последнего был ранее определен на ион-ионном микрозонде SHRIMP™ II равным 494 ± 11 млн. лет, а также установлен в интервале 497 ± 4 – 521 ± 12 млн. лет в результате U-Pb датирования цирконов из интрузивных син- и постметаморфических гранитоидов (Salnikova et al., 2001).

РЕЗУЛЬТАТЫ Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты Nd изотопных исследований метаморфических пород моренского, эрзинского и нарынского комплексов приведены в табл. 4.

Гранат-дистен-биотитовый гнейс (полимиктовый песчаник) моренского комплекса (проба 5613) характеризуется раннерифейским значением Nd модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.6$ млрд. лет при $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{ст}) = 1.4$ млрд. лет и $\epsilon_{\text{Nd}}(0.5) = -2.5$. Биотитовые гнейсы этого комплекса (полимиктовые и субграувакковые песчаники) обладают более древними раннепротерозойскими величинами Nd модельных возрастов: $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.9$ – 1.8 млрд. лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{ст}) = 2.2$ – 2.1 млрд. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(0.5) = -11.5$ и -10.4 .

Для шпинель-силлиманит-кордиеритовых и двупироксеновых гнейсов эрзинского комплекса (аргиллиты и песчаники) получены раннепротерозойские оценки $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.8$ – 1.6 млрд. лет и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{ст}) = 1.9$ – 1.6 млрд. лет при отрицательных значениях $\epsilon_{\text{Nd}}(0.5)$ от -4.6 до -7.6 .

Nd модельный возраст двуслюдяного кварцито-сланца (субаркозовый песчаник) терригенной толщи нарынского комплекса составляет 1.8 млрд.

лет, $\epsilon_{Nd}(0.5) = -7.6$, тогда как биотитовый гнейс (аркозово-граувакковый песчаник) из прослоя в карбонатной толще характеризуется $T_{Nd}(DM) = 1.2$ млрд. лет, $T_{Nd}(DM-2st) = 1.4$ $\epsilon_{Nd}(0.5) = -2.0$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Большая часть конкордантных и субконкордантных оценок возраста, полученных для детритовых цирконов из метаосадочных кластических пород моренского и эрзинского комплексов, попадает в возрастные диапазоны 0.70–0.82 и 0.76–0.90 млрд. лет, соответственно. Другими словами, рассматриваемые толщи имеют возраст не древнее 0.70–0.76 млрд. лет. Минимальную возрастную границу накопления этих толщ определяет возраст прорывающих их гранитов – 536 ± 6 млн. лет (U-Pb метод по цирконам) (Козаков и др., 1999; Salnikova et al., 2001), что примерно соответствует границе венда и кембрия (Семихатов, 2000). Таким образом, есть все основания полагать, что накопление терригенных толщ моренского и эрзинского комплексов произошло в интервале конец позднего рифея–венд.

В свою очередь, возникает проблема о возможных источниках и фундаменте этих толщ, которая может решаться с привлечением Nd изотопных данных. При обсуждении этой проблемы следует учитывать, что значения Nd модельных возрастов как магматических, так и осадочных пород далеко не во всех случаях соответствуют времени корообразования и могут быть связаны с процессами смешения. Доказательством проявления корообразующих процессов соответствующего возраста должно являться присутствие пород с величинами $\epsilon_{Nd}(T)$, близкими к таковым в деплетированной мантии (DePaolo, 1981; Patchett, 1992).

Оценки Nd модельного возраста метатерригенных пород моренского, эрзинского и нарынского комплексов значительно превышают возраст осадконакопления и находятся в интервале 1.6–2.1 млрд. лет. Эти значения близки к оценкам Nd модельного возраста гранитоидов раннебайкальских (0.75–0.9 млрд. лет) вулканоплутонических ассоциаций обрамления Сибирской платформы. Так, для гранитоидов с возрастом 880–940 млн. лет (U-Pb метод по циркону) Мамонто-Шренковского террейна Центрального Таймыра Nd модельный возраст определен в интервалах 1.5–1.6 и 1.8–2.0 млрд. лет (Верниковская и др., 2002). По петрогеохимическим данным формирование родоначальных расплавов гранитоидов Таймырской складчатой области происходило при плавлении как мантийных, так и мантийнокоровых источников (Верниковский и др., 1999). Для серии коровых постколлизийных гранитоидов Енисейского кряжа с возрастными интервалами 720–760 млн. лет (U-Pb по циркону и монациту) получены оценки Nd модельного возраста 1.9–

2.1 млрд. лет, которые также обусловлены процессами смешения и не отражают проявления корообразующих процессов этого возраста (Верниковский и др., 2002). Средне- и раннерифейские значения Nd модельных возрастов характерны для палеозойских гранитоидов структур микроконтинентов Центральной Азии – “докембрийской изотопной провинции” (Коваленко и др., 1996, 1999), однако и эти значения обусловлены процессами смешения (Козаков и др., 2003, 2004). В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса признаки проявления ранне- и среднерифейских корообразующих процессов не обнаружены (Коваленко и др., 1996, 1999; Ярмолюк и др., 1999).

Ранне- и среднерифейские значения Nd модельных возрастов не характерны и для кристаллических пород фундамента Сибирской платформы (Ковач и др., 2000). Для раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов Шарыжалгайского блока Присяянского краевого выступа, непосредственно сочлененного со структурами Центрально-Азиатского складчатого пояса, интервал Nd модельных возрастов равен 3.0–2.8 млрд. лет; близкие значения (3.3–2.9 млрд. лет) имеют и вмещающие их породы шарыжалгайской серии. Для раннепротерозойских гранитоидов Бирюсинской глыбы и Ангара-Канского выступа значения Nd модельных возрастов определены в интервале 2.4–2.7 млрд. лет; Nd модельный возраст вмещающих эти гранитоиды гнейсов кузеевской толщи в Ангара-Канском выступе имеет значения 2.6–2.7 млрд. лет (Кирнозова и др., 2003). Наиболее древнее значение Nd модельного возраста (3.48 млрд. лет) установлено в Онотском зеленокаменном поясе для пород тоналит-трондьемитовой ассоциации с возрастом цирконов 3287 ± 8 млн. лет (Бибикина и др., 2002). Для архейских образований основания Дзавханского микроконтинента интервал значений Nd модельных возрастов определен как 3.0–3.3 млрд. лет (Козаков и др., 1997). Достаточно очевидно, что кристаллические образования древних кратонов (или их фрагментов) не могут выступать в качестве единственного источника для рассматриваемых пород позднерифейских вулканоплутонических ассоциаций.

В целом, Nd изотопные и геохимические данные, а также данные о возрасте и природе цирконов из метатерригенных пород моренского и эрзинского комплексов дают основание полагать, что полученные для них оценки Nd модельного возраста (1.5–2.0 млрд. лет) обусловлены формированием этих пород за счет разных источников и не отражают возраст реального корообразующего процесса. Остановимся на рассмотрении возможных источников.

Одним из источников моренского и эрзинского комплексов, как показывают геохронологиче-

ские, геохимические и изотопные данные, служили породы основного, среднего и кислого состава энсиалических вулканических дуг позднего рифея. К настоящему времени фрагменты таких образований установлены в северном, западном и южном обрамлении Сибирской платформы (Кузьмичев и др., 2000а; Рыцк и др., 2001; Верниковский и др., 1999, 2001; Верниковская и др., 2002, 2002а; Khain et al., 2002). На первый взгляд это может свидетельствовать о формировании вулканических дуг этого возраста по периферии Сибирского кратона (Dobretsov et al., 2003; Kuzmichev et al., 2001; Кузьмичев, 2004). Однако в краевых выступах фундамента Сибирской платформы на протяжении почти 2500 км отсутствуют какие-либо следы позднерифейских и каледонских аккреционно-коллизийных процессов в виде метаморфизма, складчатости платформенного чехла или магматической активности, которые интенсивно проявлены в складчатом обрамлении непосредственно у контакта с краевыми выступами фундамента (Козаков и др., 2002; Ярмолук и др., 2003). Осадки с возрастом 1000–850 млн. лет в пределах Сибирской платформы представлены преимущественно мелководношельфовыми терригенно-карбонатными отложениями эпиконтинентальных бассейнов или авлакогенов, а в большинстве регионов сильно редуцированы или отсутствуют (Семихатов, Серебряков, 1983; Семихатов и др., 2002; Rainbird et al., 1998). Их химический состав фиксирует размыв дорифейских комплексов фундамента платформы с незначительным вкладом ювенильного вещества позднерифейского возраста внешнего источника “несибирского типа”, который располагался вне кратона (Подковыров и др., 2001). Можно полагать, что в позднем рифее–раннем палеозое структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона были пространственно разделены океаническим бассейном (Зоненшайн и др., 1990). Время, когда началось сочленение каледонского супертеррейна с Сибирским кратоном в единый континент, пока оценить трудно. Более или менее определенно можно говорить лишь о том, что такое объединение завершилось к девону (Зоненшайн и др., 1990), так как с этого времени в пределах платформы и складчатого пояса формируются деформации общего плана. Мы полагаем, что процесс соединения, по видимому, осуществлялся вдоль крупного тектонического сдвига типа трансформного разлома (Розен, Федоровский, 2001; Ярмолук и др., 2003). Следует также отметить данные о возможном близком положении в позднем рифее (800–780 млн. лет) в Родинии блоков Сибири, Северного и Южного Китая (Zhai et al., 2003). В блоке Янцзы известны аналогичные по возрасту (~800 млн. лет) гранитоидные комплексы (Kröner et al., 1993; Xue et al., 1996). Фрагменты офиолитовых разрезов с возра-

стом 0.88–0.75 млрд. лет закартированы вдоль северного края Северо-Китайской платформы (Моссаковский и др., 1993). В метаморфическом комплексе Южно-Гобийского микроконтинента установлены гранитоиды с возрастом 916 ± 16 млн. лет (Wang et al., 2001). В целом эти образования могут рассматриваться как возможный источник метатерригенных пород Тувино-Монгольского массива, хотя к настоящему времени нет достаточно надежных данных, позволяющих определить исходное положение указанных фрагментов структурно-вещественных комплексов в позднем рифее.

В качестве другого источника следует рассматривать породы (или продукты их разрушения) более древней континентальной коры, на что указывают полученные в единичных случаях раннерифейские (1.52 млрд. лет) и дорифейские (1.94 и 2.56 млрд. лет) оценки возраста детритовых цирконов. Скорее всего эти оценки характеризуют источники терригенных пород позднерифейских структурно-вещественных комплексов, которые, в свою очередь, выступали в качестве источников протолитов метатерригенных толщ позднего рифея–венда Тувино-Монгольского массива. Поступление исходного “древнего” материала в бассейны осадконакопления скорее всего происходило в результате размыва раннекембрийских кристаллических пород кратонов и микроконтинентов с дорифейским основанием, например, Дзабханского микроконтинента (рис. 1).

К настоящему времени существуют различные подходы к разработке геодинамической модели формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. В ряде моделей предполагается, что становление его структур происходило в ходе длительного (более 800 млн. лет) развития Палеоазиатского океана от конца среднего или начала позднего рифея до карбона (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994). Предполагалось, что, начиная с позднего рифея, от Восточной Гондваны к Сибирскому континенту происходил значительный по масштабу дрейф разновозрастных складчатых аккреционных структур, включающих микроконтиненты гондванской группы. К последним относились Дзабханский, Тувино-Монгольский и Южно-Гобийский микроконтиненты. По мнению других авторов (Берзин и др., 1994; Беличенко, Боос, 1988), Тувино-Монгольский массив и Дзабханский микроконтинент относятся к “лаварийской группе” и их следует объединять в единый массив, являвшийся в рифее частью Сибирского кратона. В модели А. Шенгера с соавторами (1994) формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса происходило за счет последовательной аккреции островодужных комплексов вдоль единой вулканической дуги, и предполагалось, что кристаллические породы фундамента структур севернее Таримской и Северо-Китай-

ской платформ (в частности, Тувино-Монгольского массива) в позднем докембрии входили в состав Европейско-Сибирского континента и коррелировались с образованиями фундамента Сибирской платформы. В ряде моделей возникновения Палеоазиатского океана связывается с распадом суперконтинента Родиния под воздействием в конце позднего рифея (~730 млн. лет) Южно-Тихоокеанского суперплюма (Miyuata, 1994; Ярмолук, Коваленко, 2001), а микроконтиненты рассматриваются как фрагменты шельфа Родинии (Коваленко и др., 1999). При этом предполагается, что главная фаза распада, когда произошло максимальное раскрытие бассейна Палеоазиатского океана, относится к концу позднего рифея (Ярмолук, Коваленко, 2002; Коваленко и др., 2003). В этой модели предполагалось, что раннекаледонская континентальная кора Центральной Азии имеет преимущественно ювенильное происхождение и образовалась за счет аккреции венд-кембрийских островных дуг, окраинных бассейнов и фрагментов шельфа Родинии с океаническими островами. Н.Л. Добрецовым с соавторами разработана модель, в которой предполагается формирование раннебайкальских аккреционно-коллизийных структур, о которых говорилось выше, непосредственно в обрамлении Сибирского кратона в связи с распадом Родинии в начале позднего рифея около 950 млн. лет назад (Dobretsov et al., 2003). Тувино-Монгольский массив рассматривается как фрагмент Сибирского кратона (Добрецов, 2003).

При обсуждении истории геологического развития Тувино-Монгольского массива в рамках общей геодинамической модели формирования раннекаледонской аккреционной области Центральной Азии необходимо учитывать следующие основные моменты.

1. Петрохимические и геохимические особенности метатерригенных пород моренского, эрзинского и нарынского комплексов Тувино-Монгольского массива свидетельствуют о том, что их формирование протекало в обстановках пассивной континентальной окраины. 2. В областях сноса кластического материала рассматриваемых комплексов были представлены позднерифейские породы основного, среднего и кислого составов. 3. Источником метатерригенных толщ Тувино-Монгольского массива, по-видимому, были породы раннебайкальских вулканоплутонических ассоциаций. 4. В аккреционной области Центральной Азии только в основании Дзобханского микроконтинента и Гарганской глыбы установлена архейская кора, что позволяет рассматривать лишь эти структуры как фрагменты древнего кратона (Козаков и др., 1997а). 5. Результаты геохимических и Nd изотопных исследований коровых интрузивных гранитоидов Тувино-Монгольского массива свидетельствуют о том, что в

основании этого массива (на уровне зарождения родоначальных для гранитоидов расплавов) нет дорифейских комплексов, а присутствует поздне-рифейская кора переходного типа (Ярмолук и др., 1999; Козаков и др., 2003). 6. Геодинамическая обстановка формирования такой коры (система островных дуг и задуговых бассейнов и пассивных окраин) сопоставима с обстановкой, существовавшей в позднем мезозое – кайнозое в юго-западной части Тихого океана. При этом следует подчеркнуть, что общая площадь бассейнов, в которых в течение ~200 млн. лет сформирована кора переходного типа, сопоставима с площадью древних кратонов (Зоненшайн, Кузьмин, 1993).

Создание модели формирования Тувино-Монгольского массива в аккреционной области Центральной Азии в значительной мере определяется существующими представлениями о положении Сибирского кратона в суперконтиненте Родиния и о времени начала ее распада, т.е. возникновении и развитии Палеоазиатского океана. Разумеется, при разработке столь сложной проблемы всегда могут быть предложены альтернативные решения, поэтому выбор исходных положений в известной мере является субъективным. Тем не менее такую попытку необходимо сделать, так как полученные к настоящему времени данные не позволяют рассматривать Тувино-Монгольский массив как фрагмент древнего кратона ни Гондванской, ни Лавразийской группы, что требует создание логически непротиворечивой схемы, учитывающей новые факты.

В предлагаемой нами схеме предполагается, что Сибирь входила в суперконтинент Родиния, сочленяясь с Лаврентией и блоком Янцзы (Hoffman 1991; Rogers, 1996; Rogers, Santosh, 2003; Condie, 2001; Zhai et al., 2003). При этом представляется более аргументированным положение о том, что южная (в современных координатах) окраина Сибири контактировала с арктической окраиной Лаврентии (Rainbird et al., 1998; Condie, 2002; Gallette et al., 2000; Ярмолук, Коваленко, 2001). Можно также полагать, что такое положение сохранялось с конца раннего протерозоя, когда Сибирский кратон вошел в состав суперконтинента Колумбия (Rogers, Santosh, 2002). Основные процессы рифтинга, приведшие к распаду суперконтинента Колумбия, прошли на рубеже 1.4 млрд. лет (Condie, 2002), но агломерат двух палеоконтинентов (Сибирского и Лаврентийского) существовал до распада Родинии (Диденко и др., 2003). Взяв за основу данные о воздействии на литосферу Родинии Южно-Тихоокеанского суперплюма (Miyuata, 1994) и анализ активности внутриплитного магматизма в геологическом развитии Центральной Азии (Ярмолук, Коваленко, 2001, 2003), мы предполагаем, что транслитосферный раскол, разделивший Сибирь и Лаврентию, был заложен в конце позднего рифея и развивался в интервале

720–650 млн. лет назад. С этих позиций максимально возможный возраст начала накопления толщ метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива в первом приближении коррелируется с возрастом распада суперконтинента Родиния. Одним из главных источников этих толщ были, по-видимому, породы позднеерифейских вулканоплутонических ассоциаций, сформированных, главным образом, до или на начальной стадии распада Родинии. Иными словами, возникновение и развитие этих вулканоплутонических ассоциаций в интервале 1000–650 млн. лет происходило не в интракратонной зоне Сибири и Лаврентии (формирующимся Палеоазиатском океане), а в пределах палеоокеана Панталасса, обрамлявшего Родинию (Ярмолук, Коваленко, 2003; Козаков и др., 2004). Это положение не исключает проявления рифтогенеза в континентальных блоках Родинии и разделяющих их зонах в течение позднего рифея. Так, в частности, процессы рифтогенеза в блоке Янцзы, по данным U-Pb датирования цирконов пород анорогенных комплексов происходили в две главные стадии: в интервалах 830–795 и 780–745 млн. лет (Li et al., 2003). С поздней стадией (около 750 млн. лет) коррелируется разделение блоков Восточной и Западной Гондваны и Лаврентии.

Полученные данные в совокупности с результатами выполненных ранее исследований позволяют наметить следующую схему формирования Тувино-Монгольского массива. Около 1.0–0.73 млрд. лет назад в окраинных частях Родинии происходило образование рифтогенных структур и, как следствие, отделение ее фрагментов (микроконтинентов с дорифейским основанием), а в пределах океанического бассейна в обрамлении Родинии – заложение вулканических дуг, островов, задуговых и междуговых бассейнов (Ярмолук, Коваленко, 2003). Аккреционно-коллизионные процессы фиксируются проявлением коллизионного магматизма в структурах обрамления Сибирской платформы с начала позднего рифея – 0.94–0.88 млрд. лет назад (Верниковская и др., 2002а, 2002б), около 0.8 млрд. лет (Кузмичев и др., 2000) и вплоть до раскрытия Палеоазиатского океана – 0.76–0.72 млрд. лет назад (Верниковский, 2002). Порода, сформированные в этот период, и продукты их разрушения наряду с раннедокембрийскими породами кратонов и микроконтинентов в дальнейшем в конце позднего рифея–венде выступали в качестве фундамента для терригенных и карбонатных толщ Тувино-Монгольского массива и как источник силикатического материала (Козаков и др., 2003). Если допустить, что в начале позднего рифея (до распада Родинии) блоки Восточной Гондваны располагались вблизи зоны сочленения Сибири и Лаврентии (Hoffman, 1991; Dalziel, 1997; Condie, 2002; Li et al., 2003; Zhai et al., 2003), т.е. основания пред-

полагать, что в процессе распада Родинии и трансформации ее в Пангею ранее сформированные в ее внешнем обрамлении вулканоплутонические ассоциации (частично или полностью), а также фрагменты древних кратонов (Дзабханский микроконтинент и, возможно, Гарганская “глыба”) перемещались совместно с блоками Восточной Гондваны (включая блоки Северного и Южного Китая и Тарима) (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994, 1999; Kheraskova et al., 2003). В результате Сибирский кратон и блоки Восточной Гондваны вместе с областью, сложенной корой переходного типа, представленной системой отмерших позднеерифейских вулканических дуг, а также фрагментами коры древних кратонов (Байдарикский блок), оказались напротив друг друга. К началу венда (~600 млн. лет) фрагменты данной области начали отделяться и дрейфовать в направлении Сибири. В ходе этого дрейфа в течение нескольких этапов был сформирован раннекаледонский композитный континент (супертеррейн) Центральной Азии (Козаков и др., 2001). В его строении устанавливаются фрагменты позднеерифейских вулканических дуг с карбонатным чехлом (карбонатные платформы), микроконтиненты с дорифейским основанием, вендские энсиматические островные дуги, океанические острова и плато (Козаков и др., 2003; Ярмолук, Коваленко, 2003). В результате размытия преимущественно позднеерифейских вулканоплутонических образований были сформированы терригенные породы моренского, эрзинского и нарынского комплексов. В конце венда (530–540 млн. лет) сочленение этих фрагментов сопровождалось низкоградиентным метаморфизмом, проявленным, в частности, в моренском комплексе (Козаков и др., 2001). В позднем кембрии при закрытии короткоживущих вендских океанических бассейнов раннекаледонская аккреционная область была в целом сформирована (Диденко и др., 1994; Руженцев, Бурашников, 1995). К началу ордовика образования глубинных сечений аккреционной области Центральной Азии были вовлечены в процессы высокоградиентного метаморфизма (Козаков, 2002).

Можно также рассмотреть вариант раскрытия Палеоазиатского океана в начале позднего рифея около 1000–970 млн. лет (Добрецов, 2003; Dobretsov et al., 2003; Khain et al., 2002; Федотова, Хаин, 2002). Если принять этот вариант, надо предполагать значительную пространственную удаленность области развития раннебайкальских вулканических дуг в позднем рифее от Сибирского кратона. Как отмечалось, в образованиях краевых выступов фундамента и чехла Сибирской платформы не находят отражения аккреционно-коллизионные процессы позднего рифея, наиболее ранние из которых происходили в интервале 940–880 млн. лет назад (Верниковская и др., 2002).

Учитывая это, и в таком варианте вулcano-плутонические образования первой половины позднего рифея или часть из них, скорее всего, были сформированы в палеоокеане Панталасса. В пределах же Палеоазиатского океана формирование вулканических дуг и островов, вероятно, началось в конце позднего рифея (Ярмолюк, Коваленко, 2003; Kheraskova et al., 2003).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты выполненных геохронологических исследований показали, что накопление терригенных толщ моренского и эрзинского комплексов Тувино-Монгольского массива произошло в конце позднего рифея – в венде за счет источников преимущественно позднерифейского возраста. Nd изотопные исследования гранитоидов и метаморфических пород Тувино-Монгольского массива, а также раннебайкальских аккреционно-коллизонных комплексов в обрамлении Сибирской платформы предполагают проявление позднерифейских корообразующих процессов. Из-за фрагментарности распространения структурно-вещественных комплексов этого возраста в складчатых сооружениях Центральной Азии оценить масштабы корообразующего процесса этого возраста достаточно сложно. Следует отметить, что в изотопных провинциях каледонид и герцинид Nd модельные возраста гранитоидов, в основном, имеют позднерифейские значения (Коваленко и др., 1996). Это дает основание предположить, что в позднем рифее до распада Родинии и вплоть до раскрытия Палеоазиатского океана к началу венды шло образование вулканических дуг, островов, задуговых и междугубых бассейнов, т.е. поступление ювенильного материала, формирующего в течение 300–350 млн. лет кору переходного типа. Эта кора и продукты ее разрушения составляют основание микроконтинентов и, возможно, вместе с ювенильной корой венды–раннего палеозоя представлены в основании каледонид и герцинид (Козаков и др., 2004). Данные о распределении скоростей роста ювенильной коры во времени (Condie, 2001) показывают отчетливый минимум в среднем рифее (~1.35–0.95 млрд. лет), увеличение же этого параметра фиксируется в позднем рифее (~0.95–0.7 млрд. лет), а начиная с венды устанавливается статистически значимый максимум.

Анализ вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Мировом океане показал стабильно низкие значения этого отношения в Гренвилльском и пост-Гренвилльском океане (Семихатов, 2002). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ оставалось низким (0.70519–0.70566) в течение первой половины позднего рифея (1030–810 млн. лет), на протяжении второй половины позднего рифея (740–690 млн. лет) это отношение колебалось в пределах 0.70519–0.70566, в конце

позднего рифея (660–640 млн. лет) уменьшилось до 0.70538–0.70580, после чего в венде и начале кембрия увеличилось до 0.70840–0.70860 (Кузнецов и др., 2003). Понижение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде может объясняться совместным воздействием ряда факторов. Главные из них могут быть связаны с размывом догренильского мантийного материала в коре гренвеллид и/или поступлением в начале позднего рифея значительных объемов “свежего” мантийного материала в позднерифейский океан. Для указанного отрезка времени стабильно низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ объясняются преобладанием мантийного потока стронция над континентальным на протяжении почти 200 млн. лет (Кузнецов и др., 2003). Последнее позволяет связывать обширную трансгрессию в начале позднего рифея (1030–810 млн. лет) с возросшей активностью срединно-океанических хребтов, что “работало” на понижение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде того времени (Семихатов, 2002; Кузнецов и др., 2003). Возрастание же активности спрединга в позднем рифее в свою очередь должно было компенсироваться развитием субдукционных зон. Вместе с тем, предполагая, что распад Родинии начался в конце позднего рифея (Коваленко и др., 1999; Ярмолюк, Коваленко, 2001), мы не связываем возникновение позднерифейских вулканических дуг с развитием Палеоазиатского океана (Федотова, Хаин, 2002). С этих позиций предполагается, что развитие корообразующих процессов при формировании раннекаледонской аккреционной структуры Центральной Азии на первом этапе (первая половина позднего рифея) связано с развитием палеоокеана Панталасса, а на втором Палеоазиатского.

Авторы искренне благодарны академику РАН М.А. Семихатову за консультации и помощь при подготовке рукописи к печати.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Проекты №№ 02-05-64208, 02-05-64196, 00-05-72011), Приоритетной программы президиума РАН “Происхождение и эволюция биосферы”, Программ приоритетных исследований ОНЗ РАН № 7, 8 и Фонда содействия отечественной науке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров Г.П. Стратиграфия протерозойских и раннекембрийских отложений Сангилена // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 5. Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1991. С. 39–57.
- Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Боксон-Хубсугул-Дзобханский палеомикроконтинент в структуре центрально-азиатских палеозойских // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 20–28.
- Беличенко В.Г., Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Геохимические особенности карбонатных отложений чехлов Тувино-Монгольского микроконтинента // Докл. РАН. 1999. Т. 364. № 1. С. 80–83.

- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта Западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
- Бибикова Е.В., Левицкий В.И., Резницкий Л.З. и др. Архейская тоналит-гранодиоритовая ассоциация Присалянского выступа фундамента Сибирской платформы: U-Pb, Sm-Nd и Sr изотопные данные // Геология, геохимия, геофизика, на рубеже XX и XXI веков. РГФИ в Азиатском регионе. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию РГФИ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. С. 175–176.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Первые находки органогенных микрофоссилий в верхнем докембрии Боксон-Сархойского прогиба (Восточный Саян) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 27–32.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика. 2002а. Т. 43. № 3. С. 259–272.
- Верниковская А.Е., Пиис В.Л., Верниковский В.А. и др. Геохимия и петрология позднепротерозойских гранитов Мамонто-Шренковского террейна (Центральный Таймыр) // Геохимия. 2002б. № 5. С. 486–498.
- Верниковский В.А., Ковач В.П., Котов А.Б. и др. Источники гранитоидов и этапы формирования континентальной коры Таймырской складчатой области // Геохимия. 1999. № 6. С. 563–573.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И. и др. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др. Постколлизийный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750–720 млн. лет назад // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 2. С. 221–226.
- Гибшер А.С., Терлеев А.А., Вологдин И.И., Сугораква А.М. Сводный разрез терригенно-карбонатного комплекса позднего докембрия Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее складчатое обрамление. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики. 1987. С. 130–144.
- Гибшер А.С., Терлеев А.А. Региональная стратиграфия позднего докембрия – раннего палеозоя Сангилен // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1989. С. 3–26.
- Гоникберг В.Е. Палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы в позднем докембрии // Геотектоника. 1997. № 5. С. 72–84.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
- Диденко А.Н., Козаков И.К., Бахтадзе В. Палеомагнетизм раннего протерозоя Байдарикского блока Центральной Монголии // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 31–35.
- Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 368–373.
- Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана Тянь-Шаня и Алтае-Саянской складчатой области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
- Докембрий Восточного Саяна. Тр. ЛАГЕД, 1964. Вып. 18. 328 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Ильин А.В. Стратиграфия докембрийских отложений западной части нагорья Сангилен (Тува) // Сов. геология. 1958. № 4. С. 33–42.
- Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии – кембрии // М.: Наука, 1982. 114 с.
- Кирнозова Т.И., Бибикова Е.В., Козаков И.К. и др. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Присалянского выступа фундамента Сибирской платформы: U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 193–195.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Короборазующие процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1280–1293.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394–408.
- Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Короборазующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997а. Т. 5. № 3. С. 240–248.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.В. Этапы формирования континентальной коры Дзавханского и Тувино-Монгольского микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997б. С. 121–122.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохро-

- нологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 173–189.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–512.
- Козаков И.К., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Поздне-рифейский корообразующий процесс в формировании изотопной структуры Центральной Азии // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 1. Материалы XXXVII Тектонического совещания. Новосибирск: СО РАН "Гео", 2004. С. 239–242.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулит-гнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 1. № 1. С. 97–108.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 380–393.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поздне-рифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.
- Кузмичев А.Б. Аналоги венд-кембрийской боксонской серии в северо-восточной части Тувино-Монгольского массива // Геология и разведка. Изв. вузов. 1994. № 3. С. 330–344.
- Кузмичев А.Б., Журавлев Д.З., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И. Верхнерифейские (790 млн. лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельство раннебайкальского орогенеза // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1379–1383.
- Кузмичев А.Б. Тектоническое значение палеозойского гранитоидного магматизма в байкалидах Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2000а. № 6. С. 76–92.
- Кузмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
- Летникова Е.Ф. Использование геохимических характеристик карбонатных пород при геодинамических реконструкциях // Докл. РАН. 2002. Т. 385. № 5. С. 672–676.
- Мальцев Ю.М., Межеловский Н.В. Новые данные по биостратиграфии рифея Сангилене // Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Ин-т геологии и геофизики, 1967. С. 376–380.
- Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Подковыров В.Н., Козаков И.К., Ковач В.П. и др. Сибирский кратон в структурах суперконтинентов протерозоя // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 193–196.
- Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса / Отв. ред. Козаков И.К. СПб.: Наука, 1993. 266 с.
- Розен О.М. Граувакки метаморфических комплексов докембрия (связь состава и геодинамических условий формирования) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 1. С. 36–50.
- Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 185 с.
- Руженцев С.В., Бурашников В.В. Тектоника салаирид Западной Монголии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 25–40.
- Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
- Семихатов М.А. Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия // Дополнение к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 95–107.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Гренвиллском и пост-Гренвиллском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 4. С. 87–103.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 223 с.
- Тектоническая карта Северной Евразии. Масштаб 1 : 5000000. М.: ГУГК. 1979.
- Тейлор С.Р., Макленнан С.М. Континентальная кора ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
- Федоровский В.Ф., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
- Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 175 с.
- Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 41–58.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., В.П., Ковач В.П. и др. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3–20.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Поздне-рифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 1. С. 94–98.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 354–359.

- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
- Claoué-Long J.C., Compston W., Roberts J., Fanning C.M. Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis // *Geochronology, Timescales and Global Stratigraphic Correlation*; Society for Sedimentary Geology. Special Publication. 1995. V. 54. P. 3–21.
- Compston W., Williams I.S., Myer C. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89B. P. 525–534.
- Condie K.C. Continental growth during formation of Rodinia // *Gondwana Res.* 2001. V. 4. № 1. P. 5–16.
- Condie K.C. Breakup of a Paleoproterozoic supercontinent // *Gondwana Res.* 2002. V. 5. № 1. P. 41–43.
- Cullers R.L. The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // *Lithos*. 2000. V. 51. P. 181–203.
- Cumming G.L., Richard J.R. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 28. P. 155–171.
- Dalziel I.W.D. Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation // *Geol. Soc. America Bull.* 1997. V. 109. P. 16–47.
- DePaolo D.J. A Neodymium and strontium isotopic study of Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. № B11. November 10. P. 10470–10488.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovsky V.A. Neoproterozoic to early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implication to the break-up of Rodinia // *Gondwana Res.* 2003. V. 6. № 2. P. 143–156.
- Gallette Y., Pavlov V.E., Semikhatov M.A., Petrov P.Yu. Late Mesoproterozoic magnetostratigraphic results from Siberia: Paleogeographic implications and magnetic field behavior // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B7. P. 16481–16499.
- 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. P. 249–265.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites. II // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Hoffman P.F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? // *Science*. 1991. V. 252. P. 1409–1412.
- Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 84. P. 27–41.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A. et al. The most ancient ophiolite of the Central Asia fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 199. P. 311–325.
- Kheraskova T.N., Didenko A.N., Bush V.A., Volozh Yu.A. The Vendian–early Paleozoic history of the continental margin of Eastern Paleogondwana, Paleoasian Ocean and Central Asian Foldbelt // *Rus. J. Earth Sci.* 2003. V. 5. № 3. P. 165–184.
- Kröner A., Zhang G.W., Sun Y. Granulites in the Tongbai area, Qinling belt, China: geochemistry, petrology, single zircon geochronology and implications for the tectonic evolution of Eastern Asia // *Tectonics*. 1993. № 2. P. 139–166.
- Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva–Mongolia Massif (Siberia): island arc – continent collision at the north-east Rodinia margin // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. P. 109–126.
- Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D. et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle super plume that broke up Rodinia // *Precambrian Res.* 2003. V. 122. P. 85–109.
- Maruyama S. Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*. 1994. V. 100. № 1. P. 24–49.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // *Processing controlling the composition of clastic sediments* / Eds Johnsson M.J., Basu A. Boulder, Colorado. Geol. Soc. Amer. Special. Paper. 1993. V. 284. P. 21–40.
- Patchett P.J. Isotopic studies of Proterozoic crustal growth and evolution / Ed Condie K.C. *Proterozoic crustal evolution*. Elsevier. Amsterdam. 1992. P. 481–508.
- Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al. U–Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia–Siberia connection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 409–420.
- Roddick J.C., van Breemen O. U–Pb zircon dating: a comparison of ion microprobe and single grain conventional analyses // *Radiogenic age and Isotopic Studies: Report 8*; Geol. Surv. Canada Current Res. 1994–F. P. 1–9.
- Rogers J.J.W. A History of continents in the past three billion years // *J. Geol.* 1996. V. 104. P. 91–107.
- Rogers J.J.W., Santosh M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent // *Gondwana Res.* 2002. V. 5. № 1. P. 5–22.
- Rogers J.J.W., Santosh M. Supercontinents in Earth History // *Gondwana Res.* 2003. V. 6. № 3. P. 357–368.
- Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B. et al. Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino–Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of Precambrian microcontinent // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. P. 143–164.
- Steiger R.H., Jaeger E. Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.
- Wang T., Zheng Ya., Gehrels G.E., Mu Z. Geochronological evidence for existence of South Mongolian microcontinent – A zircon U–Pb age of granitoid gneisses from the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core complex // *Chinese Sci. Bull.* 2001. V. 46. № 23. P. 2005–2008.
- Xue F., Lerch M.F., Kröner A., Reischmann T. Tectonic evolution of the east Qinling Mountains, China, in the Paleozoic: a review and new tectonic model // *Tectonophysics*. 1996. V. 253. P. 271–284.
- Zhai M., Sao Ji., Hao Ji, Peng P. Geological signature and possible position of the North China // *Gondwana Res.* 2003. V. 6. № 2. P. 171–183.

Рецензенты В.В. Ярмолюк, М.А. Семикатов

УДК 551.732 (571.1/5)

ОСНОВАНИЕ ТОММОТСКОГО ЯРУСА – НИЖНЯЯ ГРАНИЦА КЕМБРИЯ СИБИРИ

© 2005 г. В. В. Хоментовский, Г. А. Карлова

Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск

Поступила в редакцию 29.08.04

Сибирский вариант нижней границы кембрия по подошве томмотского яруса имеет несомненные преимущества по сравнению с принятым в Международной шкале. Недостатков, которые находили в Сибирских разрезах для того, чтобы утвердить стратотип названной границы на Ньюфаундленде, на самом деле не существует. Главнейшим из них считался значительный перерыв в осадконакоплении на границе томмотского и немакит-далдынского ярусов. Установлено, что на Сибирской платформе на этом рубеже нет перерыва, превышающего величины одной биостратиграфической зоны, и потому палеонтологически он неопределим.

Преимущества сибирского варианта нижней границы кембрия определяются тем, что в основе его лежит наиболее обоснованная и детальная схема расчленения венд-кембрийского интервала по мелкораквинным окаменелостям (SSF). Выявлена специфика использования SSF для биостратиграфии. Помимо палеонтологических данных, сибирский вариант, в отличие от Международного, уверенно обосновывается С-изотопной хемотратиграфией. Очевидными недостатками Международного стратотипа являются: 1. Сомнительность его палеонтологического обоснования; 2. Бездоказательность возможности прямого продолжения вниз по разрезу зонального расчленения по скелетной фауне зонами по ихнофоссилиям; 3. Ошибочность обоснования границ немакит-далдынского яруса и отождествление его с манькайским; 4. Неопределенность нижней границы немакит-далдынского яруса, неизбежно влекущая за собой включение в него либо значительной части, либо всего эдиакарского яруса. Нижняя граница томмотского яруса является сейчас древнейшим реальным биостратиграфическим рубежом крупного ранга, пригодным для установления и прослеживания нижней границы кембрия.

Ключевые слова. Ярусы, зоны, мелкораквинные окаменелости, зональные комплексы, фациальные области, биостратиграфия, корреляция, изотопная хемотратиграфия.

Вопрос о нижней границе кембрия до сих пор остается открытым и решается по-разному. В официальных схемах стратиграфии Советского Союза и России этот рубеж совмещается с основанием томмотского яруса (Розанов и др., 1969; Семихатов и др., 1991; Стратиграфический кодекс, 1992; Дополнения..., 2000), что в стратотипе последнего по р. Алдан отвечает разделу между юдомской серией венда и пестроцветной свитой нижнего кембрия (Решения..., 1983; Постановление, 1983). Альтернативное решение было принято Международным союзом геологических наук (IUGS) (Brasier et al., 1994) и Международной подкомиссией по стратиграфии кембрия (ISCS) (Geuser et al., 2000), согласно которому граница проводится по смене двух таксонов ихнофоссилий *Nagelaniella podolica* и *Trichophycus pedum* [=Phycodes pedum], а стратотип ее принят на п-ве Бюрин Ньюфаундленда в серии Плацента. Сторонники второго варианта проведения кембрийского рубежа, чтобы связать его с данными по эволюции скелетной фауны, всегда вынуждены опираться на информацию по венд-кембрийскому интервалу Сибири. Они считают, в частности, что приня-

тая ими граница совпадает с основанием немакит-далдынского яруса Сибири и отделена от подошвы томмотского яруса несколькими более древними зонами мелкораквинной фауны (SSF). Однако уже довольно давно было дано обоснование того, что незначительное количество остатков SSF в “зональных комплексах” Ньюфаундлендских разрезов скорее свидетельствует о томмотском возрасте всех этих подразделений (Розанов и др., 1997). Это находится в соответствии с тем, что основание томмотского яруса по SSF и ихнофоссилиям в Сибири и Китае почти совпадает (Khomentovsky, Karlova, 1993). В публикации А.Ю. Розанова и др. (1997), кроме того, было подчеркнуто, что ихнофоссилии ранее никогда не использовались для обоснования границ фанерозойских подразделений и что даже на Ньюфаундленде биостратиграфический потенциал этой группы явно уступает данным по SSF. Сторонники второй концепции нижней границы кембрия не прореагировали на объективную критику. Это не только свидетельствует о слабости их позиции, но и требует дальнейших публикаций в защиту

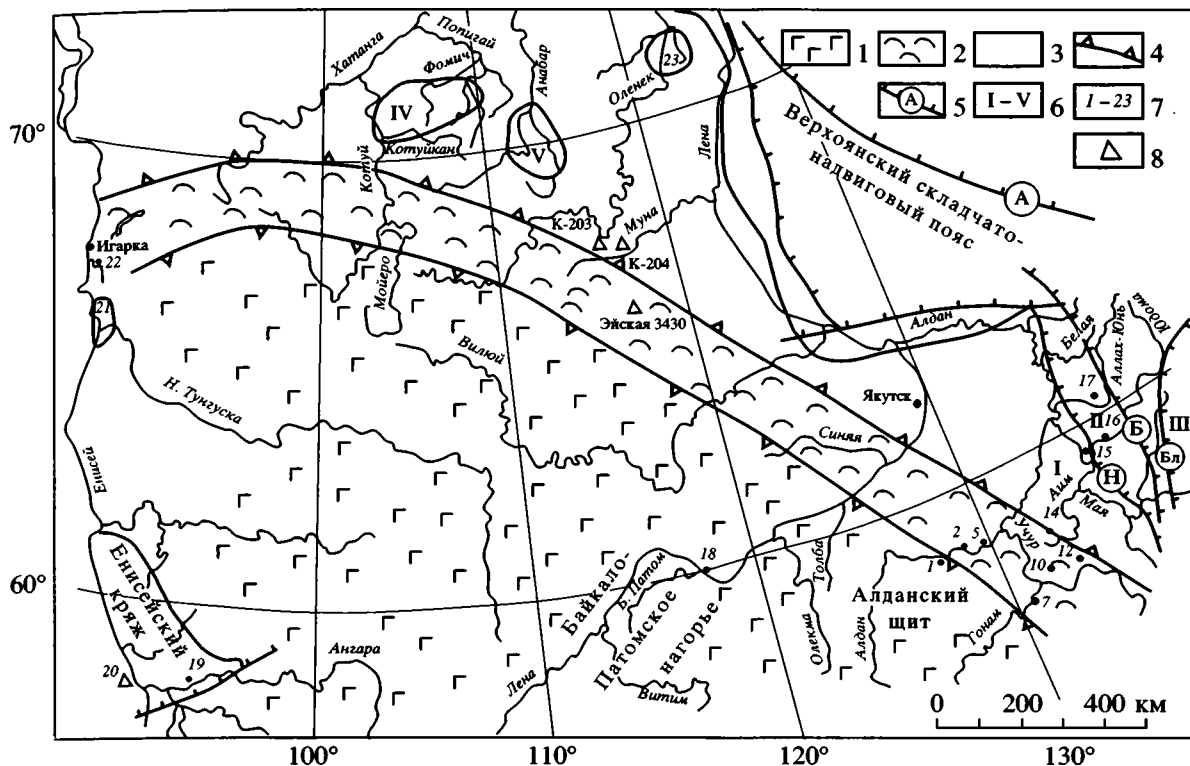


Рис. 1. Схема палеогеографического районирования северной части Сибирской платформы в раннем кембрии и местоположение изученных разрезов.

1–3 – фациальные области: 1 – западная, 2 – переходная, 3 – восточная; 4 – границы свода переходной фациальной области; 5 – разломы: А – Адыча-Тарынский, Бл – Белякчанский, Б – Бурхалинский, Н – Нельканский; 6 – структуры: I – Учуро-Майская плита, II – Юдомо-Майский прогиб, III – Охотский микроконтинент, IV – Западное Прианбарье, V – Восточное Прианбарье; 7 – разрезы и районы выхода изученных отложений: 1 – пос. Угино, 2 – скалы “Дворцы”, 5 – руч. Улахан-Сулугур, 7 – р. Гоним, 10 – г. Конус, 12 – р. Селинда, 14 – р. Джанда, 15–16 – р. Юдома, 17 – р. Аллах-Юнь, 18 – пос. Нохтуйское, 19 – р. Ангара, 20 – Аверинская скважина, 21 – Туруханское поднятие, 22 – р. Сухариха, 23 – Оленекское поднятие; 8 – скважины.

совмещения рассматриваемого рубежа с основанием томмотского яруса в Сибири.

Для этого еще раз остановимся на некоторой специфике стратиграфии венд-кембрийских отложений Сибири, тенденциозная трактовка которой некоторыми исследователями осложняет международное признание отечественного варианта решения проблемы. Прежде всего, обращает на себя внимание круг вопросов, связанных с характером взаимоотношений томмотского и немакит-далдынского ярусов на юго-востоке Сибирской платформы. При этом намечаются два аспекта: а – литолого-геологический, б – биостратиграфический. В первом из них внимание акцентируется на том, что сероцветные доломиты устьюдомской свиты, которые завершают юдомскую серию и в большей верхней своей части содержат фауну немакит-далдынского яруса, довольно резко сменяются красноцветными, глинистыми известняками пестроцветной свиты, в основании которой появляется фауна томмотского яруса. Эта смена часто сопровождается признаками размыва – западинами предпестроцветного рельефа

глубиной до 0.5 м, выполненными продуктами перемыва юдомских доломитов. Однако глубина предпестроцветного размыва, даже в своде поднятия (переходная фациальная область), разделяющего солонатоводную лагуну на западе Сибирской платформы от восточносибирского морского бассейна (рис. 1), не превышает 5 м (Khomentovsky, Karlova, 1993 и др.). Исключение на первый взгляд представляет лишь северная часть Юдомо-Майского прогиба, где величину размыва оценивают до 200 м (Сухоруков, 1984). Однако подобная интерпретация фактических данных получалась в значительной степени благодаря тому, что в профиле искусственно совмещались разрезы из разных структур и пересечений – соответственно р. Юдома, бассейнов рек Аллах-Юнь и Белой. Гораздо более объективно строение венд-кембрийского интервала в нижнем течении р. Аллах-Юнь показано в работе А.В. Мезенцева с соавторами (1978). Там при желании можно было бы аналогичным образом оценить величину предкембрийского перерыва, но приведенная авторами информация не позволяет этого сделать. На рас-

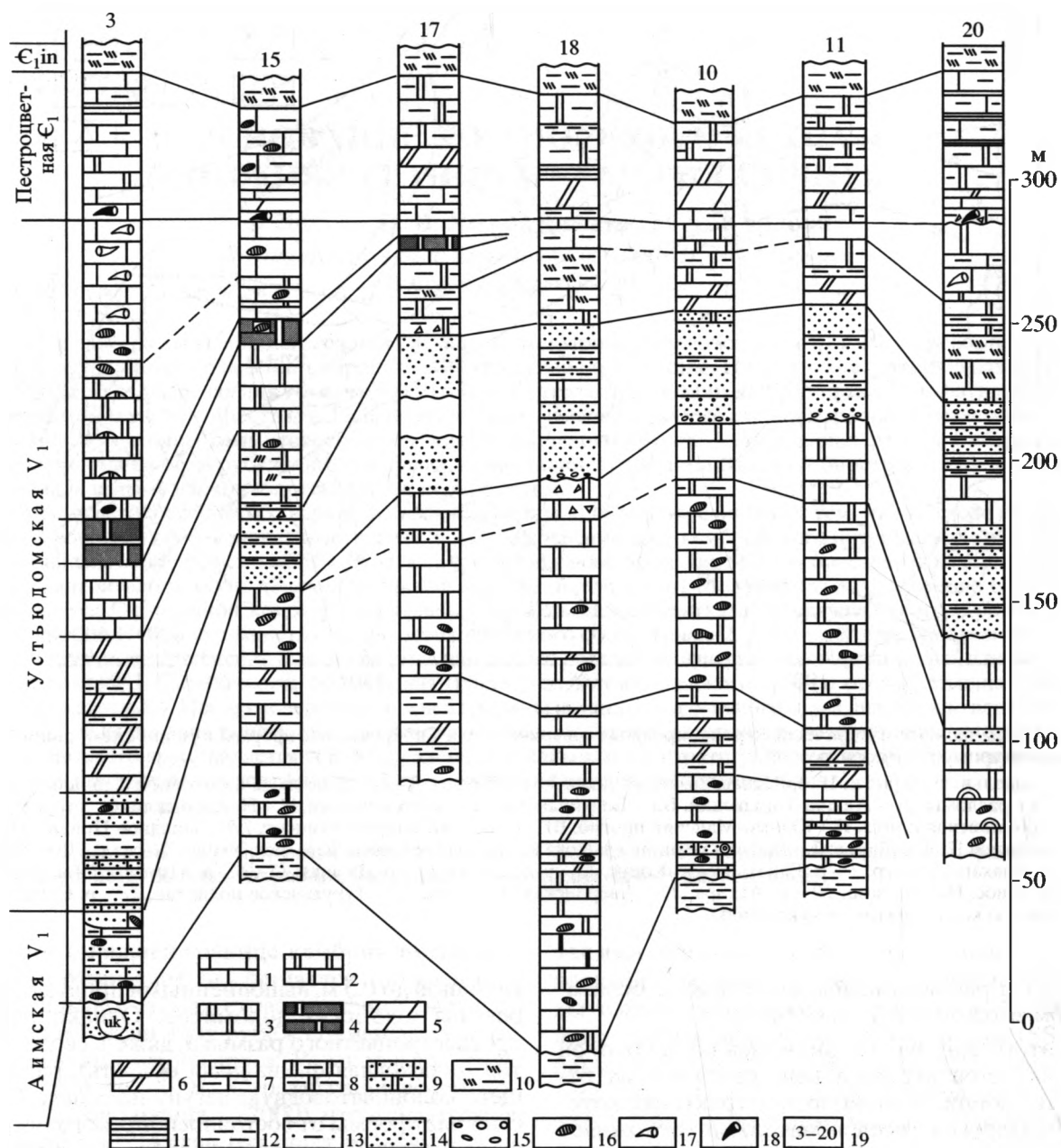


Рис. 2. Широтный профиль разрезов юдомской серии в бассейне р. Аллах-Юнь к востоку от устья р. Сахары (по Мезенцеву и др., 1978, с сокращением).

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – доломитизированные известняки; 4 – битуминозные известняки; 5 – известковые мергели; 6 – доломитовые мергели; 7 – глинистые известняки; 8 – глинистые доломиты; 9 – песчанистые известняки (доломиты); 10 – кремнистые сланцы; 11 – глинистые сланцы; 12 – аргиллиты; 13 – алевролиты; 14 – кварцевые песчаники; 15 – гравелиты; 16 – включения кремня; 17 – SSF зоны *antiqua*; 18 – SSF зоны *sunnaginicus*; 19 – номера обнажений по статье Мезенцев и др., 1978.

стоянии 30 км мощность интервала между основанием устьюдомской свиты и кровлей маркирующей пачки битуминозных известняков сокращается на 70 м, а вышележащей доломитовой пачки на 30 м (рис. 2). Все это происходит без каких-либо признаков размыва и осуществляется за счет утонения пластов, которое затем переходит в диаастемы к своду поднятия. Также можно объ-

яснить и сокращение мощности завершающей юдомскую серию известняковой пачки. Характерно также и резкое сокращение на небольших расстояниях аимской свиты с 200 до 40 м (рис. 2). Специфика венд-кембрийского осадконакопления в рассмотренной части Юдомо-Майского прогиба объясняется тем, что этот район находится в тектонически активной зоне схождения двух

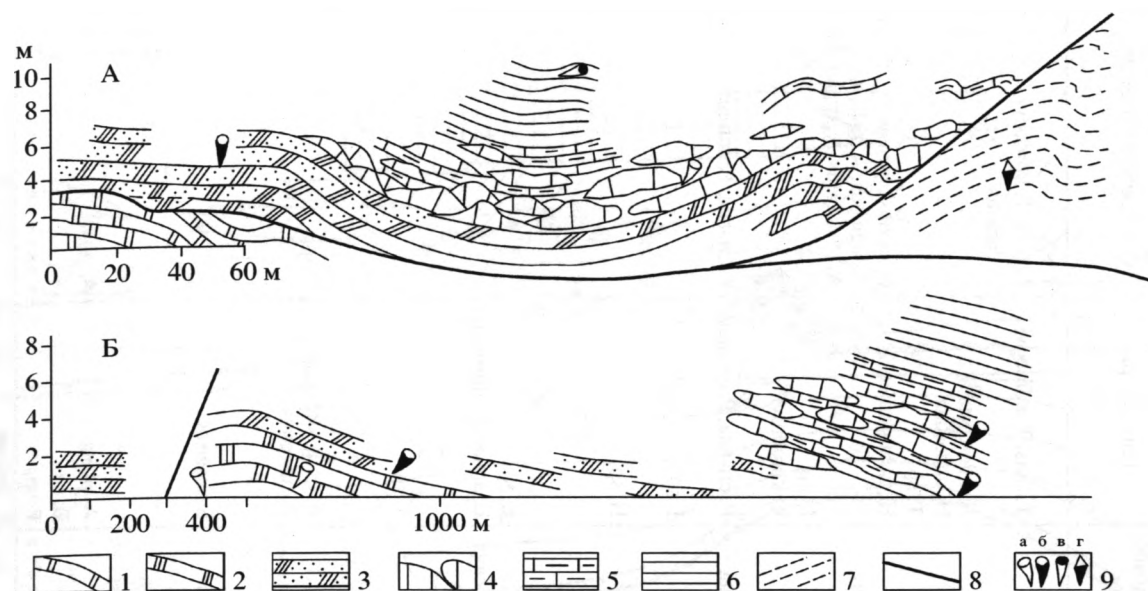


Рис. 3. Геологические профили в приустьевой части р. Юдомы.

А – правый берег р. Юдомы в 25 км выше устья; Б – левый берег р. Май в 20 км ниже устья р. Юдомы.

1 – серые битуминозные доломиты устьюдомской свиты; 2 – известковистые доломиты в кровле устьюдомской свиты; 3–6 – отложения пестроцветной свиты с окаменелостями томмотского яруса: 3 – желтая пачка – доломитовые песчаники и алевролиты, 4 – биогермная пачка – светлые известняки, 5 – слоистые глинистые зеленовато-серые известняки, 6 – красноцветные глинистые известняки; 7 – отложения пестроцветной свиты с окаменелостями атдабанского яруса – зеленовато-серые глинистые известняки; 8 – разломы; 9 – SSF: а – зоны *antiqua*, б – зоны *sunnapinicus*, в – зоны *regularis*, г – атдабанского яруса.

крупных долгоживущих разломов (рис. 1): меридионального, отделявшего Юдомо-Майский прогиб от Охотского микроконтинента, и широтного, разделявшего Западный и Южный секторы Верхоянского складчато-надвигового пояса (Парфенов, Кузьмин, 2001). Южнее, в нижнем течении р. Юдомы (рис. 1) также имеется упоминание об отсутствии 50 м завершающих устьюдомскую свиту отложений. Под влиянием построений В.И. Сухорукова (1984) мы объяснили это размывом и даже местным угловым несогласием (Хоментовский, Карлова, 1994). Пересмотрев потом материал по описанному в нижнем течении р. Юдомы обнажению (рис. 3а), убедились в том, что переработан-

ная на контакте порода является не корой выветривания, а тектонической глиной. Об этом свидетельствует также дробление доломитов в зоне контакта и сопряжение этого нарушения с надвигом, установленным в верхнем конце обнажения. Совершенно закономерна приуроченность этого контакта к зоне Нельканского разлома (обн. 15 на рис. 1). Исключают возможность значительного перерыва здесь и палеонтологические данные. В смежных обнажениях по рекам Юдоме и Мае (рис. 3б), где юдомская серия и пестроцветная свита тесно связаны между собой, в завершающих первую из них известковистых доломитах встречен бедный комплекс SSF, в котором помимо так-

Таблица 1. SSF нижней части немакит-далдынского яруса

Местонахождения Роды SSF	Аверинская скв. 150	Патомское нагорье	Дворцы	р. Гонам	г. Ко- нус	р. Немнекей	р. Сэ- линдэ	Прианабарье	Оленекское поднятие
<i>Anabarites trisulcatus</i>		<i>Anabarites trisulcatus</i> <i>Cambrotubulus</i> sp.	<i>Cambrotubulus</i> sp. <i>Chancel-loria</i> sp.	<i>Cambrotubulus decurvatus</i> <i>Protospon-gia</i> sp. <i>Chancel-loria</i> sp.	<i>Chancel-loria</i>	<i>Protohertzina anabarica</i> <i>P. unguiformis</i> <i>Olivoooides multisulcatus</i> <i>Cambrotubulus decurvatus</i>	<i>Mark- uelia</i> sp.	<i>Anabarites trisulcatus</i> <i>A. temarius</i> <i>A. compositus</i> <i>A. tristichus</i> <i>Sabellidites cambriensis</i>	<i>Lobiachrea natella</i> , <i>Proto- hertzina</i> sp. <i>Cambrotubu- lus decurva- tus</i>
<i>Cambrotubulus?</i>	<i>Cambrotubu- lus</i> sp. <i>Chan- celloria</i> sp.	<i>Protospongia</i> sp. <i>Chan- celloria</i> sp.							<i>Cambrotubu- lus</i> sp., <i>Ana- barites</i> sp.

Таблица 2. SSF зоны *Purella antiqua*

Местона- хождения Роды SSF	Патомское нагорье	Дворцы Ула- хан-Сулугур	р. Гонам	г. Конус	р. Сэлиндэ, р. Джанда	рр. Юдома, Мая	Прианабарье	Оленекское поднятие
Turcutheca Tiksiheca Cambrotubulus Halkieria	T. sp.	H. sacciforma		T. korobovi H. longa H. amorphe	T. licis	T. licis	T. licis, T. korobovi H. intercostata H. uncostata T. sp. H. tschuskunensis	T. sp. T. licis, T. korobovi C. conicus
Torelleva Hyalithellus Anabarites		H. vladimirovae			A. tricarinatus, A. sig- natus, A. tripartitus	A. kelleri		H. tschuskunensis A. signatus, A. kelleri, A. trisulcatus, A. tripartitus
Loculitheca Latouchella			L. anulata L. sp.	L. sp.	L. beata L. korobkovi L. maidipingensis		L. sp. L. korobrovi	
Purella			P. antiqua	P. cristata P. antiqua	P. cristata P. antiqua	P. cristata	P. cristata, P. antiqua	P. cristata, P. antiqua
Igorella Barskovia Helcionella Algomella			I. sp. B. sp. H. sp. A. calyptrata, A. tri- angulata, A. humila M. prima	I. sp. B. sp.			I. sp. H. sp.	B. sp.
Markuelia Lophotheca Ladatheca			L. annae	L. socialis L. annae	M. prima L. sp.	L. dorsocava L. annae	L. sp. L. annae, L. dorsocava	
Archaeospira Siphogonuchites Mariochrea Loculitheca Paleosulcachites				A. regularis S. triangularis M. sp.	A. sp. M. sp. L. betat P. sp.		S. sp. P. sp, P. sibiricus P. subremualis	P. sp.
Angustiochrea Kotuites Securiconus Aculeochrea Lobiochrea Longiochrea Anabarella Bemella Fomitchella Yangtzeconus Granoconus Salanyella					A. lata K. biplicatus	A. lata S. simus A. ornata L. natella L. rugosa	S. insertus A. plana B. sp. F. sp. Y. priscus G. trematus	A. plana S. costulata

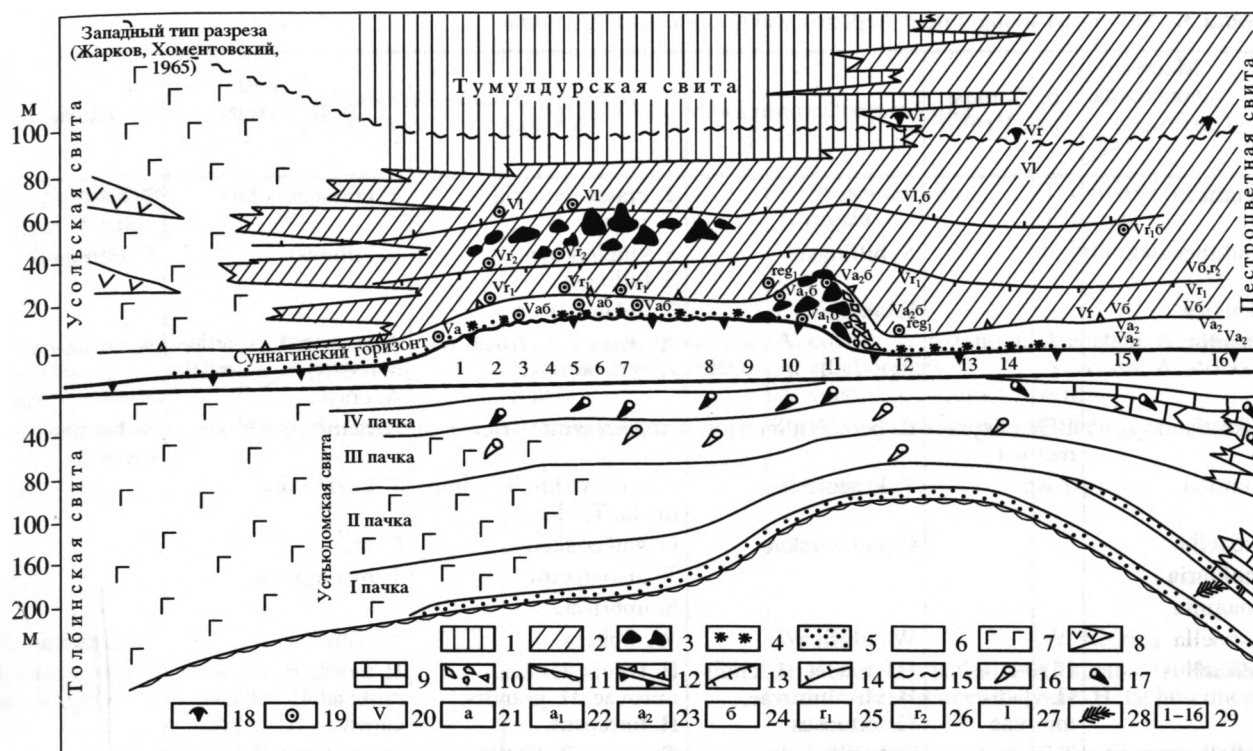


Рис. 4. Палеогеологический профиль в бассейне среднего течения р. Алдан.

1 – сероцветные карбонатные породы; 2 – глинисто-карбонатные породы; 3 – биогермы; 4 – глауконит; 5 – терригенные породы; 6 – сероцветные доломиты; 7 – ангидритистые доломиты; 8 – каменные соли; 9 – известняки; 10 – брекчии; 11 – основание верхнего венда; 12 – нижняя и верхняя границы зоны sunnaginicus; 13 – основание подзоны bella; 14 – основание зоны lenaicus; 15 – основание атдабанского яруса; 16 – SSF зоны trisulcatus; 17 – SSF зоны antiqua; 18 – трилобиты; 19 – археоциаты; 20 – SSF; 21 – SSF зоны sunnaginicus в разрезах переходного типа; 22 – SSF зоны sunnaginicus в разрезах переходного типа и первые их представители в разрезах восточного типа; 23 – SSF – в разрезах переходного и восточного типов; 24 – появление конкретных определяющих таксонов; 25 – SSF подзоны tortuosa; 26 – SSF подзоны bella; 27 – SSF зоны lenaicus; 28 – остатки эдиакарской фауны; 29 – номера обнажений (привязка на рис. 1): 1 – пос. Угино, 2 – обн. “Дворцы”, 3 – Васькина протока, 4 – руч. Бектэлэх, 5–6 – руч. Улахан-Сулугур, 7 – р. Гонам, 8 – р. Бердякит, 9 – р. Чагдала, 10 – г. Конус, 11 – р. Немнэкэй, 12–13 – р. Селиндэ, 14 – р. Джанда, 15 – р. Юдома, 16 – р. Мая.

сонов, проходящих из зоны trisulcatus (табл. 1), встречаются характерные формы зоны antiqua (табл. 2) – *Purella cristata*, *Ladathesa dorsocava*, *Tik-sithesa* sp. и др. (Миссаржевский, 1989). Выше, в низах пестроцветной свиты, также преобладают проходящие из юдомских отложений таксоны, но среди них появляются уже руководящие формы зоны sunnaginicus – *Aldanella rozanovi*, *Tumulduria* sp., *Eg-dethesa* sp. и др. (Хоментовский, Карлова, 1994), а в 16 м от основания встречены уже SSF зоны *D. regularis* – *Eonovitatus superbus*, *Burites distortus*, *Novitatus simplex* и др. (Хоментовский, Карлова, 2002), т.е. перерыв был короче формирования одной зоны и палеонтологически установить его нельзя. Такие фаунистические соотношения были бы невозможны, если бы между формированием томмотских и немакит-далдынских отложений здесь был размыв рельеф с амплитудой порядка 200 м.

Следует также напомнить, что во все стороны от ареала распространения пестроцветной свиты контакт между верхним вендом и нижним кембрием проходит в толще однородных сероцветных

карбонатных пород и отбивается только по палеонтологическим данным. Такие соотношения демонстрирует: (рис. 1) биллирская свита (Патомское нагорье), досолевые отложения в Аверинской скважине, лебяжинская свита Енисейского кряжа, платоновская свита Туруханского поднятия, сухарихинская свита Игарского района и др. (Хоментовский и др., 2004). Совершенно очевидно, что в разрезах восточного и переходного типов Сибирской платформы сколь-нибудь существенный предкембрийский перерыв отсутствует. Еще менее вероятен подобный перерыв в разрезах западного (лагунного) типа, где переход от докембрия к кембрию маркировался лишь постепенным уменьшением солености морской воды. Итак, утверждение сторонников Ньюфаундлендского стратотипа венд-кембрийской границы о значительном предтоммотском перерыве на Сибирской платформе (Landing, 1994) совершенно не обосновано.

При решении биостратиграфического аспекта рассматриваемой проблемы некоторые исследователи пытались обосновать значительный пере-

Таблица 3. SSF зоны sunnaginicus переходной фациальной области

Местона- хождения Роды SSF	р. Гыным пос. Утино	р. Сухариха	Дворцы Улахан- Сулугур	р. Гонам р. Бердякит г. Конус	р. Немнекей
Turcutheca			T. crasseocochlia T. rugata	T. crasseocochlia	T. crasseocochlia, T. rugata
Spinulitheca		S. billingsi	S. kuteinikovi S. billingsi	S. billingsi	S. billingsi
Egdetheca		E. aldanica	E. aldanica		
Aldanella			A. costata, A. rozanovi, A. attleborensis	A. rozanovi, A. attleborensis, A. utcurica, A. crassa	A. rozanovi
Barskovia	B. hemisym- metrica	B. hemisymmetrica	B. hemisymmetrica	B. hemisymmetrica	B. hemisym- metrica
Tommotia	T. sp.	T. kozlowskii	T. kozlowskii, T. admira- randa, T. plana	T. kozlowskii	
Camenella		C. garbovskae	C. garbovskae	C. sp.	
Tumulduria			T. incompetra	T. incompetra	
Sunnaginina			S. imbricata		
Watsonella		W. sibirica	W. sibirica	W. sibirica	W. sibirica
Hyolithellus	H. tenuis H. vladi- mirovae	H. grandis, H. tenuis, H. vladimirovae, H. tortuosus	H. tenuis, H. vladi- mirovae, H. grandis, H. tortuosus	H. tenuis, H. vladi- mirovae, H. tschus- cunensis, H. grandis	
Torellevia	T. curvae	T. lentiformis	T. curvae, T. lentiformis, T. biconvexa	T. curvae, T. lentifor- mis, T. biconvexa	
Coleoloides			C. trigeminatus	C. trigeminatus	C. trigeminatus
Coleolella			C. billingsi	C. billingsi	C. billingsi
Coleolus			C. trigonus	C. trigonus	C. trigonus
Laratheca			L. nana		
Exillitheca			E. multa	E. multa	
Curtitheca			C. korobovi		
Allatheca		A. sp.	A. concinna, A. multa	A. concinna	
Ladatheca		L. annae	L. annae	L. annae	
Conotheca		C. mammilata	C. mammilata	C. mammilata, C. sp.	
Bemella		B. jacutica	B. costata, B. jacutica, B. septata, B. parula	B. jacutica, B. septata	B. jacutica
Nomgoliella			N. rotunda		
Yochelcionella			Y. delicata	Y. delicata	
Obstusoconus			O. honorabilis, O. parulus	O. honorabilis	
Ysitiella			Y. plicata, Y. erecta	Y. plicata, Y. gonami- ca, Y. inopocera	
Aldanotreta			A. sunnagensis	A. sunnagensis	

Примечание. Список окаменелостей из: Хоментовский, Карлова, 1992, 2002; Khomentovsky, Karlova, 1993. Сухариха: Розанов и др., 1969; Лучинина и др., 1997. В таблицу не вынесены проходящие снизу таксоны.

рыв между томмотским и немакит-далдынским ярусами тем, что на геологических профилях они совмещали рядом биостратиграфические подразделения юга и севера Сибирской платформы (Сухоруков, 1984). Причем южные подразделения характеризуются комплексами окаменелостей из свода переходной фациальной области, а северные – из глубоких частей восточно-сибирского открытого бассейна. Комплексы фауны переходного типа разреза с массой археоциат в северных

районах доходят лишь до верховьев р. Котуй у устья р. Мойеро. Разрезы же при устьевой части р. Котуйкан и районов к востоку и северу от нее, на которые обычно ссылаются, находятся уже далеко в восточной фациальной области (рис. 1). Поэтому закономерности изменений венд-кембрийских комплексов SSF в направлении от переходных разрезов к восточным удалось выяснить только детально изучив весь этот интервал, прекрасно обнаженный на юге в бассейнах рек Ал-

р. Сэлиндэ	р. Джанда р. М. Аим	р.р. Юдома, Мая	Прианабарье	Оленекское подняtie
<i>T. crasseocochlia</i> <i>S. billingsi</i>			<i>T. crasseocochlia</i> , <i>T. rugata</i>	<i>T. crasseocochlia</i> , <i>T. rugata</i> <i>S. billingsi</i>
<i>A. costata</i> , <i>A. crassa</i> , <i>A. rozanovi</i> , <i>A. attlebo-</i> <i>rensis</i> , <i>A. utcurica</i> <i>B. hemisymmetrica</i>	<i>A. rozanovi</i> , <i>A. attleborensis</i> <i>B. hemisymmetrica</i>	<i>E. sp.</i> <i>A. crassa</i> , <i>A. utchurica</i> <i>A. rozanovi</i> , <i>A. attlebo-</i> <i>rensis</i> <i>B. hemisymmetrica</i>	<i>E. aldanica</i> <i>A. costata</i> , <i>A. rozanovi</i> , <i>A. attleborensis</i> , <i>A. crassa</i> , <i>A. utcurica</i> <i>B. Hemisymmetrica</i>	<i>A. costata</i> , <i>A. rozanovi</i> , <i>A. crassa</i> , <i>A. attlebo-</i> <i>rensis</i> <i>B. hemisymmetrica</i>
<i>T. sp.</i>	<i>T. sp.</i>		<i>T. plana</i>	<i>T. sp.</i>
<i>W. varensalensis</i> <i>H. tenuis</i> , <i>H. vladimiro-</i> <i>vae</i> , <i>H. tschuscunensis</i>	<i>H. tenuis</i> , <i>H. vladimirovae</i> <i>T. lentiformis</i>	<i>H. tenuis</i>	<i>W. sibirica</i> <i>H. tenuis</i> , <i>H. vladimiro-</i> <i>vae</i> , <i>H. tschuscunensis</i> <i>T. lentiformis</i>	<i>W. sibirica</i> <i>H. tenuis</i> , <i>H. vladimiro-</i> <i>vae</i> , <i>H. tschuscunensis</i> <i>T. lentiformis</i> , <i>T. biconvexa</i>
<i>C. sp.</i>			<i>C. trigeminatus</i> <i>C. billingsi</i> <i>C. trigonus</i> <i>L. nana</i> <i>E. sp.</i>	<i>C. sp.</i> <i>C. billingsi</i>
<i>C. trigonus</i>				
<i>E. multa</i>				<i>E. multa</i>
<i>A. sp</i> <i>L. annae</i> <i>C. mammlata</i> <i>B. jacutica</i>	<i>B. sp.</i>	<i>L. annae</i> , <i>L. dorsocava</i>	<i>B. jacutica</i>	<i>A. concinna</i> <i>B. jacutica</i>
<i>N. rotunda</i>				
<i>O. honorabilis</i>	<i>O. honorabilis</i>		<i>Y. inpocera</i>	

дан, Учур, Мая и Юдома (рис. 1). Первый вывод, который при этом получился: свод поднятий, с которым связан переходный тип разреза, со временем смещался в западном направлении (рис. 4). При накоплении осадков зоны *Purella antiqua* он с максимальным количеством SSF находился в области правых притоков р. Учур восточнее рек Бердякит–Сэлиндэ (обн. 12 на рис. 1), а во время накопления осадков зоны *Nochogocyatus sunnaginicus* оказался уже в 200 км западнее, в районе

обнажений Дворцы – Улахан-Сулугур по р. Алдан (обн. 2 и 5 на рис. 1), прямо над юдомскими отложениями западного типа (Хоментовский, Карлова, 1992, 1994). Таким образом, в классических разрезах томмотского яруса р. Алдан по вертикали пришли в соприкосновение осадки разных фациальных областей. Поэтому бедный комплекс SSF немакит-далдынского яруса западного (лагунного) типа (табл. 1) в названных разрезах оказался под оптимальной биотой зоны *sunnaginicus*

Таблица 4. SSF зоны sunnaginicus восточной фациальной области

Местона- хождения Роды SSF	Дворцы Улахан- Сулугур	р. Гонам, г. Конус	р. Немнекей	р. Сэлиндэ	р. Джанда	рр. М. Аям, Юдома, Мая	Прианабарье	Оленекское подняtie
Latouchella	L. korobkovi	L. korobkovi		L. korobkovi, L. adelocosma	L. korobkovi	L. korobkovi	L. korobkovi, L. sibirica	L. korobkovi, L. sibirica
Halkieria	H. sacciformis, H. meshkovae	H. sacciformis, H. longa	H. sacciformis	H. sacciformis	H. sacciformis	H. sacciformis	H. sacciformis, H. inter- costata, H. amorphae, H. costata, H. operculus	H. sacciformis
Ygorella	Y. ungulata		Y. ungulata, Y. namata	Y. ungulata	Y. ungulata	Y. ungulata	Y. ungulata, Y. namata	
Mellopegma	M. indecora					M. indecora		M. indecora
Salanyella			S. costulata	S. costulata	S. costulata		S. costulata	S. costulata
Ovalithea		O. mongolica	O. mongolica	O. mongolica	O. mongolica		O. mongolica	O. sp.
Circotheca							C. kuteinikovi	
Spinulithea				S. rotunda		S. rotunda	S. rotunda	S. rotunda
Allathea								A. cana, A. anabarica
Ladatheca					L. blanda			L. blanda
Kugdatheca				K. voluta	K. voluta		K. voluta	K. voluta
Kotuithea			K. curta	K. curta	K. curta		K. curta	K. curta
Nikatheca			N. digna	N. digna	N. digna		N. kengedeica	N. digna
Crossbithea			C. arcuaria	C. arcuaria		C. sp.	C. arcuaria	N. kengedeica
Lophotheca							L. zhongashensis	C. arcuaria
Blastulospongia	B. monothalamos							B. monothalamos
Emarginoconus			E. mirus					E. mirus
Triplicatella			T. disdome					T. disdome
Fomitchella				F. infundibuli- formis, F. acina- ciformis	F. infundibuli- formis, F. acina- ciformis		F. infundibuliformis, F. acinaciformis, F. acuticostatus	F. infundibuliformis, F. acinaciformis, F. acuticostatus
Anabarella				A. plana	A. plana		A. plana	A. plana
Yangzespira				Y. regularis				
Archaeospira		A. sp.	A. regularis				A. regularis	A. regularis
Ylsanella			Y. sp.	Y. sp.	Y. sp.			
Pollicina			P. striata	P. striata	P. striata		P. striata	P. striata
Prooneotodus				Prooneotodus				Prooneotodus
Rostraconus			R. sinensis	R. sinensis	R. sinensis		R. sinensis	
Paragloborilus							P. subglobosus	
Tannuella				T. gracilis	T. gracilis			
Anabarithellus				A. hexasulcatus	A. hexasulcatus		A. hexasulcatus	A. hexasulcatus
Mariochrea				M. sinuosa	M. sinuosa			
Selindeochrea				S. tecta	S. tecta		S. tecta	
Turcutheca							T. cotuensis	
Obtusosconus				O. multicostatus				

томмотского яруса (табл. 3). Этим и объясняется резкий контраст количества таксонов в каждой из них – соответственно 4 и 44 без проходящих форм (табл. 1, 2, 3, 4). К своду поднятия переходной фациальной области во время накопления осадков зоны *antiqua* количество таксонов последовательно увеличивается до 20, а затем и 30 (табл. 2; Khomentovsky, Karlova, 1993, рис. 10). Все сказанное снимает необоснованные опасения по поводу того, что без привлечения большого перерыва невозможно понять резкий перепад в палеонтологической характеристике между немакит-далдынским и томмотским ярусами в стратотипе последнего. На границе этих подразделений в сходных фациальных условиях свода поднятия разница всего в 20 таксонов. Она, конечно, характеризует значение этапа в развитии SSF на границе ярусов, но не требует каких-либо катастрофических событий для своего объяснения. Отсюда очевидно, что как геологические, так и палеонтологические данные свидетельствуют о теснейшей связи разрезов томмотского и немакит-далдынского ярусов Сибири. Утверждение же Э. Лендинга (Landing, 1994) о громадном перерыве между ними можно объяснить лишь стремлением создать представление о преимуществе Ньюфаундлендского стратотипа нижней границы кембрия по сравнению с Сибирским. К сожалению, это умозаключение сторонниками Международного стратотипа рассматриваемой границы механически повторяется (Landing et al., 1998 и др.).

Второй важный вывод из проведенных нами исследований заключается в том, что специфика биостратиграфии томмотских отложений Сибири обусловлена смешиванием здесь SSF из двух разных центров их распространения. Один из них находился в своде переходной фациальной области (в отношении археоциат такой вывод ранее сделал А.Ю. Розанов (1973), а другой располагался на внешнем шельфе Азиатского бассейна, в который входит восточная фациальная область. Это заключение подтверждается увеличением количества характерных таксонов в каждой зоне по мере приближения к “эпицентру”. Для зоны *antiqua* это было продемонстрировано выше. Кроме того, при переходе от одной фациальной зоны во все более глубокие части смежной зоны отмечается не только последовательное сокращение количества типичных форм, но и явное запаздывание их перво-появления во все более удаленных местонахождениях (Хоментовский, Карлова, 1992, 2002). Так, в верхней части немакит-далдынского яруса *Anabarella plana*, *Latouchella korobkovi*, *Hyolithellus tschuskunensis* и ряд других форм восточной фациальной области впервые появляются в зоне *antiqua*, а в более западных разрезах они обнаружены только в зоне *supnaginicus*. Однако необходимо помнить, что и в северных разрезах восточного типа подавляющее количество названных форм обна-

ружено только на уровне томмотского яруса. Это в свое время дало В.Е. Савицкому (1962) основание сопоставлять зону *Oelandiella korobkovi* – *Anabarella plana* севера Сибирской платформы с суннагинским горизонтом юго-восточной ее части.

Наиболее наглядно отмеченные закономерности немакит-далдынско-томмотской биостратиграфии удается продемонстрировать на уровне зоны *supnaginicus*, благодаря литостратиграфическим и палеонтологическим маркерам. К первым на юге относится характерная суннагинская пачка (рис. 4) или горизонт (Зеленов и др., 1955), залегающие в основании томмотского яруса. На севере такими маркерами является корилская пачка Западного Прианбарья, с кровлей которой совпадает граница ярусов, на Оленекском поднятии роль возрастных маркеров играют перерывы и размывы в основании суннагинского горизонта в верхней части кессюсинской свиты. Биостратиграфическими маркерами служат повсеместное резкое обогащение палеонтологической характеристики с основания томмотского яруса – появление археоциат и массы SSF зоны *supnaginicus*, а затем окаменелостей зоны *regularis* (с подзонами), зоны *lepaicus* и, наконец, атдабанского яруса (Хоментовский, Карлова, 2002). Очевиден интерфингерс переходных и восточных таксонов SSF оптимальных биот в отложениях зоны *supnaginicus*. Так, с севера и востока к стратотипу томмотского яруса количество переходных таксонов увеличивается с 20 до 44 (табл. 3), а в обратную сторону число восточных форм растет с 6 до 38 (табл. 4) (Хоментовский, Карлова, 1992, 2002; Khomentovsky, Karlova, 1993). Особого внимания заслуживают так называемые зональные комплексы SSF, которые А.К. Вальков (1987) и В.В. Миссаржевский (1989) в восточной фациальной области считают находящимися ниже томмотского яруса стратотипического разреза. Изучив последовательности смены таксонов в ряде южных, северных (Хоментовский, Карлова, 1992, 2002) и промежуточных (Хоментовский и др., 1998) разрезов, мы показали, что таковых комплексов, имеющих площадное распространение и закономерно сменяющихся один другим в венд-кембрийских отложениях восточной фациальной области, пока не выявлено. В разных местах восточные таксоны по-разному насыщают конкретные разрезы. С этим связана путаница в публикациях. Считая зону *plana* единым биостратиграфическим подразделением, В.В. Миссаржевский (1989, рис. 14, 16) в среднем течении рек Алдан и Лена отнес ее к томмотскому ярусу, а на остальной территории к завершающему докембрий манькайскому. А.К. Вальков (1987) отождествляет эту зону со средним подразделением выделенного им дотоммотского хаялахского яруса. При этом в одних разрезах нижнюю границу томмотского яруса он проводит в середине зоны *сапа*, в других – в ее кровле, в третьих под-

нимает в верхнюю часть следующей зоны *billingsi*. Характерно, что практически все эти “зональные” формы в конкретных разрезах ассоциируют либо с таксонами, известными в зоне *supnaginicus* томмотского стратотипа, либо с другими восточными формами, тесно связанными с ними в смежных разрезах. Это свидетельствует о томмотском возрасте почти всех вновь выделенных “зональных” комплексов (Хоментовский, Карлова, 1992, 2002). Небольшое исключение представляет лишь несколько названных выше таксонов, изредка встречающихся в зоне *antiqua*.

Остановимся подробнее на биостратиграфической принадлежности так называемых “определяющих” таксонов, по появлению которых в разрезах восточной фациальной области некоторые исследователи пытаются обосновать нижнюю границу томмотского яруса (Knoll et al., 1995b; Kaufman et al., 1996). Таковыми считаются *Egdetheca aldanica*, *Allathea concinna*, *Torellella curvae*, *Watsonella sibirica*, *Tommotia admiranda*, *T. kozlowskii*. Поскольку в томмотском стратотипе все эти таксоны известны с основания суннагинского горизонта, то приведенная точка зрения может показаться убедительной. Однако уже в ближайших к стратотипическому разрезу (р. Гоном, г. Конус, р. Нэмнэкэй) количество “определяющих” таксонов прогрессивно сокращается, и потому устанавливать границу приходится по другим формам, появившимся с этого уровня в стратотипе. В типичных разрезах восточной фациальной области обращает на себя внимание другая закономерность первопоявления “определяющих” таксонов (табл. 4). В разрезе р. Сэлиндэ в маркирующую суннагинскую пачку проходит 16 форм из зоны *antiqua*, но вместе с ними в ней присутствует 18 таксонов, типичных для стратотипических разрезов зоны *supnaginicus*. С основания зоны в ней появляются обломки археоциат, а сразу выше SSF и археоциаты зоны *regularis*. Лишь на этом уровне указывается первая *Tommotia* sp., а первая *Allathea concinna* – еще в 16 м выше по разрезу. Больше ни одного “определяющего” таксона в томмотской части этого разреза не обнаружено (Хоментовский, Карлова, 2002). В разрезе р. Джанда *Allathea concinna*, *Torellella curvae* и первые томмотиды встречены только с археоциатами и SSF зоны *D. regularis* (Хоментовский, Карлова, 1989; Пельман и др., 1990). На р. Юдоме *Egdetheca aldanica* и *Tommotia admiranda* также появляются только со SSF зоны *regularis* в 15 м выше основания пестроцветной свиты, а *T. kozlowskii* лишь в подзоне *Lapworthella bella*. В северных разрезах первые “определяющие” таксоны встречены в зоне *regularis* и даже в зоне *lenaicus* (Хоментовский, Карлова, 1992, 1994, 2002).

Все сказанное свидетельствует о том, что в восточной фациальной области детальное расчленение доатдабанских слоев по SSF еще не разра-

ботано (Хоментовский и др., 1998; Хоментовский, Карлова, 2002). Поэтому определять нижнюю границу томмотского яруса там приходится по появлению любых таксонов, встречающихся в разрезах переходного типа в зоне *supnaginicus*. Многие из них, при этом, по мере удаления в восточную фациальную область начинают появляться на все более высоких стратиграфических уровнях, вплоть до атдабанского яруса. Поэтому ошибка в определении возраста пестроцветных отложений может быть только в сторону омоложения, но никак не удревнения, как это делают А.К. Вальков и В.В. Миссаржевский. Расчленять большую верхнюю часть томмотского яруса в восточной фациальной области также приходится по появлению надсуннагинских таксонов переходной зоны, с которыми здесь все чаще отмечаются археоциаты зон *regularis* и *lenaicus*. Большую помощь при этом оказывают литостратиграфические маркеры, а также прослеживания нижней границы атдабанского яруса с его более разнообразной и богатой палеонтологической характеристикой (рис. 4). Отсюда очевидна сомнительность идеи о том, что за основу венд-кембрийской биостратиграфии Сибири нужно брать не переходную фациальную область, а восточный открыто-морской бассейн (Савицкий, 1962 и др.). Техническое осуществление такой идеи затрудняется тем, что в отложениях этого бассейна, учитывая прогрессирующий интерфингерс восточных и переходных таксонов SSF, становится все труднее использовать последние для обоснования общепринятых в Сибири нижнекембрийских зон. Кроме того, если в переходных разрезах мы лишаемся для этого помощи макрофауны (археоциаты, брахиоподы и др.) с основания томмотского яруса, то в восточных разрезах такая потеря происходит обычно с основания атдабанского яруса. Поэтому разработать томмотский интервал Общей шкалы по восточным таксонам SSF в будущем (если не ограничивать кембрий зоной *ollenellus*) будет очень сложно. Но совершенно очевидно, что в удаленных от Сибири разрезах нельзя пользоваться редкими таксонами SSF переходной зоны без учета охарактеризованной выше специфики биостратиграфии по этой группе фауны (Хоментовский, Карлова, 2002).

В настоящее время для обоснования нижней границы томмотского яруса начинают использовать данные С-изотопной хемотратиграфии. Обычно для этой цели выбирается один из отрицательных экскурсов кривой $\delta^{13}\text{C}$, который сравнивают с подобным экскурсом, зафиксированным вблизи основания пестроцветной свиты в обнажениях Дворцы и Улахан-Сулугур на р. Алдан. Лишь в Сибири для обоснования подобной корреляции привлекаются убедительные палеонтологические данные (Brasier et al., 1993, 1994). Этот метод был использован и для корреляции венд-

кембрийских отложений переходной (“Дворцы”) и восточной (Западное Прианабарье) фациальных областей (Knoll et al., 1995a; Kaufman et al., 1996). Но за нижнюю границу кембрия в Западном Прианабарье, используя концепцию “определяющих” таксонов, было ошибочно принято не основание медвежинской свиты, а ее верхняя часть, соответствующая зоне *regularis*. Обе эти части разреза характеризуются значительными отрицательными экскурсами (рис. 5), но лишь нижний из них связан с основанием томмотского яруса, поскольку именно там появляются характерные формы зоны *supnaginicus* переходной фациальной области, а немного выше и более молодые таксоны. При этом надо иметь в виду, что различные “определяющие” таксоны в конкретных разрезах медвежинской свиты Западного Прианабарья появляются в разных ее частях (Хоментовский, Карлова, 1992, 2002).

На р. Хорбусуонке (Оленекское поднятие) кривая $\delta^{13}\text{C}$ (Knoll et al., 1995a) была восстановлена без учета двух крупных перерывов в основании хатыспытской и еркекетской свит (Хоментовский, 2000; Хоментовский, Карлова, 2002). В последнем из этих перерывов выпадает значительная часть томмотского яруса. Крупный отрицательный экскурс, связанный с основанием кембрия, там лишь намечается тенденциями изгиба кривой в кровле кессюсинской и в основании еркекетской свит (рис. 5). В Восточном Прианабарье нижняя часть эмяксинской свиты А.К. Вальковым ошибочно считалась дотоммотской, несмотря на присутствие в ней характерных суннагинских таксонов *Aldanella attleboresis*, *Philoxenella spiralis*, *Turcuthesa cotuensis*, *Spinulithes billingsi* и др. (Хоментовский и др., 2004). В соответствии с этим надо внести коррективы в С-изотопные хемотратиграфические корреляции разрезов Восточного Прианабарья и Алдана (Kouchinsky et al., 2001) и помещать на один уровень отрицательные экскурсы, наблюдаемые в основании пестроцветной и эмяксинской свит. Наконец, детализировав кривую $\delta^{13}\text{C}$ в нохтуйском разрезе (Хоментовский и др., 2004) и обосновав там границу кембрия и докембрия по смене комплексов SSF, удалось выяснить, что этот рубеж, проходящий в основании нохтуйской свиты, как и везде, связан с крупным отрицательным экскурсом кривой $\delta^{13}\text{C}$. Обосновав палеонтологическими данными и увязав все полученные в Сибири С-изотопные хемотратиграфические кривые, мы впервые получили корректную для всего верхневендского–нижнекембрийского интервала корреляционную схему, основанную на комплексе данных (рис. 5). Корреляции нижних слоев немакит-далдынского яруса, содержащих лишь редкие ископаемые, способствовали находки ниже по разрезам остатков венд-эдиакарской фауны и событийный характер границы верхнего и нижнего венда.

Очевидным недостатком Ньюфаундлендского стратотипа нижней границы кембрия и всего венд-кембрийского интервала является невозможность использования С-изотопной хемотратиграфии (Розанов и др., 1997). Это определяется преимущественно силикокластическим составом всего упомянутого интервала и относительно высокой степенью эпигенетических изменений пород. Не безусловно также утверждение о том, что терригенные разрезы как потенциально более богатые вулканогенными цирконсодержащими породами, более благоприятны для изотопно-геохронологического определения возраста нижней границы кембрия. Принятая в настоящее время практика такого определения на основании U-Pb и Pb-Pb датировок вулканогенных цирконов из карбонатных разрезов Оленекского и Хараулахского поднятий (Bowring et al., 1993), по мнению автора данной статьи, является ошибочной (Хоментовский, 2000). С помощью палеонтологических данных и С-изотопной хемотратиграфической корреляции теперь удается показать, что ниже слоев с характерным комплексом SSF зоны *trisulcatus* не в одном, как считалось ранее (Карлова, 1987; Хоментовский, Карлова, 1992), а по крайней мере в трех далеко разобщенных разрезах имеется более бедный своеобразный комплекс SSF (рис. 5). Это дает основание говорить о возможности обособления в нижней части немакит-далдынского яруса еще одной зоны – *sambrotubulus*. К сожалению, за пределами Сибири редкие находки окаменелостей ниже достаточно широко коррелируемой зоны *supnaginicus* не позволяют расчленить немакит-далдынский ярус на зоны. Более того, резкое сокращение количества таксонов SSF в этом подразделении вниз по разрезу и в то же время обнаружение некоторых из них на все более древних уровнях делают основание томмотского яруса на сегодняшний день единственным рубежом, пригодным для широкого и достаточно синхронного прослеживания нижней границы кембрийской системы. Появляется все больше указаний на прохождение эдиакарской фауны в пределы немакит-далдынского яруса (Гуреев и др., 1985; Jensen et al., 1999 и др.). Это грозит тем, что при дальнейшем опускании границы в кембрийскую систему придется включить и основу венда эдиакарский ярус. Это опасение согласуется с тем, что остатки проблематичного организма *Cloudina*, напоминающего трубчатые SSF, встречены в пределах всего интервала распространения эдиакарской фауны Намибии (Kaufman et al., 1996; Pelechaty et al., 1997; Grotzinger, 1999).

Возможные при этом ошибки демонстрирует попытка отнесения к кембрию манькайского яруса (Миссаржевский, 1989; Landing, 1994 и др.). Считалось, что это древнейшее подразделение, охарактеризованное скелетной фауной. Но приведенные выше данные показали, что стратоти-

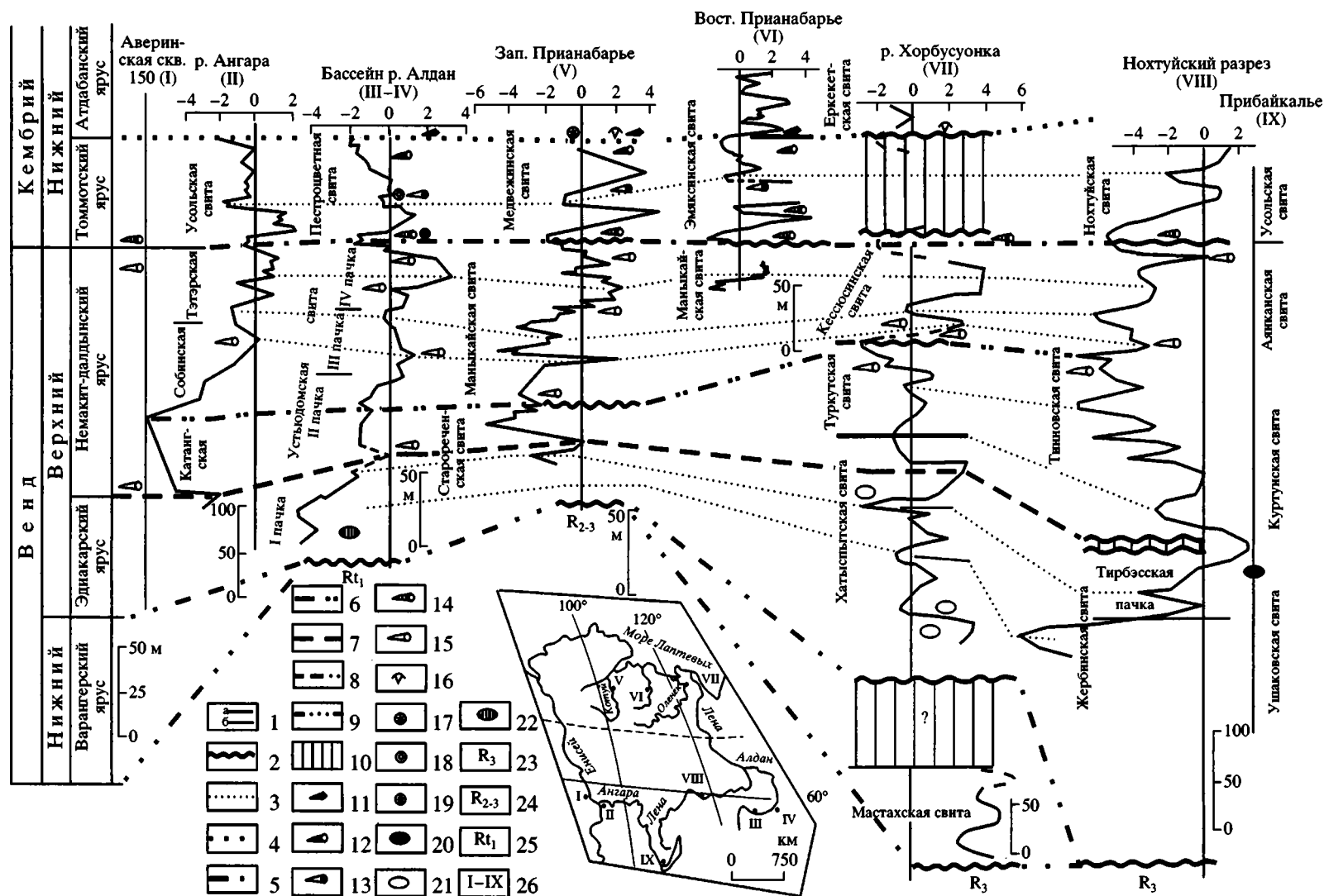


Рис. 5. Корреляция венд-нижнекембрийских отложений Сибирской платформы на основании биостратиграфических и С-изотопных хемотратиграфических данных (по В.В. Хоментовскому и др., 2004).

1 – границы литостратиграфических подразделений: а – свит, б – пачек; 2 – размывы; 3 – хемотратиграфические корреляционные линии; 4 – граница атдабанского и томмотского ярусов; 5 – нижняя граница томмотского яруса (граница кембрия–докембрия); 6 – уровень основания манькайской свиты; 7 – нижняя граница немакит-далдынского яруса; 8 – граница нижнего и верхнего венда; 9 – нижняя граница венда; 10 – перерывы в осадконакоплении; 11–15 – мелкораквинные окаменелости: 11 – атдабанского яруса, 12 – зоны *lenaeus*, 13 – зоны *regularis*, 14 – зоны *supnaginicus*, 15 – немакит-далдынского яруса; 16 – трилобиты; 17–19 – археоциаты: 17 – атдабанского яруса, 18 – зоны *regularis*, 19 – зоны *supnaginicus*; 20–22 – эдиакарские окаменелости: 20 – в Прибайкалье, 21 – по р. Хорбусуонке, 22 – по р. Юдоме; 23–25 – индексы подразделений: 23 – верхний рифей, 24 – верхний и средний рифей, 25 – ранний докембрий; 26 – информация о разрезах I–IX в тексте. На врезке: 1 – привязка разрезов.

пическая для него манькайская свита подстилается более древними толщами (туркутской свитой и др.) с несколько более бедным комплексом окаменелостей немакит-далдынского яруса. Таким образом, стратотип манькайского яруса и он сам не имеют палеонтологически обоснованной нижней границы. Ошибочность определения его верхней границы, которую обычно поднимают в отложения томмотского яруса (Вальков, 1987; Миссаржевский, 1989; Kaufman et al., 1996), была показана выше и подробно рассмотрена в наших более ранних публикациях (Хоментовский, Карлова, 1992, 1994, 2002; Khomentovsky, Karlova, 1993). Следовательно, биостратиграфически манькайский ярус не обоснован и даже нижняя граница немакит-далдынского яруса s. lato, основанная на принципе перво появления скелетной фауны, весьма проблематична.

Выше уже отмечалось, что возможность использования для установления нижней границы кембрия ихнофоссилий более чем сомнительна. Помимо неопределенности морфологии и биологической сущности организмов, которые эти следы оставляли, остаются сомнения в возможности корректного использования для них биологической бинарной номенклатуры (Розанов и др., 1997). Однако самую большую сложность при биостратиграфическом использовании ихнофоссилий вблизи границы кембрия будет представлять сопряжение шкал по ихнофоссилиям и скелетной фауне, которая только и используется для расчленения более молодых подразделений палеозоя. Поэтому весьма сомнительно предложение без должного обоснования предвзятую зональную шкалу фанерозоя, основанную на скелетной фауне, зонами по ихнофоссилиям. Дело тут не в том, что разрешающая способность скелетной фауны много выше, чем ихнофоссилий (зоне Rusophycus avalonensis соответствует несколько зон по SSF). Требуется обоснования возможность считать зону redum латерально выдержанной дискретной хроностратиграфической единицей, поскольку лишь в двух регионах (Ньюфаундленд и Подолия) в пограничных отложениях венда и кембрия имеется одинаковая последовательность комплексов ихнотаксонов, а на Ньюфаундленде зоны podolica и redum непосредственно сменяют одна другую только в одном разрезе (Розанов и др., 1997), да и то, как выяснилось, не на принятом в стратотипе уровне (Gehling et al., 2001). Более того, формы, аналогичные Trichophycus, в Намибии встречены в эдиакаарском ярусе (Geyer, Uchman, 1995). Отсюда очевидно, что шкалу по ихнофоссилиям для венд-кембрийского интервала можно использовать лишь как вспомогательную в пределах возрастных рамок (границ), определенных скелетной фауной. Вряд ли можно согласиться с тем, что в силикокластических венд-кембрийских отложениях сделать это совершенно невозможно. Данные по биостратиграфии Ньюфаундленда свидетельст-

вуют о том, что SSF в большей части разреза подобного типа встречаются на уровнях, близких к венд-кембрийской границе. Однако их там стали упорно искать сравнительно недавно и изучили недостаточно. Поэтому, прежде чем принимать разрезы Ньюфаундленда в качестве стратотипических для низов палеозоя, с ними нужно было бы еще много поработать.

Изложенные выше данные свидетельствуют, что основание томмотского яруса является сейчас древнейшим рубежом, пригодным для реального определения и широкого прослеживания нижней границы кембрийской системы. Не вызывает также сомнения необходимость того, чтобы Кембрийская и Докембрийская подкомиссии Международной стратиграфической комиссии в ближайшее время вернулись к обсуждению проблемы нижней границы кембрия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-64765).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вальков А.К. Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы (Юдомо-Оленекский регион). М.: Наука, 1987. 136 с.
- Гуреев Ю.А. Бесскелетная фауна венда // Биостратиграфия и палеогеографические реконструкции докембрия Украины. Киев: Наукова думка, 1988. С. 65–81.
- Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
- Жарков М.А., Хоментовский В.В. Основные вопросы стратиграфии нижнего кембрия юга Сибирской платформы в связи с соленосностью // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологии. 1965. Т. XL. № 1. С. 100–118.
- Зеленов К.К., Журавлева И.Т., Корде К.Б. К строению алданского яруса Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1955. Т. 102. № 2. С. 343–346.
- Карлова Г.А. Первые находки скелетной фауны в туркутской свите Оленекского поднятия // Докл. АН СССР. 1987. № 1. С. 204–205.
- Лучинина В.А., Коровников И.В., Сипин Д.П., Федосеев А.В. Биостратиграфия верхнего венда – нижнего кембрия разреза р. Сухарики (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 1997. № 8. С. 1346–1358.
- Мезенцев А.В., Несененко А.П., Сухоруков В.И., Ян Жин-шан В.А. Новые данные о строении и корреляции юдомской серии Кыллахского поднятия // Геология и геофизика. 1978. № 3. С. 19–28.
- Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Наука, 1989. 235 с.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
- Пельман Ю.А., Ермак В.В., Федоров А.Б. и др. Новые данные по стратиграфии и палеонтологии верхнего докембрия и нижнего кембрия р. Джанды (правый приток р. Алдан) // Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1990. С. 3–32.
- Постановление Межведомственного стратиграфического комитета по ярусному расчленению нижнего и верхнего отделов кембрийской системы // Постанов-

- ления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий, 1983. Вып. 21. С. 19–21.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири, Новосибирск, 1979. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. 215 с.
- Розанов А.Ю. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия. М.: Наука, 1973. 163 с.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969. 380 с.
- Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С. и др. Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 21–31.
- Савицкий В.Е. О соотношении кембрия и верхнего докембрия Анабарского щита // Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1962. С. 53–54.
- 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.
- Стратиграфический кодекс. Изд. 2-е, доп. СПб., 1992. 120 с.
- Сухоруков В.И. Юдомская серия и пестроцветная свита хребта Улахан-Бам // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 79–101.
- Хоментовский В.В. О геохронологическом обосновании венд-нижнекембрийской шкалы U-Pb датировками по цирконам // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 4. С. 503–515.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Венд-кембрийские слои р. Джанды и их аналоги в опорных разрезах Восточной Сибири // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Актуальные вопросы стратиграфии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 23–74.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия и принципы ее обоснования в Сибири // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 3–26.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Юдомий (венд) в стратотипической местности // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 10. С. 3–13.
- Хоментовский В.В., Федоров А.Б., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия во внутренних районах севера Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. № 1. С. 3–11.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Граница немакитдалдынского и томмотского ярусов (венд – кембрий) Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 13–34.
- Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А. и др. Венд Байкало-Патомского нагорья // Геология и геофизика. 2004. № 4. С. 465–484.
- Brasier M.D., Cowie J., Taylor M. Decision on the Precambrian – Cambrian boundary stratotype // Episodes. 1994. V. 17. № 1–2. P. 3–8.
- Brasier M.D., Khomentovsky V.V., Corfield R.M. Stable isotopic calibration of the earliest skeletal fossils assemblages in eastern Siberia (Precambrian–Cambrian boundary) // Terra Nova. 1993. № 5. P. 225–232.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen et al. Calibrating rates of Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. P. 1293–1296.
- Gehling J.G., Jensen S., Droser M.L. et al. Burrowing below the basal Cambrian GSSP, Fortune Head, Newfoundland // Geol. Mag. 2001. V. 138. № 2. P. 213–218.
- Geyer G., Peng S., Shergold J.H. Correlation chart for major Areas // Episodes. 2000. V. 23. № 3. P. 188–195.
- Geyer G., Uchman A. Ichnofossil assemblages from Nama Group (Neoproterozoic–Lower Cambrian) in Namibia and Proterozoic–Cambrian boundary problem revised // Beringia Special Issue, Wurzburg, 1995. V. 2. P. 173–202.
- Grotzinger J.P., Watters W.A., Knoll A.H. Calcified metazoans in thrombolite–stromatolite reefs of the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia // Paleobiology. 2000. V. 26. № 3. P. 334–359.
- Jensen S., Gehling J.G., Droser M.L. Ediacarian type fossils in Cambrian sediments // Geology. 1999. V. 27. № 7. P. 625–628.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A. et al. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic–Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // Geol. Mag. 1996. V. 135. № 5. P. 509–533.
- Khomentovsky V.V., Karlova G.A. Biostratigraphy of the Vendian–Cambrian boundary beds and the lower Cambrian boundary in Siberia // Geol. Mag. 1993. V. 130. № 1. P. 25–45.
- Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kolosov P. Integrated approach to terminal Proterozoic stratigraphy: An example from the Olenek uplift northeastern Siberia // Precambrian Res. 1995a. V. 73. № 1–4. P. 251–270.
- Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. et al. Sizing up the sub-Tommotian unconformity in Siberia // Geology. 1995b. V. 23. № 11. P. 1139–1143.
- Kouchinsky A., Bengtson S., Missarzhevsky V. et al. Carbon isotope stratigraphy and problem of pre-Tommotian Stage in Siberia // Geol. Mag. 2001. V. 138. № 4. P. 327–390.
- Landing E. Precambrian–Cambrian boundary global stratotype ratified and new perspective of Cambrian time // Geology. 1994. V. 22. № 2. P. 179–182.
- Landing E., Bowring S.A., Davidek K.L. et al. Duration of the Early Cambrian: U-Pb ages of volcanic ashes from Avalon and Gondwana // Can. J. Earth Sci. 1998. V. 35. P. 329–338.
- Pelechaty S.M., Narbonne G.M., Saylor B.Z., Grotzinger J.P. The youngest Ediacaran fossils from Southern Africa // J. Paleontol. 1997. V. 71. № 6. P. 953–967.

Рецензенты А.Ю. Розанов, М.А. Семихатов

УДК 551.7:551.736

ГЛОБАЛЬНАЯ И ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКАЯ ЯРУСНЫЕ ШКАЛЫ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ: ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ВНЕТРОПИЧЕСКИХ ЗОН ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

© 2005 г. Т. А. Грунт

Палеонтологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 22.04.2003 г., получена после доработки 25.08.2003 г.

Проведен сравнительный анализ новой глобальной хроностратиграфической шкалы пермской системы с традиционной восточноевропейской. Глобальная шкала состоит из трех отделов. Все подразделения, входящие в ее состав, основаны на морских разрезах приэкваториальной климатической зоны. Ярусы нижнего (предуральского) отдела установлены в Приуралье и прослеживаются за его пределами. Средний (гваделупский) отдел выделяется по разрезам Западного Техаса. Верхний (лопинский) базируется на разрезах Южного Китая. Гваделупский и лопинский отделы, а также входящие в их состав ярусы неприменимы для датировки внетропических разрезов. Для расчленения посткунгурских отложений Бореальной и Нотальной климатических зон в качестве стандарта предлагается использовать модернизированный вариант восточноевропейской шкалы.

Ключевые слова. Корреляция, пермь, отделы, ярусы, климатические зоны.

ВВЕДЕНИЕ

Итогом деятельности Международной подкомиссии по стратиграфии пермской системы (МПСПС) явилась разработка новой Международной стратиграфической шкалы (МСШ). В ее рамках пермская система расчленяется на три отдела: предуральский, гваделупский и лопинский (Jin et al., 1997). Предуральский отвечает нижнему отделу традиционной восточноевропейской шкалы. Гваделупский выделяется по разрезам Гваделупских гор Западного Техаса, США. Лопинский базируется на разрезах платформы Янцзы Южного Китая. Ярусное расчленение отделов производится на основе разрезов каждого из типовых регионов. К настоящему моменту ратифицированы нижняя граница пермской системы, а также нижняя граница гваделупского отдела и границы ярусов, входящих в его состав. Остальные подразделения пока рассматриваются как полуофициальные. Однако идентификация гваделупского и лопинского отделов МСШ, а тем более составляющих их ярусных подразделений и соответствующих границ, вне стратотипических регионов крайне затруднена. Поэтому на Международном симпозиуме “Верхнепермские стратотипы Поволжья” (Меморандум, 1999) для расчленения посткунгурских отложений было признано целесообразным использование двух параллельных шкал: МСШ и восточноевропейской (ВЕШ). Э.Я. Левен (2001) подробно рассмотрел проблемы, связанные с возможностью применения МСШ в пределах Палеотетиса. Цель настоящей статьи – в сравнительном плане оценить корреляционный по-

тенциал международной и восточноевропейской шкал во внетропических зонах осадконакопления.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ ЯРУСНОЙ ШКАЛЫ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

Как самостоятельное стратиграфическое подразделение пермская система была установлена Р.И. Мурчисоном (1841) по результатам экспедиционных исследований, проведенных им в 1840 и 1841 гг. на территории европейской части России. В первоначальном объеме система включала отложения, соответствующие кунгурскому ярусу – “доломиты с гнездами гипса” и верхнему отделу ВЕШ – “красноцветные породы с медистыми рудами”. Граница карбона и перми была установлена в кровле песчаников, содержащих амmonoидей, т.е. современного артинского яруса (Murchison et al., 1845). Н.А. Головкинский (1869) на основе изучения пермских отложений Волжско-Камского стратотипического района подразделил их на три части: нижнюю – красноцветную песчано-глинистую толщу; среднюю – светло-серую известково-доломитовую с морской фауной – “цехштейн” и верхнюю – толщу пестроокрашенных мергелей, глин, песчаников (положение доломитовых пород, включенных Мурчисоном в состав перми, Головкинским не рассматривалось). Верхняя толща в литературе XIX века известна как “ярус пестрых мергелей”, получивший впоследствии название татарский ярус (Никитин, 1887). В составе нижней толщи, начиная с работ А.А. Краснополь-

ского (1889), выделялись два “отдела”: нижний, отвечающий мергелисто-песчаной толще (P_1^a), и верхний, соответствующий группе красноцветных пород и медистых песчаников (P_1^b). Нижняя толща в объеме двух “отделов” Краснопольского была выделена в качестве уфимского яруса, а средняя – “цехштейн” – казанского (Нечаев, 1915). Нижнюю границу казанского яруса Нечаев определил в основании “спириферового отдела” (позднее получившего широкую известность в качестве лихаревиных слоев); он же подразделил казанский ярус на два горизонта: нижний – спириферовый и верхний – конхиферовый. С тех пор двучленное строение казанского яруса признается всеми специалистами. А.П. Карпинский (1874) установил артинский ярус, включающий два “пояса” с аммоноидеями: нижний, представленный на р. Сакмара, и верхний, наблюдаемый на р. Уфа. Карпинский также ввел термин “пермо-карбон”, имея в виду толщу, переходную между карбоном и красноцветными породами с медистыми рудами, т.е. собственно пермью в понимании Головкинского и других отечественных геологов того времени. Верхняя граница артинского яруса Карпинским определена не была из-за постепенного характера перехода артинских песчаников в гипсы, а затем в красноцветы. А.А. Штукенберг (1890) в составе пермо-карбона установил кунгурский ярус. В качестве пермо-карбонных отложений (артинские и кунгурские пласты) Штукенберг (1890, 1898) рассматривал толщу, залегающую между верхним горным известняком и нижним отделом пермской системы в понимании Головкинского. Штукенберг установил прямое налегание кунгурского яруса на артинский в разрезе с. Сажина на р. Бугалыш (к югу от р. Уфа). Позднее, в результате специальных полевых исследований 1971–1972 гг. Б.И. Чувашов (1997) определил, что под кунгурским ярусом Штукенберг понимал верхнюю часть современного филипповского горизонта и нижнюю часть иренского.

Г.Н. Фредерикс (1918) подразделил пермскую систему на три отдела. В составе нижнего (артинского) отдела он выделил (снизу вверх) сакмарский, сылвенский и дивийский горизонты. Средний (кунгурский) отдел им был подразделен на два горизонта без собственных наименований. Верхний отдел, получивший название вятский, Фредерикс понимал в объеме уфимского, казанского и татарского ярусов. В составе уфимского яруса он выделял два горизонта, соответствующие толщам (P_1^a) и (P_1^b) Краснопольского. В составе казанского яруса Фредерикс установил камский и красновидовский горизонты, а татарского – уржумский и цитериновый.

В дальнейшем эволюция взглядов на объем и ярусное подразделение пермской системы развивалась в двух направлениях. Первое связано с пересмо-

тром положения ее нижней границы (табл. 1). В.Е. Руженцев (1936) закрепил название артинский ярус за “верхним поясом с аммоноидеями” Карпинского. Тогда же Руженцев установил новый сакмарский ярус, включив в его состав “нижний пояс с аммоноидеями” Карпинского и подстилающие отложения, известные как швагериновый горизонт. В 1937 г. Руженцев ввел для швагеринового горизонта название ассельский. В ранг самостоятельного яруса ассельский горизонт был возведен Руженцевым (1954). Термин “пермо-карбон” к началу 30-х годов XX столетия вышел из употребления, что было зафиксировано решениями Пермской конференции 1937 г., готовившей материалы для XVII МГК (Наливкин, 1937). Конференция обсудила три варианта проведения границы карбона и перми: 1) в кровле иргинского горизонта; 2) между сакмарским и артинским ярусами; 3) в подошве сакмарского яруса. На МГК 1937 г. артинский ярус (в понимании Руженцева) уже рассматривался в составе пермской системы. Формальное решение об отнесении сакмарского яруса к перми было принято на Пермской конференции 1950 г. (Решение пермской..., 1950), а ассельского – в 1960 г. (Решения совещания..., 1962).

Второе направление связано с дискуссией об объеме и границах кунгурского и уфимского ярусов, а также с обсуждением оправданности выделения этих двух ярусных подразделений. Фредерикс (1932) отнес кунгурский ярус к верхнему отделу пермской системы, включив в его состав сарсинский (не получивший признания), иренский и новый – соликамский – горизонты; последний был выделен в объеме, соответствующем “отделу” P_1^a Краснопольского (или нижней части уфимского яруса). К началу 30-х годов Фредерикс отказался от своих первоначальных представлений о самостоятельности уфимского яруса. Именно факт установления соликамского горизонта послужил началом продолжительной дискуссии о возрасте и ярусной принадлежности самого соликамского горизонта, объеме кунгурского и казанского ярусов, а также о целесообразности сохранения уфимского яруса. Дискуссия длилась более 30 лет. В это время большинство исследователей не признавало самостоятельности уфимского яруса, относя соответствующие отложения к кунгурскому или казанскому ярусам. История развития взглядов на соотношение кунгурского, уфимского и казанского ярусов отражена в табл. 2, представляющей модифицированную схему Е.И. Тихвинской (Тихвинская, Чепиков, 1967). В 1965 г. соликамский горизонт получил официальный статус нижнего регионального подразделения уфимского яруса верхнего отдела пермской системы (Решения Межвед. совещ., 1965). К уфимскому ярусу также был отнесен новый шешминский горизонт, установленный в объеме “отдела” P_1^b Краснопольского, представленного красноцветными по-

Таблица 1. Унифицированная восточноевропейская шкала пермской системы и изменение взглядов на ее объем и нижнюю границу

Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Слои	Сви- та	Палеомагнитная колонка		Мурчисон, 1841	Карпинский, 1874; Штукенберг, 1890	Наливкин, 1937; Решения ..., 1950	Решения..., 1962			
Верхняя пермь	Татарский	Верхне- татарский	Вятский	Нефедовские	V		R ₃ P	Пермь	Пермь	Пермь	Пермь			
				Быковские			N ₂ P							
		Северодвинский	Калининские Путятинские Юрпаловские	IV		R ₂ P								
							Филинские Слободские					III		N ₁ P
	Нижне- татарский	Уржумский	Сырьянские	II										
			Белохолуницкие											
			Ильинские Максимовские				I							
	Казанский	Верхне- казанский	Поволжский	Морквашинские Верхнеуслонские Печищинские Приказанские										
		Нижне- казанский	Сокский	Красноярские Камышлинские Байтуганские										
	Уфимский	Верхне- уфимский	Шешминский	Чикмагушские Бураевские Камышенские										
Нижне- уфимский		Соликамский	Третья пачка Вторая пачка Первая пачка											
Нижняя пермь	Кунгурский	Верхнекун- гурский	Иренский			R ₁ P		Карбон	Пермо-карбон	Карбон	Карбон			
		Нижнекун- гурский	Филипповский Саранинский											
	Артинский		Саргинский Иргинский Бурцевский											
	Сакмарский		Стерлитамакский Тастубский											
	Ассельский		Шиханский Холодноложский											

1 — 2 — 3 — 4
 Примечание. 1 – зоны обратной полярности магнитостратиграфической шкалы; 2 – зоны прямой полярности; 3 – знакопеременная зона; 4 – положение границы гиперзон Киамы/Иллава.

Таблица 2. Сопоставление основных стратиграфических схем пограничных отложений кунгурского и уфимского ярусов в Волго-Уральском регионе

Доломиты с гнездами гипса		Пермская система (P)						Мурчисон, 1841	
Карбон (C)		Красноцветные породы с медными рудами						Головкинский, 1869	
Пермо-карбон		Нижний отдел (P ₁) Нижняя красноцветная песчано-глинистая толща						Штукенберг, 1890; Краснопольский, 1889	
Кунгурский ярус		Мергелисто-песчаная толща (P ₁ ^a)				Горизонт “медистых песчаников” (P ₁ ^b)			
Нижний отдел (P ₁)		Верхний отдел (P ₂)							
Кунгурский ярус (P ₁)		Уфимский ярус						Нечаев, 1915, 1921	
		Песчано-конгломератовый горизонт				Песчано-глинистый горизонт			
		Пермская система (P)							
Кунгурский отдел (P ₂)		Вятский отдел (P ₃)							
(P ₂ ^a)		(P ₂ ^b)		Уфимский ярус (P ₃ ¹)				Фредерикс, 1918	
				Нижний (P ₃ ^{1a})		Верхний (P ₃ ^{1b})			
Пермская система		Верхний отдел (P ₂)							
Кунгурский ярус		Казанский ярус						Фредерикс, 1931, 1932	
Иренский горизонт		Соликамский горизонт							
Кунгурский ярус (верхний горизонт)		Казанский ярус (нижняя часть)							
Гипсово-доломитовая толща		Уфимская свита						Ноянский, 1932	
Кунгурский ярус (P ₁)		Казанский ярус (P ₂)							
Соликамская серия		Красноцветная толща						Герасимов, 1952	
IV пачка гипсовая известняк, брекчия, доломит		доломиты		доломиты, мергели, глины, серые песчаники		известняки плитчатые серые и коринчевые			
Кунгурский ярус		Казанский ярус (соликамский горизонт)				Юговская свита		Ларионова, Софронивский, 1939	
Иренский горизонт		1 серия		2 серия		3 серия		4 серия	
		5 серия		Бирская свита		Юговская свита (нижняя казань)		Тихвинская, 1946	
Кунгурский ярус Иренская свита		Соликамская свита (условно верхний кунгур)		Уфимская свита (самостоятельного стратиграфического значения)				Решение пермской конференции, 1950	
Нижний отдел (P ₁)		Кунгурский ярус		Верхний отдел (P ₂)		Уфимская свита			
Иренская свита		Соликамский горизонт		Нижнеуфимские слои				Верхнеуфимские слои	
		нижняя часть		средняя часть		верхняя часть		I пачка	
								II пачка	
								III пачка	
								IV пачка	
								V пачка	
								VI пачка	
								VII пачка	
								нижняя толща	
								верхняя толща	
Нижний отдел (P ₁)		Верхний отдел (P ₂)							
Иренская свита (нижний кунгур)		Соликамская свита “Седая пачка” (верхний кунгур)		Нижнеуфимская подсвита		Верхнеуфимская подсвита		Палант, 1962	
				Камышинские слои		Бураевские слои		Чекмагушинские слои	
Нижний отдел (P ₁)		Верхний отдел (P ₂)						Решения МСК, 1965; РМСК, 1990; Унифицированные схемы, 1980, 1993	
Кунгурский ярус		Уфимский ярус							
		Соликамский горизонт		Шешминский горизонт					

Примечание. ---- – положение границы нижней и верхней перми в различных стратиграфических схемах.

родами и медистыми песчаниками. Принятое решение отражено во всех последующих унифицированных схемах.

Недостаточная палеонтологическая характеристика кунгурского яруса на протяжении многих лет оставалась препятствием для его включения в общую стратиграфическую шкалу, и кунгурские отложения часто рассматривались в составе укрупненного артинского региояруса. В последние годы, однако, кунгурский ярус получил самостоятельную палеонтологическую характеристику (Богословская, 1988; Леонова, Дмитриев, 1989; Чувашов, 1997). При проведении геологических исследований на европейском севере в 60-е–70-е годы большое внимание уделялось изучению кунгурско-уфимских отложений, представленных на этой территории нормально-морскими осадками бореального типа. На их основе были выделены такие ярусы, как свальбардский (Степанов, 1957), пайхойский (Устрицкий, 1960), воркутский (Муравьев, 1988) и др. Позднее необходимость в этих названиях отпала, так как путем последовательных корреляций со стратотипами оказалось возможным установить в северных областях аналоги как кунгурского, так и уфимского ярусов. Современный вид восточноевропейская шкала пермской системы (табл. 1) приобрела в 1965 г. (Решения Межвед. совещ. ..., 1965).

Изучение восточноевропейской верхней перми значительно активизировалось в последнее десятилетие в связи с разработкой международной стратиграфической шкалы. Опубликована серия монографий (Стратотипы и опорные разрезы..., 1996; Граница перми и триаса..., 1998; Биота востока..., 1998; Доклады Международного симпозиума..., 1999), посвященных характеристике стратотипов ярусов верхнего отдела пермской системы и их границ. В качестве наиболее существенных результатов можно назвать находки аммоноидей (Леонова и др., 2002) и конодонтов (Chalimbadja, Silantiev, 1999; Черных и др., 2001) в отложениях казанского яруса, позволяющие, по мнению авторов, коррелировать его с родским ярусом МСШ. Обоснована крупная магнитостратиграфическая инверсия в подошве верхнетатарского подъяруса и приуроченная к этому рубежу масштабная перестройка наземной биоты (Всероссийская конференция..., 2002).

МЕЖДУНАРОДНАЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

Согласно требованиям Международной стратиграфической комиссии для всех систем разрабатываются новые хроностратиграфические шкалы, проводится ранжирование границ и устанавливаются точки их глобальных стратотипов (ТГСГ). Методической основой служит "Руководство по установлению глобальных хроностратиграфических стандартов" (Remane et al., 1996).

В настоящее время широкое распространение получили представления о необходимости ревизии традиционной ярусной шкалы верхнего отдела пермской системы. Формальным поводом для этого стало утверждение, что собственно стратотипы уфимского и татарского ярусов, выраженные в солоноватоводных или континентальных фациях, не отвечают требованиям, предъявляемым к международным стандартам. В новой МСШ предполагается подразделение пермской системы не на два, а на три отдела. Традиционные ярусы сохранены только для нижнего (предуральского) отдела. Для расчленения среднего (гваделупского) отдела используются североамериканские ярусы, а верхнего (лопинского) – южнокитайские. Особенность новой шкалы состоит в том, что она основана на морских разрезах трех различных, биогеографически разобщенных регионов приэкваториальной климатической зоны. Нижняя граница пермской системы проводится между конодонтовыми зонами *Streptognathodus wabaunsensis* и *S. isolatus* в разрезе Айдаралаш СВ Казахстана (Davydov et al., 1995). Продолжительность пермского периода (интервал 296–253 млн. лет) составляет около 45 млн. лет (Wardlaw, 1999; Menning, 2001; Metcalfe, Mundil, 2001).

Предуральский отдел. Название было предложено Э.Я. Левеном (Leven, 1994). Отдел включает ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский ярусы, установленные в Приуралье (табл. 3). Продолжительность отдела составляет около 22 млн. лет. Продолжительность ассельского яруса оценена М. Меннингом (Menning, 2001) в 6 млн. лет; сакмарского – 4 млн. лет; артинского – 4 млн. лет. Продолжительность кунгурского яруса от подошвы, которую предлагается установить в основании зоны *Neostreptognathodus pnevi* (Чувашов и др., 1999), до подошвы родского яруса МСШ составляет около 8 млн. лет (Menning, 2001). Подробной биостратиграфической характеристике стратотипов ярусов предуральского отдела посвящена работа Б.И. Чувашова и др. (2002). В указанной публикации для предуральского отдела используется новое название – западноуральский. Для каждого яруса указаны стратотипы и парастратотипы, а также дано комплексное обоснование их нижних границ по конодонтам, фузулинидам и аммоноидеям; разработана зональная шкала нижней перми Урала по этим трем группам. В составе ассельского яруса установлены три зоны, сакмарского – две, артинского – три и кунгурского – три. Количество конодонтовых зон в каждом ярусе уральской шкалы и МСШ (Wardlaw, 1999) совпадает. Однако содержание самих зон существенно различается и нуждается в дальнейшем уточнении.

Гваделупский отдел. Название было предложено Г. Гирти (Girty, 1908) в качестве яруса, объединяющего формации Ворд и Кэпитен. В состав

Таблица 3. Предлагаемый вариант модернизированной восточноевропейской шкалы и зональные комплексы брахиопод

Подсистема	Ярус		Региональные зоны по брахиоподам		Глобальная шкала	
	Отдел	Подъярус	Productida	Spiriferida		
Вятская	Татарский	Чансинский			Лопинский	Чансинский
		Джультинский (=Уцзяпинский)	Haydenella wilczeki	Martinia greenlandica, Kani-nospirifer striatoparadoxus		Уцзяпинский
		Мидийский	Horridonia horrida	Pterospirifer alatus	Гваделупский	Кэпитенский
	Биармийский					⊗ 265.0
		Уржумский	Craspedalosia pulchella	Pinegathyris alata		Вордский
		Красновидовский				⊗
		Камский	Aulosteges gigas	Licharewia schrencki, Licharewia wimani		Родский
						⊗
		Уфимский	Kochiprproductus plexicostatus			
		Соликамский	Sowerbina granulifera	Arcullina polaris, Timaniella festa		
Предуральская	Предтиманский	Кунгурский	Иренский	Thuleproductus subarcticus	Предуральский	Кунгурский
			Филипповский	Thuleproductus arcticus		
		Артинский	Саранинский	Reticulatia noinskii		Артинский
			Саргинский	Costiferina artiensis		
			Иргинский	Chaoiella grunewaltdi		
			Бурцевский	Sowerbina sulaensis		
	Уральский	Сакмарский	Стерлитамакский	Paucispinifera uralica, Sowerbina timanica		Сакмарский
			Тастубский	Juresania juresanensis		
		Ассельский	Шиханский	Sowerbina praetimanica		Ассельский
			Холодноложский	Krotovia tuberculata, Tubaria genuina, Chaoiella mirabilis		⊗ 290.6

== 1 ⊗ 2 ⊗ 3

Примечание. 1 – положение границы гиперзон Киам/Иллава; 2 – ратифицированные точки глобальных стратотипов границ и их абсолютный возраст; 3 – соответствующие точки стратотипов границ в восточноевропейской шкале.

гваделупского отдела МСШ входят предложенные В. Фернишем роадский, вордский и кэпитенский ярусы (Furnish, Glenister, 1973). Роадский ярус Ферниша первоначально отнес к верхней части нижней перми, определив для него комплекс аммоноидей *Perrinites hilli* (Smith), *Paracelites elegans* (Girty), *Texoceras texanum* (Girty), *Glassoceras normani* (Miller et Furnish) и др. Вордский ярус Ферниша отождествлял с зоной *Waagenoceras*, а кэпитенский – с зоной *Timorites*. В современной интерпретации одноименным ярусам соответствуют отложения, отвечающие трем конодонтовым зонам: *Jinogondolella nankingensis* (роадский ярус – 3 млн. лет), *J. aserrata* (вордский ярус – 3 млн. лет) и *J. postserrata* (кэпитенский ярус – 2 млн. лет). Нижняя граница гваделупского отдела установлена в разрезе Делаварского бассейна по появлению *J. nankingensis* (Ching). Граница вордского и кэпитенского ярусов приблизительно соответствует рубежу магнитостратиграфических зон Киама/Иллава и имеет возраст 265 млн. лет (Menning, 2001). Трудности, возникшие при прослеживании ярусов гваделупского отдела в разрезах Палеотетиса, рассмотрены Левеном (2001).

Лопинский отдел. Название было предложено Ф. Рихтгофеном (Kayser, 1883) для обозначения угленосных формаций верхней перми Китая. Точку глобального стратотипа нижней границы отдела предлагается проводить в основании конодонтовой зоны *Clarkina postbitteri postbitteri* (Yugan et al., 2003). Продолжительность отдела 10–12 млн. лет. В его состав входят уцзяпинский (Zhao et al., 1981) и чансинский (Furnish, Glenister, 1970) ярусы. Первый является младшим синонимом джюльфинского яруса (Schenck, Childs, 1941). Возраст границы перми и триаса оценивается в 253 млн. лет (Metcalf, Mundil, 2001). Ярусы лопинского отдела имеют хорошую комплексную палеонтологическую характеристику; их границы отчетливо выражены в бассейнах Палеотетиса.

Решение МПСР о придании отделам пермской системы собственных наименований выглядит оправданным (хотя и не регламентированным), так как позволяет избежать неопределенности при различных вариантах расчленения на отделы, а также понимании их объема. В то же время введение собственных наименований для среднего (гваделупского) и верхнего (лопинского) отделов повлекло автоматическую замену ярусов, исторически составлявших верхний отдел ВЕШ, на установленные позднее североамериканские и китайские. Голосование по гваделупскому отделу было проведено в безальтернативной формулировке "...о принятии гваделупского отдела и входящих в его состав ярусных подразделений в качестве международного стандарта для среднего отдела пермской системы" (Wardlaw et al., 1999). Несмотря на то, что многие специалисты настаивали на голосовании отдельно по каждому ярусу, МПСР большинством в один

голос приняла соответствующее решение; именно оно и было ратифицировано МГК в 2001 г.

Определение границ смежных стратиграфических подразделений МСШ (включая границу карбона и перми) фактически сведено к фиксации границ смежных конодонтовых зон, основанных на последовательной смене видов в единых филогенетических рядах. Очевидно, что границы, принятые исходя исключительно из этого принципа, далеко не полностью отвечают содержанию самих стратиграфических подразделений. Фиксация ТГСГ полезна для уточнения границ исторически сложившихся подразделений, установленных на основе комплексного анализа палеонтологических, палеогеографических, палеоклиматических сведений (Международный стратиграфический справочник, 2002). К сожалению, ни в "Руководстве..." (Retane et al., 1996), ни в "Международном стратиграфическом справочнике" (2002) не указано, насколько обязательным является установление ярусных подразделений в тех же разрезах, где определены ТГСГ. Международная пермская подкомиссия пошла по пути их совмещения, и это повлекло за собой возможность отказа от первоначальных валидных названий. Наиболее ярким примером может служить включение в МСШ уцзяпинского яруса, являющегося объективным младшим синонимом джюльфинского. Очевидно, что необходимы правила, регламентирующие порядок привязки названий ярусов к географическому положению ТГСГ, с тем, чтобы в дальнейшем при фиксации соответствующих точек не появлялось поводов для переименования первоначальных валидных стратиграфических подразделений. Аммоноидеи и фузулиниды, ранее определявшие ярусную шкалу, в новой шкале служат лишь в качестве дополнения. К сожалению, ни одна из групп, на базе которых сформирована МСШ, не может быть полноценно использована для датировки посткунгурских отложений за пределами приэкваториальной климатической зоны. Фузулиниды вообще не встречаются в позднепермских бассейнах внетропических зон, а конодонты и аммоноидеи в них крайне редки. В то же время при разработке МСШ из рассмотрения исключены такие группы, как замковые брахиоподы, на основе которых были установлены, а затем и подробно охарактеризованы многие пермские (и каменноугольные) ярусные подразделения. От использования брахиопод Международная подкомиссия отказалась из-за их узкой, как теперь принято считать, фацциальной приуроченности и климатической зависимости. В действительности же, брахиоподы эврифацциальны; они встречаются в бассейнах всех трех климатических зон во всех биомических зонах и нередко представлены массовыми популяциями. На основе филогении отдельных таксонов, отличающихся высокими темпами эволюции, или по смене комплексов брахио-

под разработаны зональные схемы для всех основных крупных регионов.

Анализ рассмотренных выше МСШ и ВЕШ пермской системы показывает следующее. Ориентировка исключительно на данные по конодонтам сделала крайне затруднительным, а в ряде случаев и практически невозможным, использование МСШ для датировки посткунгурских отложений внетропических зон осадконакопления. Хотя элементы роадских конодонтов и аммоноидей обнаружены в отложениях казанского яруса, основания для установления роадского и вордского ярусов, а тем более их границ, в восточноевропейских разрезах не очевидны. Граница вордского и кэпитенского ярусов, предположительно, отвечает магнитостратиграфическому рубежу Киама/Иллава, однако перспективы определения верхней границы кэпитенского яруса по конодонтам во внетропических разрезах вообще отсутствуют. За пределами Палеотетиса также отсутствуют возможности установления границ лопинского отдела и составляющих его ярусных подразделений, так как соответствующие отложения практически повсюду представлены континентальными фациями. Открытым остается вопрос о “смыкаемости” границ при переходе от ярусной шкалы предуральского отдела к гваделупскому, а затем к лопинскому.

С учетом рассмотренных обстоятельств на Международном симпозиуме “Верхнепермские стратотипы Поволжья” для датировки внетропических посткунгурских разрезов было признано целесообразным сохранение ярусов ВЕШ (Меморандум, 1999). Дополнительным доводом в поддержку такого решения могут служить ярко выраженный геократический характер, высокая степень дифференциации и изоляции бассейнов, контрастные климатические условия, характеризующие позднепермскую эпоху.

ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКАЯ ШКАЛА ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ (МОДЕРНИЗИРОВАННЫЙ ВАРИАНТ)

Принципы построения шкалы и номенклатура стратиграфических подразделений. Предлагается модернизировать ВЕШ с учетом обязательности выполнения ряда требований, предъявляемых к международным стандартам. Поскольку формирование восточноевропейской шкалы находится в ведении Межведомственного Стратиграфического комитета России, при внесении в нее изменений уместно опираться на отечественный “Стратиграфический кодекс” (1992). К сожалению, ревизия многих стратиграфических подразделений ВЕШ сопровождается нарушениями изложенных в нем правил. Очевидно, что должно соблюдаться “право приоритета”, обеспечивающее “для валидных стратиграфических подразделений сохранение первоначального названия и

принятого его автором стратиграфического объема, который в дальнейшем может только уточняться” (гл. XII.1). Необоснованное изменение авторского представления об объеме стратиграфического подразделения ограничено пунктом (XII.10) “Кодекса...”, гласящим, что “...при изменении (уточнении) объема стратиграфического подразделения его название сохраняется в том случае, если это изменение не превышает одной трети стратиграфического состава данного подразделения”. Практикуемый в последние годы перенос горизонтов из одного ярусного подразделения в другое фактически ведет к нарушению этого правила, а, в конечном итоге, к дискредитации первоначальных валидных стратиграфических подразделений и шкалы в целом. Пункт (XII.11, 12) ограничивает возможность использования наименований – синонимов и “гомонимов”. Так, если для какого-то стратиграфического подразделения уже было предложено валидное название, то оно не может быть отвергнуто без существенных оснований. Отечественный кодекс не рекомендует употребление собственных наименований для отделов (гл. III.14) и подъярусов (гл. III.15). Поскольку такие наименования стали общеупотребительными, логично ожидать упразднения данной рекомендации. В Кодексе указано, что “...нижняя стратиграфическая граница общего подразделения определяется по его подошве в стратотипическом разрезе или в выбранном стратотипе границы в другом разрезе” (гл. III.5). Это позволяет устанавливать точки стратотипов границ в наиболее пригодных для этой цели разрезах, сохраняя первоначальные валидные названия соответствующих подразделений.

Расчленение пермской системы на отделы. В стратотипическом регионе пермская система традиционно подразделяется на два отдела. Граница между ними принята в основании соликамского горизонта уфимского яруса (Решения Межведомственного..., 1965). В тетической шкале этот рубеж предположительно отвечает подошве кубергандинского яруса (Leven, 1992; Левен и др., 2001). В то же время неоднократно возникали предложения о предпочтительности подразделения пермской системы на три отдела. Многие исследователи склонялись к мнению, что наблюдаемые на протяжении пермского периода три этапа в развитии самых разных групп фауны реально отвечают трем основным историко-геологическим этапам. Этой точки зрения придерживались, в частности, многие специалисты по брахиоподам, связывавшие свои представления с кунгурско-уфимским “среднепермским” этапом развития брахиоподовой фауны. Поэтому современная МСШ, предполагающая трехчленное подразделение пермской системы, поначалу не вызвала серьезных возражений. Однако в последние годы в России преобладающей вновь стала идея о предпочтительности подразделения пермской систе-

мы на две части. Соответствующие варианты разработаны для Палеотетиса (Leven, 1992, 2003) и СВ Азии (Ганелин и др., 2001). Подробное обоснование преимущества двучленного строения пермской системы приведено Левенем (Leven, 1992, 2003). К этому можно добавить, что данные об абсолютной продолжительности отделов МСШ свидетельствуют о явной непропорциональности трехчленного варианта: в абсолютном исчислении продолжительность предуральского отдела составляет 22 млн. лет, что приблизительно отвечает длительности гваделупского и лопинского отделов вместе взятых (Menning, 2001). Левен (Leven, 2003) предложил рассматривать основные компоненты пермской системы в ранге подсистем с подразделением каждой подсистемы на два отдела и приданием как подсистемам, так и отделам собственных наименований. В предлагаемом ниже варианте ВЕШ сохранено ее традиционное двучленное строение. По аналогии с тетической шкалой выделяются две подсистемы: нижняя – предуральская и верхняя – вятская. Расчленение подсистем на отделы, ярусы и регионы показано в табл. 3. Ярусные подразделения сохранены в понимании, максимально приближенном к авторскому. Предложены стратотипы границ всех подразделений вятской подсистемы. Ранг некоторых подразделений и границ пересмотрен. Регионы установлены на основе развития двух отрядов замковых брахиопод: Productida и Spiriferida (Grunt, 2003).

Предуральская подсистема принимается в объеме, охарактеризованном выше при рассмотрении МСШ. В составе подсистемы предлагается выделять уральский (нижний) и предтиманский (верхний) отделы.

Уральский отдел. Название было предложено А. Лаппараном (Lapparent, 1900) для обозначения стратиграфического интервала, объединяющего ассельский и сакмарский ярусы; в течение длительного времени название не употреблялось. Необходимость его восстановления обоснована Левенем (Leven, 2003). Ассельский ярус в стратотипическом регионе подразделяется на холодноложский (Унифицированные... схемы..., 1980) и шиханский (Решения межведомственного совещания..., 1961) горизонты; сакмарский ярус – на тастубский (Раузер-Черноусова, 1940) и стерлитамакский (Раузер-Черноусова, 1949) горизонты. В составе ассельско – сакмарского интервала установлены четыре брахиоподовые регионы (табл. 3). В течение этой эпохи бассейны Восточно-Европейской платформы и ее обрамления (включая самые северные территории) биогеографически принадлежали приэкваториальной климатической зоне и были тесно связаны с шельфами северного Палеотетиса.

Предтиманский отдел объединяет артинский и кунгурский ярусы. Название связано с Предтиманским прогибом, располагающимся на севере Восточно-Европейской платформы к западу от

Тиманского кряжа. На территории Предтиманского прогиба отложения обоих ярусов представлены нормально-морскими фациями и охарактеризованы разнообразной бентосной фауной. Подробный анализ исторического развития раннепермских фузулиид, брахиопод, аммоноидей и конодонтов показал, что на рубеже сакмарского и артинского веков морская биота испытала глобальное таксономическое обновление (Левен и др., 1996). Наблюдаемый биотический кризис явился результатом воздействия многих факторов, среди которых можно назвать начало глобально проявившейся регрессии и резкий характер смены климата (Leven, 1992). В конце сакмарского – начале артинского веков наблюдается постепенная изоляция восточноевропейских бассейнов от приэкваториальных, сопровождавшаяся сменой карбонатного типа осадконакопления на преимущественно терригенный. На этом рубеже типично тепловодные фаунистические ассоциации сменились комплексами, характерными для бассейнов умеренных широт.

Артинский ярус. В состав артинского яруса до недавнего времени входило четыре горизонта: бурцевский (Раузер-Черноусова, 1937), иргинский, саргинский (Фредерикс, 1925) и саранинский (Наливкин, 1949). На основании появления в саранинском горизонте конодонтов *Neostreptognathodus pnevi* Kozur et Movsch., встречающихся и в кунгурских отложениях (Чувазов и др., 1999, 2002), саранинский горизонт исключен из состава артинского яруса и отнесен к вышележащему кунгурскому. Однако позднеартинский (байгенджинский) этап развития аммоноидей охватывает иргинский, саргинский и саранинский горизонты. Он характеризуется появлением родов *Waagenina*, *Propinacosceras* и *Neoscrimites*, а также многочисленных новых представителей родов *Uraloceras* и *Paragastrioceras* (Биота востока..., 1998). Брахиоподы саранинского и саргинского горизонтов также тесно связаны между собой многими общими таксонами как родового, так и видового уровня, резко отличаясь от кунгурского комплекса. Таким образом, решение об отнесении саранинского горизонта к кунгурскому ярусу противоречит данным по аммоноидеям и брахиоподам. В составе артинского яруса установлены четыре брахиоподовые регионы (табл. 3).

Кунгурский ярус. Кунгурский ярус принимается в объеме филипповского и иренского горизонтов. Его характеристика определяется комплексом аммоноидей *Uraloceras fedorowi* (Karp.), *U. sofronitskyi* Bog., *U. alekense* Bog., *U. tchuvashovi* Bog., *Paragastrioceras* ex gr. *suessi* Karp., *Thalassoceras gemellaro* Karp., *Baraioceras kungurensis* (Mirsk.), *Paragastrioceras jossae* (Vern.), известным в стратотипических разрезах иренского горизонта (мысовская и кошелевская свиты). В разновозрастных кунгурскому ярусу отложениях нижней части лиурьягинской свиты (р. Лиурьяга, северо-восточ-

ный Пай-Хой) установлены *Tumaroceras dignum* Bog. и *Medlicottia postorbigniana* Bog. (Богословская, 1997). По присутствию рода *Tumaroceras* возможна корреляция с высокобореальными разрезами СВ Азии. В Верхоянье с кунгурским ярусом сопоставляется верхнетумаринский подгоризонт, в котором встречаются аммоноидеи *Tumaroceras yakutorum* Andr. и *T. volkodavi* Andr. (Клец и др., 2001). На Колымо-Омолонском массиве с кунгурским ярусом сопоставляется халалинский региоярус, где известны *Tumaroceras subyakutorum* Andr. (Ганелин и др., 2001). Как в Верхоянье, так и на Колымо-Омолонском массиве кунгурскому ярусу отвечает брахиоподовая региозона *Megousia kuliki* (Опорный разрез..., 1990). ВЕШ традиционно используется и для расчленения пермских отложений Западной Австралии. По данным Н. Арчболда (Archbold, 1997), установленная им брахиоподовая региозона *Fusispirifer wandageensis* относится к кунгурскому ярусу. Основанием для такой датировки, по мнению Арчболда, служит присутствие *F. wandageensis* Archbold et Thomas в формации Бэкер (Baker Fm.) Карнарвонского бассейна совместно с аммоноидеями *Paragastrioceras wandageense* Teichert, морфологически близкими к *Baraioceras kungurens* (Mirsk.).

Вятская подсистема. Название было предложено Фредериксом (1918) для отложений, объединяющих уфимский, казанский и татарский ярусы. Точку стратотипа границы вятской подсистемы предложено установить в основании кожмрудницкой свиты разреза среднего течения р. Кожим (Биота востока..., 1998). В составе подсистемы предлагается выделять два отдела: биармийский и татарский. Биармийский отдел (Grunt et al., 1999) включает уфимский, казанский и уржумский ярусы. Б.К. Лихарев (1959) для близкого стратиграфического интервала, объединяющего уфимские и казанские отложения, предложил название "камский". Однако это название не может быть использовано, так как является преокупированным (Фредерикс, 1918; Стратиграфический словарь, 1977).

Биармийский отдел. Уфимский ярус рассматривается в объеме соликамского и шешминского горизонтов. В составе яруса по брахиоподам выделяются две региозоны (табл. 3). Принципиальное значение для понимания нижней границы уфимского яруса и стратиграфической принадлежности соликамского горизонта имеет разрез р. Лиуръяга. Здесь в нижней половине табьюской свиты, относимой к соликамскому горизонту (Kotlyar, 2002), найден древнейший, самый примитивный вид рода *Eriuresanites* (*E. sp. nov.*), стратиграфически сменяющий кунгурских *Tumaroceras dignum* и *Medlicottia postorbigniana*. Совместно с *Eriuresanites* в отложениях табьюской свиты присутствует *Sowerbina granulifera* (Toula) – вид-индекс соответствующей брахиоподовой региозоны. К соликамскому горизонту относятся также

слои с *Sowerbina granulifera* (Toula) и двустворками *Otiocrassatella komiorum* Kanev, наблюдаемые у мыса Надтейсая на побережье Чешской губы полуострова Канин (Грунт и др., 2002). Этот стратиграфический уровень соответствует нижней части формации Капп Старостин (Voringen Mb.) Центрального Шпицбергена (Nakamura et al., 1992). С отложениями соликамского горизонта в СВ Азии коррелируется брахиоподовая региозона *Kolymaella ogonerensis*. Названная региозона характеризуется комплексом аммоноидей (Опорный разрез..., 1990; Клец и др., 2001), включающим *Eriuresanites musalitini* Pop., *E. kolymaensis* Andr., "*Tumaroceras*" *kashirzevi* Andr. (по устному сообщению М.Ф. Богословской, последний вид, вероятно, принадлежит роду *Eriuresanites*). Во Внутренней Монголии (разрез гряды Джеси-Обо), располагавшейся в начале позднепермской эпохи на границе Приэкваториальной и Бореальной климатических зон, с отложениями соликамского горизонта сопоставляются отложения нижней части формации Джеси (брахиоподовые слои *Spiriferella-Kochiproductus-Yakovlevia*). В терминах тетической шкалы формация Джеси, вероятно, относится к кубергандинскому ярусу (Левен и др., 2001).

В процессе современной реструктуризации восточноевропейской шкалы многие авторы высказывают мнение о целесообразности включения соликамского горизонта в состав кунгурского яруса (Котляр, 1997; Ганелин и др. 2001; Клец и др., 2001; Чувашов и др., 1999, 2002; Kotlyar, 2002). С номенклатурной точки зрения признание кунгура в объеме саранинского, филипповского, иренского и соликамского горизонтов противоречит представлениям Штукенберга об объеме кунгурского яруса. В такой трактовке кунгурский ярус оказывается существенно расширенным по сравнению с тем объемом, в котором он был установлен Штукенбергом, и соответствует прикамскому ярусу (Горский, 1973). Следует также иметь в виду, что продолжительность кунгурского яруса МСШ (от подошвы саранинского горизонта до подошвы следующего за ним роадского яруса; см. табл. 3) составляет около 8 млн. лет, что в два раза превышает объем любого из существующих ярусов пермской системы.

Предложения об отнесении соликамского горизонта к кунгурскому ярусу основаны на утверждении, что *Eriuresanites sp. nov.*, известный в табьюской свите, является характерным представителем кунгурского яруса (Kotlyar, 2002). Однако табьюская свита всеми специалистами рассматривается в качестве аналога соликамского горизонта, а в подстилающих собственно кунгурских отложениях *Eriuresanites* не установлен. Неубедительными выглядят и доводы в пользу отнесения соликамского горизонта к кунгуру, приводимые Чувашовым и др. (2002). Характеристика соликамского горизонта по фузулинидам, аммоноидеям и

конодонтам в публикации 2002 г. не приводится, хотя вся зональная шкала нижней перми Урала разработана на основе именно этих трех групп. Это вполне объяснимо, так как фузулиниды и конодонты в соликамском горизонте и его аналогах в стратотипическом регионе вообще не встречаются, а аммоноидеи семейства *Spirolegoceratidae*, к которому принадлежит бореальный род *Erijugensanites*, в нижней перми не установлены. Чувашов и др. (2002) приводят характеристику границы соликамского и шешминского горизонтов по брахиоподам, двустворчатым моллюскам, рыбам, харовым водорослям и макрофлоре с использованием соответствующих данных Т.А. Грунт, В.В. Силантьева, Д.И. Янкевича, Н.К. Есауловой. Однако данные по распространению этих групп в самом кунгурском ярусе не анализируются, поэтому близость палеонтологической характеристики соликамского горизонта и кунгурского яруса остается недоказанной. В то же время все без исключения специалисты, на которых ссылаются Чувашов и др. (2002), придерживаются мнения, что соликамский горизонт не может принадлежать кунгурскому ярусу, так как содержит ряд форм, неизвестных в нижней перми, и должен рассматриваться в составе уфимского яруса (Биота востока..., 1998).

Достаточно сложной остается ситуация и вокруг шешминского горизонта. До недавнего времени считалось, что его нижняя граница совпадает с нижней границей гваделупского отдела (Котляр, 1997; Клец и др., 2001; Ганелин и др., 2001). Однако аммоноидеи роадского комплекса, установленные в отложениях казанского яруса (Леонова и др., 2002), делают такую корреляцию весьма проблематичной. Высказываемые в настоящее время предложения (Голубев, 2002) о необходимости присоединения шешминского горизонта к казанскому ярусу основаны на том, что красноцветная белебеевская свита, широко развитая на востоке Русской платформы и, в основном, относимая к казанскому ярусу, в своей нижней части замещает бураевские и чекмагушские слои, входящие в состав шешминского горизонта (Игнатьев, 1962). Несостоятельность таких доводов очевидна, так как при фациальной неустойчивости свит, состоящих из уфимского и казанского ярусов, литологические признаки не могут приниматься за основу при установлении границ ярусов. Приоритетными здесь должны быть биостратиграфические данные, на которые опирался Нечаев, привязывая нижнюю границу казанского яруса к основанию спириферовых слоев. Этот уровень отчетливо прослеживается не только в пределах стратотипической области, но и за ее пределами. Как самостоятельное подразделение ярусного ранга шешминский горизонт не имеет реального корреляционного потенциала. Какие-либо фактические основания для распространения фаунистической характеристики казанского яруса на шешминский

горизонт отсутствуют. Напротив, в непрерывных морских уфимско-казанских разрезах, известных на п-ове Канин и на Шпицбергене, фаунистическая характеристика лихаревиных и подстилающих слоев резко различается (Nakamura et al., 1992; Грунт и др., 2002). Как в случае признания за шешминскими отложениями подразделения ярусного ранга, так и в случае отнесения его к казанскому ярусу крайне затрудненной оказалась бы возможность фиксации удовлетворительного стратотипа границы в его основании. Таким образом, предложения о сохранении уфимского яруса в объеме шешминского горизонта или об упразднении уфимского яруса с отнесением шешминского горизонта к казанскому ярусу представляются крайне спорными как с формальной (номенклатурной) точки зрения, так и исходя из фактического содержания рассматриваемых подразделений. Принятое на Всероссийском совещании "Структура и статус Восточно-Европейской стратиграфической шкалы пермской системы..." (Казань, 2004) пока неопубликованное воленое решение об отнесении уфимского яруса в полном объеме к нижнему (предуральскому) отделу не содержит какой-либо удовлетворительной аргументации и не выдерживает никакой критики.

Казанский ярус здесь принимается в объеме двух подъярусов. Для нижнего подъяруса используется название камский, верхнего – красновиловский, предложенные Фредериксом (1918). Граница подъярусов в стратотипическом районе до настоящего времени не зафиксирована, так как дискуссионным остается положение пограничных приказанских слоев. Точку стратотипа нижней границы казанского яруса предлагается установить в основании слоев с *Licharewia schrenckii* в разрезе побережья Чешской губы полуострова Канин (Грунт и др. 2002). Комплекс аммоноидей: *Medlicottiidae*, *Popanoceras* ex gr. *subtumarensis* Andr., *Sverdrupites* ex gr. *harkeri* (Ruzh.), *Daubichites* sp. недавно был обнаружен в разрезе нижеказанского подъяруса на р. Вятка (Леонова и др., 2002). Наличие в этом комплексе рода *Sverdrupites* позволяет говорить о предположительном соответствии нижеказанского подъяруса ВЕШ роадскому ярусу МСШ. Присутствие конодонтов *Kamagnathus khalimbadzhae* Chernykh в байтуганских слоях нижеказанского подъяруса Поволжья и в нижней части формации Road Canyon США подтверждает возможность такой корреляции (Черных и др., 2001). Однако проблема соответствия границ роадского и казанского ярусов остается открытой. Нижеказанские (роадские) аммоноидеи *Daubichites butakovensis* Bog., *Sverdrupites harkeri* (Ruzh.), *S. amudseni* Nas., *Altudoceras boreum* Bog. известны из кочергинской и геркинской свит Новой Земли. Комплекс *Sverdrupites* – *Daubichites* характерен также для нижней части деленжинского горизонта Верхоянья (Клец и др., 2001) и

омолонского горизонта Колымо-Омолонского массива (Опорный разрез..., 1990), где он соответствует брахиоподовой региозоне *Mongolosis russiensis*. В Западной Австралии комплекс аммоидей, включающий род *Daubichites*, происходит из бассейна Каннинг (*Lightjack Fm.*) и Карнарвонского бассейна (*Coolkilya Fm.*). Арчболд (Archbold, 1997), исходя из представлений о соответствии отложений, содержащих *Daubichites*, шешминскому уровню установил в составе уфимского яруса Западной Австралии две брахиоподовые региозоны: *Svalbardia afanasyevae* и *Fusispirifer coolkilyaensis*. Теперь может быть поставлен вопрос о вероятной принадлежности двух вышеназванных региозон к казанскому ярусу. Подтверждением возможности такой датировки служит заключение В. Пальмьери (Palmieri et al., 1994) о казанском возрасте формации *Lightjack*, основанное на палинологических данных. По представлениям М.Ф. Богословской (устное сообщение), казанский род *Sverdrupites* является прямым эволюционным продолжением уфимского *Epijuresanites* в составе позднепермского семейства *Spirolegoceratidae*. Филогенетический ряд этого семейства включает: *Epijuresanites* sp. nov. → *E. musalitini* → *E. vaigachensis* → *Pseudosverdrupites budnikovi* → *Sverdrupites harkeri* → *S. baraiense* → *S. amundseni*. Анализ этого ряда подтверждает самостоятельность уфимского и казанского ярусов, которым отвечают аммоидные генозоны *Epijuresanites* и *Sverdrupites*.

Уржумский ярус. Название первоначально было предложено Фредериксом (1918) для нижнего горизонта татарского яруса, который вплоть до недавнего времени в ВЕШ соответствовал нижнетатарскому подъярусу. Представлен циклически чередующимися песчано-алевролитовыми и глинисто-карбонатными породами. Его нижняя граница установлена в основании остракодовой зоны *Palaeodarvinula fragiliformis*, а сам ярус отвечает ихтиозоне *Platysomus biarmicus*–*Kargalichthys efremovi* (Татарские отложения..., 2001). По брахиоподам в составе казанского–уржумского интервала выделяются две региозоны (табл. 3).

Татарский отдел. Нижняя граница отдела отвечает магнитостратиграфическому рубежу гиперзон Киама/Иллава, что закреплено решениями Всероссийской конференции “Татарский ярус...” 2002. Ее стратотип предложен в основании северодвинского горизонта в разрезе Монастырский овраг (Биота востока..., 1998; Всероссийская конференция..., 2002). На этом рубеже наблюдаются существенные изменения в характере эволюции ихтиофауны, остракод, тетрапод, макрофлоры и биоты в целом (Татарские отложения..., 2001; Всероссийская конференция..., 2002). Магнитостратиграфический рубеж Киама/Иллава является достаточно надежным межрегиональным корреляционным уровнем. В разрезах Палеотетиса ему приблизительно отвечает нижняя гра-

ница мидийского яруса (Haag, Heller, 1991); в разрезах Техаса – граница ворда и кэпитена. На основании сопоставления положения границы гиперзон Киама/Иллава в восточноевропейских и тетических разрезах можно сделать вывод, что татарскому отделу отвечают мидийский, джультинский (=уцзяпинский) и чансинский ярусы.

Решением Всероссийской конференции “Татарский ярус” (2002) татарский отдел принят в объеме северодвинского и вятского ярусов, до этого рассматривавшихся в качестве одноименных горизонтов в составе верхнетатарского подъяруса (Игнатьев, 1962). Необходимо отметить, что название “вятский” является преокупированным; первоначально оно использовалось для обозначения отдела, объединяющего уфимский, казанский и татарский ярусы (Фредерикс, 1918; Стратиграфический словарь, 1976). Таким образом, название “вятский”, используемое вслед за Игнатьевым для наименования верхнего горизонта (яруса) татарского отдела ВЕШ, подлежит замене. Для отложений татарского отдела в стратотипической области характерен континентальный тип осадконакопления, поэтому названные подразделения, скорее всего, могут быть использованы лишь в качестве региональных подразделений. Морские отложения, частично отвечающие татарскому отделу, установлены в разрезах Шпицбергена, Гренландии, Западной Европы. В этом стратиграфическом интервале выделяются две брахиоподовые региозоны (табл. 3). Нижняя региозона *Pterospirifer alatus* наблюдается в разрезах Нижнего Цехштейна Польско-Литовской синеклизы, Польши, Германии, Великобритании и в верхней части формации Капп Старостин Шпицбергена (средняя часть *Hovinden Mb.*). По стратиграфическому положению относительно магнитостратиграфического рубежа Киама/Иллава эта региозона примерно соответствует северодвинскому региоюрусу восточноевропейской шкалы и мидийскому тетической. Верхняя брахиоподовая региозона *Haydenella wilczeki* устанавливается в верхах формации Капп Старостин Шпицбергена (верхняя часть *Hovinden Mb.*) и в северо-восточной Гренландии (*Foldwick Creek Fm.*). В гренландском разрезе брахиоподы *H. wilczeki* (*Toula*) и *H. gefoensis* (Licharew) ассоциируют с аммоидеями *Cyclolobus kullingi* (Friebold). В разрезах Западной Австралии этот стратиграфический уровень представлен брахиоподовой региозоной *Waagenosconcha* (*Wimanosconcha*) *imperfecta*, ассоциирующей с аммоидеями *Cyclolobus persulcatus* Rothpletz. Присутствие рода *Cyclolobus*, характеризующего отложения, относящиеся преимущественно к джультинскому ярусу (Leonova, 2002), свидетельствует о возможности установления аналогов джультинского яруса как в Бореальной, так и в Нотальной климатических зонах. Данные о наличии в европейских разрезах нормально-морских

отложений, отвечающих чансинскому ярусу, отсутствуют. Присутствие *Cyclolobus*, а также брахиопод рода *Haydenella* в европейских бассейнах бореального типа свидетельствует о более тесных связях с Палеотетисом, чем представлялось традиционно. Возможно, это объясняется выравниванием палеогеографической обстановки в конце пермского периода, сопровождавшимся сокращением биогеографической дифференциации.

ВЫВОДЫ

С момента установления пермской системы и входящих в ее состав ярусных подразделений стратотипические разрезы ярусных подразделений ВЕШ играли и продолжают играть существенную роль как при сопоставлении с разрезами смежных, так и более отдаленных территорий. Оценка возможностей использования подразделений глобальной и восточноевропейской шкал в пределах различных климатических зон приводит к следующим выводам:

1. Ярусы предуральской подсистемы прослеживаются в пределах всех трех климатических зон, что отражено в решениях МПСРС. Для посткунгурских отложений наряду с МСШ целесообразно использование и ВЕШ. В зону действия последней входят посткунгурские полифациальные разрезы внетропических зон осадконакопления. Основу для зональной восточноевропейской шкалы наряду с аммоноидеями могут составить брахиоподы.

2. Ориентировка исключительно на данные по конодонтам сделала практически невозможным прослеживание не только границ, но и самих ярусных подразделений гваделупского отдела за пределами стратотипической области, а лопинского – за пределами Палеотетиса. Неоправданным является отказ от использования традиционных групп в качестве инструмента не только для внутривоскресенно-восточноевропейских корреляций.

3. Для обоснования нижней границы татарского отдела может быть успешно использован изохронный магнитостратиграфический рубеж Киама/Иллава, наблюдаемый повсеместно независимо от климатической, фациальной или иной принадлежности соответствующих отложений.

4. Рациональным представляется сохранение двучленного строения пермской шкалы, с выделением двух подсистем, с подразделением каждой из них на два отдела и присвоением как подсистемам, так и отделам собственных наименований. Такая шкала является предпочтительной с естественно-исторической точки зрения и более пропорциональной.

5. Использование только ТГСГ для формирования ярусной шкалы явно недостаточно. Обоснование ярусных подразделений международного стратиграфического стандарта должно сочетать в себе комплексную характеристику самих стратотипических и опорных разрезов, а также их границ. Шкала

может базироваться только на рациональном сочетании палеонтологических и иных методов исследования. Полноценный стандарт может быть разработан только с учетом характера изменения экосистем, как отражения глобальных биосферных процессов, и различных фациальных и биогеографических признаков, обеспечивающих достаточно надежные межрегиональные корреляции.

Пользуюсь случаем, чтобы выразить искреннюю признательность проф. Э.Я. Левену за ряд ценных замечаний и конструктивных предложений, высказанных в процессе рецензирования статьи. Публикация подготовлена при поддержке РФФИ (проект № 01-05-64113).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Биота востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми. М.: ГЕОС, 1998. 355 с.
- Богословская М.Ф. О верхней границе нижнего отдела пермской системы по материалам аммоноидей // Пермская система: вопросы стратиграфии и развития органического мира. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1988. С. 16–26.
- Богословская М.Ф. Аммоноидеи из пермских отложений Пай-Хоя и острова Вайгач // Палеонтол. журн. 1997. № 6. С. 23–28.
- Всероссийская конференция “Татарский ярус Европейской России: проблемы стратиграфии и корреляции с морской тетической шкалой”. М.: ГИН РАН, 2002. 49 с.
- Всероссийское совещание “Структура и статус восточноевропейской стратиграфической шкалы пермской системы, усовершенствование ярусного расчленения верхнего отдела пермской системы Общей стратиграфической шкалы”. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 2004. 86 с.
- Ганелин В.Г., Бяков А.С., Караваева Н.И. Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии. Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 194–209.
- Герасимов Н.П. Кунгурский ярус Камского Приуралья // Учен. зап. Пермск. ун-та. 1952. Т. 7. Вып. 1. С. 3–38.
- Головкинский Н.А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. Материалы по геологии России. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1869. Т. 1. 146 с.
- Голубев В.К. Ревизия казанского яруса Европейской России // IV Всероссийская конференция “Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии” М.: ПИН РАН, 2002. С. 39–40.
- Горский В.П. О целесообразности объединения кунгурского и уфимского ярусов в один ярус // Тез. докл. расширенного пленума МСК по пермской системе. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1973. С. 30–32.
- Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: Геос, 1998. 246 с.
- Грунт Т.А., Мальшева Е.О., Канев Г.П. и др. Прибрежно-морской разрез переходных уфимско-казанских отложений юго-восточного побережья п-ова Канин // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. М.: ГИН РАН, 2002. С. 137–139.
- Доклады Международного симпозиума “Верхнепермские стратотипы Поволжья”. М.: Геос, 1999. 380 с.

- Игнатъев В.И.* Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Ч. 1. Стратиграфия. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1962. 334 с.
- Карпинский А.П.* Геологические исследования в Оренбургском крае // Зап. Импер. СПб минералог. об-ва. 1874. Сер. 2. Ч. 9. С. 212–310.
- Клец А.Г., Будников И.В., Кутыгин Р.В. и др.* Опорный разрез пограничных отложений нижней и верхней перми Верхоянья и его корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 41–57.
- Котляр Г.В.* Опорные корреляционные уровни пермской системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 35–50.
- Краснопольский А.А.* Общая геологическая карта России. Лист 126 // Геологические исследования на западном склоне Урала. 1889. Тр. Геол. ком. Т. XI. № 1. 600 с.
- Ларионова Е.Н., Софроницкий П.А.* Геологический разрез палеозоя Полазнинско-Краснокамской антиклинали и Вятского вала // Сов. геология. 1939. Т. IX. № 3. С. 56–64.
- Левен Э.Я.* О возможностях использования глобальной ярусной шкалы пермской системы в пределах Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 2. С. 15–29.
- Левен Э.Я., Богословская М.Ф., Ганелин В.Г. и др.* Перестройка морской биоты в середине раннепермской эпохи // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 61–70.
- Левен Э.Я., Грунт Т.А., Линь Джин-дан и др.* Стратиграфия верхнепермских отложений района Джеси Хонгор (Северный Китай) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 5. С. 26–39.
- Леонova Т.Б., Дмитриев В.Ю.* Раннепермские амmonoидеи Юго-Восточного Памира // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1989. Т. 235. 198 с.
- Леонova Т.Б., Есаулова Н.К., Шиловский О.П.* Первая находка казанских амmonoидеи в Волго-Уральском регионе // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 4. С. 509–511.
- Лихарев Б.К.* О границах и основном делении пермской системы // Сов. геология. 1959. № 6. С. 13–29.
- Международный стратиграфический справочник. М.: ГЕОС, 2002. 38 с.
- Меморандум // Докл. Междунар. симпозиума “Верхнепермские стратотипы Поволжья”. М.: Геос, 1999. С. 13–16.
- Муравьев И.С.* Воркутский ярус пермской системы // Пермская система: вопросы стратиграфии и развития органического мира. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1988. С. 88–107.
- Мурчисон Р.И.* Геологические наблюдения в России: Письмо Р. Мурчисона к Г. Фишер фон Вальдгейму. Пер. поруч. Кокшарова // Геол. журн. 1841. Ч. 4. № 11, 12. С. 160–170.
- Наливкин В.Д.* Научные результаты Пермской конференции // Пробл. сов. геологии. № 7. 1937. С. 596–602.
- Наливкин В.Д.* Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии // Тр. Всес. нефт. и-и. геол.-разв. ин-та. 1949. Нов. сер. Вып. 46. 204 с.
- Нечаев А.В.* Казанский и уфимский ярусы пермской системы // Геол. вестник. 1915. Т. 1. № 1. С. 4–6.
- Нечаев А.В.* Верхнепермские отложения. Геология России. Петроград: Изд-во Геол. комитета, 1921. Т. II. Ч. V. Вып. 3. 126 с.
- Никитин С.Н.* Геологические наблюдения вдоль линии Самаро-Уфимской ж.д. Цехштейн и татарский ярус // Изв. Геол. ком. Т. VI. 1887. С. 225–248.
- Ноинский М.Э.* Краткий очерк истории изучения недр Татарской Республики // Геология и полезные ископаемые. Казань: Татиздат, 1932. Вып. 1. 327 с.
- Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 200 с.
- Палант И.Б.* О нижней и верхней границах уфимского яруса и его фаунистической характеристике // Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермь: Гостоптехиздат, 1962. С. 24–31.
- Раузер-Черноусова Д.М.* О фузулинидах и стратиграфии верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. Нов. сер. 1937. Т. 15. Вып. 5. С. 478–480.
- Раузер-Черноусова Д.М.* Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Сер. геол. 1940. Вып. 7. № 2. С. 37–104.
- Раузер-Черноусова Д.М.* Стратиграфия верхнекаменноугольных и артинских отложений Башкирского Приуралья // Тр. Ин-та геологии нефти АН СССР. Сер. геол. 1949. Вып. 105. № 35. С. 3–21.
- Решение пермской конференции, состоявшейся во ВНИГРИ 15–20 мая 1950 года. Л.: Гостоптехиздат, 1950. 12 с.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1965. 79 с.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Урала. М.: ВНИГРИ, 1961. 40 с.
- Решения совещания по уточнению унифицированных стратиграфических схем верхнего протерозоя и палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, состоявшегося в г. Москве при ВНИГРИ с 12 по 20 февраля 1960 г. М.: ВНИГРИ, 1962. 44 с.
- Руженцев В.Е.* Новые данные по стратиграфии каменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской и Актыобинской областей // Пробл. сов. геологии. 1936. Т. 6. № 6. С. 470–505.
- Руженцев В.Е.* Ассельский ярус пермской системы // Докл. АН СССР. 1954. Т. 99. № 6. С. 1079–1082.
- Степанов Д.Л.* О новом ярусе пермской системы в Арктике // Вест. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и географии. 1957. № 24. Вып. 5. 1957. С. 20–24.
- Стратиграфический кодекс. СПб: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.
- Стратиграфический словарь СССР. Карбон. Пермь. Л.: Недра, 1977. 535 с.
- Стратотипы и опорные разрезы верхней перми Поволжья и Прикамья. Казань: Экспoцентр, 1996. 539 с.
- Татарские отложения реки Сухоны. Саратов: Научная книга, 2001. 204 с.
- Тихвинская Е.И.* Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы (к 100-летию пермской системы 1841–1941). Т. 1 // Учен. зап. Казан. ун-та. 1946. Т. 106. Кн. 4. Геология. Вып. 16. Казань: Изд-во Казанск. ун-та. 354 с.
- Тихвинская Е.И., Чепиков К.Р.* Уфимский ярус // Геология СССР. Т. II: Поволжье и Прикамье. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1967. 871 с.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. // Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3–31.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала (докембрий и палеозой). Екате-

- ринбург: ОАО Уральская геолого-съёмочная экспедиция. 1993. 151 лист.
- Устрицкий В.И. О границе нижней и верхней перми в Печорском бассейне и в Арктике // Тр. НИИГА. Т. 114. 1960. С. 39–49.
- Форш Н.Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып. 92. 1955. 156 с.
- Фредерикс Г.Н. Заметка о стратиграфии пермских отложений восточной полосы Европейской России // Изв. Геол. ком. 1918. Т. 37. № 7, 8. С. 581–588.
- Фредерикс Г.Н. К вопросу о стратиграфии Уральской перми // Зап. Рос. минералог. об-ва. 1925. Вып. 1. Ч. 54. С. 26–36.
- Фредерикс Г.Н. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 200000. Лист О-40-XV NW // Тр. Гл. геол. развед. упр. 1931. Вып. 69. 30 с.
- Фредерикс Г.Н. Верхний палеозой западного склона Урала // Тр. Гл. геол. развед. упр. Вып. 106. 1932. 89 с.
- Черных В.В., Халымбаджа В.Г., Силантьев В.В. Представители рода *Kamagathus* gen. nov. (конодонты) из отложений казанского яруса Поволжья // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Ин-т геол. и геохимии УрО РАН, 2001. Вып. 6. С. 74–82.
- Чувашов Б.И. Кунгурский ярус пермской системы (Проблемы выделения и корреляции) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 10–38.
- Чувашов Б.И., Черных В.В., Богословская М.Ф. и др. Биостратиграфия пограничных артинско-кунгурских отложений западного Урала и Предуралья // Докл. Международ. симпозиума "Верхнепермские стратотипы Поволжья". М.: ГЕОС, 1999. С. 336–369.
- Чувашов Б.И., Черных В.В., Богословская М.Ф. Биостратиграфическая характеристика стратотипов ярусов нижней перми // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 4. С. 3–19.
- Штукенберг А.А. Общая геологическая карта России. Лист 138. Геологические исследования северо-западной части области 138-го листа // Тр. Геол. ком. 1890. Т. 4. № 2. 115 с.
- Штукенберг А.А. Общая геологическая карта России. Лист 127 // Тр. Геол. ком. 1898. Т. 16. № 1. 362 с.
- Archbold N.W. Correlations of the Western Australian Permian and Permian Ocean circulation Patterns // The Permian System: Stratigraphy, Palaeogeography, Resources. Australia: Deakin University, 1997. P. 85–106.
- Chalimbajda V.G., Silantiev V.V. Conodonts from the Upper Permian of European Russia. Proc. of International Symposium "Upper Permian Stratotypes of the Volga Region". M.: Geos, 1999. P. 336–369.
- Davydov V.I., Glenister B.F., Spinosa C. et al. Proposal of Aidaralash as GSSP for the base of the Permian System // Permophiles. 1995. № 26. P. 1–9.
- Furnish W.M., Glenister B.F. Permian ammonoid *Cyclolobus* from the Salt Range, West Pakistan // Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan. Spec. Publ. Kansas Univ. 1970. № 4. P. 153–175.
- Girty G.H. The Guadalupian fauna. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 58. 1908. 651 p.
- Grunt T. Permian brachiopod assemblages of the European basins: biogeographical and biostratigraphical aspects. XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Abstracts. Netherlands: Universiteit Utrecht, 2003. P. 190–193.
- Grunt T., Molostovsky E., Burov B. et al. Alternative Proposal of International Standard References for the Middle and Late Permian Series // Permophiles. 1999. № 35. P. 25–26.
- Haag M., Heller F. Late Permian to Early Triassic magnetostratigraphy // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. № 107. P. 42–54.
- Jin Yugan, Wardlaw B., Glenister B.F. et al. Permian chronostratigraphic subdivisions // Episodes. 1997. V. 20. № 1. P. 10–15.
- Kayser E. Obercarbonische fauna von Loping // Ed. Richthofen, China. 4. 1883. P. 194–195.
- Kotlyar G.V. Kungurian and Ufimian of the Boreal Realm: their boundaries, subdivision and correlation // Carboniferous and Permian of the World: XIV ICCP Proc. 2002. Mem. 19. P. 736–752.
- Lapparent A. Traité de géologie. Fasc. 2. Paris. 1900. P. 591–1237.
- Leven E.Ja. The division of the Permian System at a series level // Permophiles. № 21. 1992. P. 8–10.
- Leven E.Ja. The Mid-Early Permian transgression and regression of the Tethys // Mem. Can. Soc. Pet. Geol. 1994. V. 17. P. 233–239.
- Leven E.Ja. The Permian stratigraphy and fusulinids of the Tethys // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 2003. V. 109. № 2. P. 267–280.
- Leonova T.B. Permian Ammonoids: Classification and Phylogeny // Paleontol. j. 2002. V. 36. Suppl. 1. 114 p.
- Manning M. A Permian Time scale 2000 and correlation of marine and continental sequences using the Illawara reversal (265 MA) // Ann. Mus. Civ. Sc. Nat. Brescia. 2001. № 25. 2001. P. 355–362.
- Metcalfe I., Mundil R. Age of the Permian–Triassic Boundary and Mass Extinction // Permophiles. 2001. № 39. P. 11–12.
- Murchison R.I., de Verneuil E., von Keyserling A. The Geology of Russia in Europe and the Ural Mountains. V. I. Geology. London: John Murray; Paris: P. Bertrand. 1845. 700 p.
- Nakamura K., Tazawa J., Kumon F. Permian brachiopods of the Kapp Starostin Formation. Investigations of the Upper carboniferous – Upper Permian Succession of West Spitsbergen 1989–1991. Hokkaido University, Supporo. 1992. P. 77–95.
- Palmieri V., Foster C.B., Bondareva E.V. First record of shared species of Late Permian small foraminiferids in Australia and Russia: correlations and plate reconstructions // Journ. of Austral. Geol. and Geophys. 1994. V. 15 № 3. P. 359–365.
- Remane J., Bassett M.G., Cowie J.W. et al. Guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS) // Permophiles. 1996. № 29. P. 25–30.
- Schenck H.G., Childs T.S. Stratigraphic nomenclature // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1941. V. 25. № 12. P. 2195–2205.
- Wardlaw B. Notes from the SPS Chair // Permophiles. 1999. № 35. P. 1–3.
- Wardlaw B., Glenister B., Spinosa C. Vote on Guadalupian and its Component Stages as International Standard for the Middle Permian // Permophiles. 1999. № 35. P. 4.
- Zhao J.K., Sheng J.Z., Yao Z.Q. et al. The Changhsingian and Permian–Triassic boundary of South China // Bull. Nanjing Inst. Geol. and Palaeontol. Acad. Sinica. 1981. № 2. 112 p.
- Yugan Jin, Henderson Ch. M., Wardlaw B. et al. Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Guadalupian–Lopingian boundary. Base-Lopingian GSSP. Proposal. GSSP Proposal of the Subcommission on Permian Stratigraphy. January 16, 2003. 11 p.

Рецензенты Э.Я. Левен, А.С. Алексеев

УДК 550.384:551.736.3

МАГНИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ

© 2005 г. Э. А. Молостовский

Научно-исследовательский институт геологии Саратовского госуниверситета, Саратов

Поступила в редакцию 28.05.2003 г., получена после доработки 28.10.2003 г.

Проблема корреляции морских и континентальных формаций верхней перми в известной мере может решаться на основе магнитостратиграфической шкалы. Наиболее перспективна в этом плане пермская часть гиперзоны Иллаварра с ее закономерным чередованием магнитозон прямой и обратной полярности. В статье проанализированы схемы палеомагнитного расчленения верхней перми Европейской России, Германии, Восточной Сибири, Северо-Востока России, Приморья, Закавказья, Памира, Ирана, Пакистана, Южного Китая, Австралии и США. Оценена их представительность, предложены опорные разрезы морских и континентальных формаций, пригодных для роли палеомагнитного стандарта. На основе палеомагнитной зональности установлено соответствие верхнетатарского подъяруса стратотипической области верхнему и верхам среднего отделов перми Международной (морской) шкалы. Вятский горизонт близок по объему чансинскому ярусу, северодвинский отвечает вучьяпинскому ярусу и верхней половине кэптена.

Ключевые слова. Магнитостратиграфия, полярность, магнитозона, инверсия, палеомагнетизм.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Сопоставление верхнепермских отложений Общей (Восточно-Европейской) шкалы с морскими формациями – одна из наиболее сложных проблем стратиграфии пермской системы. Ее решению во многом способствовали недавние находки аммонитов и конодонтов в Поволжье, которые создали реальные предпосылки для прямой корреляции казанского яруса с роудским и вордским ярусами Международной стратиграфической шкалы (Силантьев, Халымбаджа, 1998; Леонова, 2002).

Более сложна ситуация с красноцветной формацией татарского возраста, несмотря на ее детальную и разностороннюю палеонтологическую характеристику. Попытки опознания аналогов татарского яруса в континентальных отложениях удаленных геологических провинций предпринимались неоднократно с использованием фауны тетрапод, остракод, палеофлоры и палинологических данных (Очев, Сурков, 2002; Молостовская, 2002; Есаулова и др., 1996; Дуранте, Пухонто, 1999, 2002; Голубев, 1999 и др.). Эти сопоставления существенно расширили географию татарского яруса, но не могли обеспечить корреляцию его подразделений с “морскими” ярусами Международной шкалы.

В настоящее время подобная корреляция на палеонтологической основе неосуществима из-за отсутствия опорных разрезов с совместными местонахождениями морских и континентальных ископаемых. Опосредованные сопоставления, видимо, возможны через глобальные событийные

уровни, но это направление еще практически не разработано.

В сложившихся обстоятельствах вполне понятен интерес исследователей к палеомагнитной шкале, ввиду практической изохронности инверсионных границ и независимости магнитозон от литологии и фаций. Основной интерес для дальних корреляций представляет пермская часть гиперзоны Иллаварра с ее переменной полярностью.

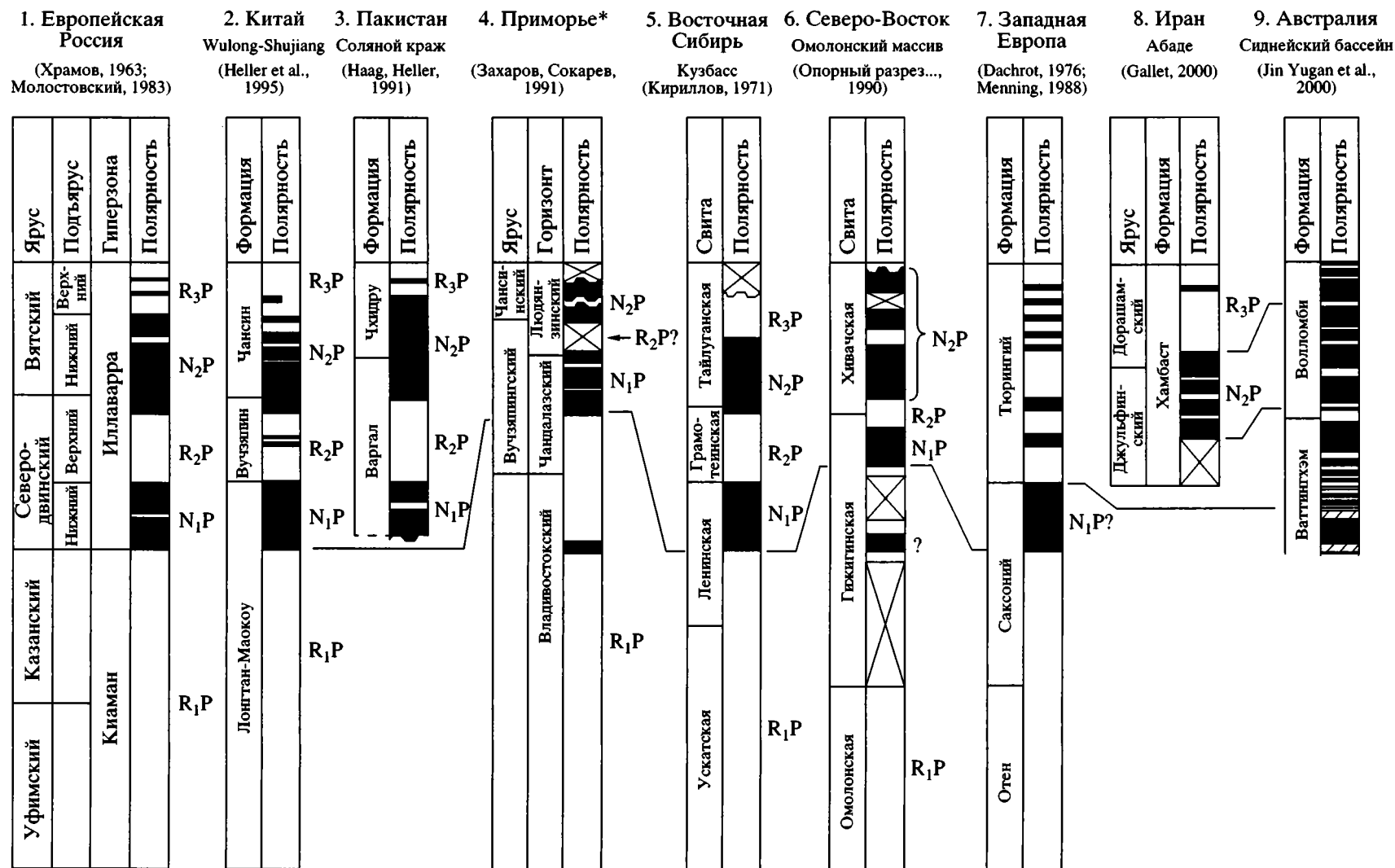
В два последние десятилетия палеомагнитные данные стали широко использоваться в стратиграфии перми, однако не все построения на их основе оказались корректными из-за сомнительных, а порой, и просто непригодных определений. Эти просчеты во многом обусловлены отсутствием обобщающих работ, посвященных оценке достоверности и надежности опорных палеомагнитных разрезов и региональных магнитостратиграфических схем.

Основная задача настоящей статьи – сравнительный анализ наиболее представительных палеомагнитных материалов по ряду геологических провинций, выбор эталонных разрезов для континентальных и морских формаций с целью их корреляции на основе магнитной зональности.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СХЕМЫ МАГНИТНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Европейская часть России

Верхняя пермь стратотипической области представлена мощной пестроцветной формацией,



Трансрегиональная палеомагнитная корреляция отложений верхней перми. 4* – с исправлениями. Индексация магнитозон дана в авторской интерпретации.

палеомагнитное изучение которой началось в конце 50-х годов XX века. Первые сведения о характере ее магнитной зональности получены А.Н. Храмовым (1963), магнитостратиграфическая схема которого была подтверждена при последующих исследованиях (Молостовский, 1970; Боронин, Буров, 1973, 1977 и др.).

Каркас верхнепермской палеомагнитной шкалы составляют гиперзоны R-Киаман и NR-Иллаварра. Первая охватывает уфимский и казанский ярусы плюс нижнетатарский подъярус (верхнетатарский подъярус относится к гиперзоне Иллаварра). Граница гиперзон практически совпадает с границей подъярусов.

Пермская часть гиперзоны Иллаварра включает снизу вверх четыре ортозоны: N_1P , R_2P , N_2P и R_3P . Нижние две зоны отвечают северодвинскому горизонту, зоны N_2P и R_3P – вятскому (Храмов, 1963; Молостовский, 1983 и др.). Несколько осложняющих суб- и микрозон не нарушают основную структуру шкалы, которая более сорока лет остается неизменной в своей основе (рисунок).

В последнее время Б.В. Буров (2002) предложил перевести в ранг ортозон две субзоны из ортозоны R_3P , но это предложение остается пока лишь в рамках обсуждения. В 70–80-х годах прошлого столетия в специальной литературе приводились многочисленные описания зоны переменной полярности (NRP) на рубеже Киаман–Иллаварра (Боронин, Буров, 1973, 1977). Впоследствии зона NRP была введена в региональную унифицированную схему верхней перми, однако при последующих детальных исследованиях она нигде не нашла подтверждения и в итоге была поставлена под сомнение в том числе самими авторами (Пермская система..., 1991; Стратотипический разрез..., 2001; Нургалиев и др., 1998).

Магнитостратиграфическую схему Русской плиты дополняют палеомагнитные определения верхнепермских отложений полуострова Адмиралтейский на Новой Земле, где обследовались верхняя часть шадровской и низы седояхской свит (Гуревич, Слауцитайс, 1988).

В шадровской свите задокументированы два разобщенных интервала прямой намагниченности, низы седояхской свиты намагничены обратно. Эти данные предполагают позднеатарский возраст свит, но из-за отсутствия необходимых палеонтологических данных точная индексация ново-земельских магнитозон весьма затруднительна. Установленные здесь сочетания палеомагнитных последовательностей в равной мере могут быть образованы как зонами $N_1P + R_2P$, так и $N_2P + R_3P$.

В целом же региональная магнитостратиграфическая схема верхнепермских отложений Европейской России находится вне конкуренции по полноте и надежности обоснования. Ее ортозоны прослежены во многих десятках разрезов от Юж-

ного Приуралья до Арктики. В процессе комплексных исследований проведена увязка палеомагнитных и геологических границ, а в последние годы все ортозоны сопоставлены с зонами по ортокодам, тетраподам и ихтиофауне. Для основных структурно-фациальных зон составлены местные схемы магнитной зональности и проведена их детальная корреляция (Молостовский, 1983; Молостовский и др., 2002). Эталонное значение для этих построений имеет разрез татарского яруса р. Сухоны (Татарские отложения..., 2001). Высокий уровень палеомагнитного и палеонтологического обеспечения опорных разрезов дает основание рассматривать магнитостратиграфическую схему верхней перми Европейской России в качестве глобального палеомагнитного стандарта.

Западная Европа

Палеомагнитные исследования в Западной Европе велись преимущественно в пределах Германского поля пермо-триаса (Nairn, 1960; Dachrot, 1976; Menning, 1984, 1988). В Южной Германии изучены разрезы отена, саксония и цехштейна (тюрингия). Отложения отена и большей части саксония с их устойчивой обратной намагниченностью всеми авторами однозначно отнесены к гиперзоне Киаман. Граница гиперзон Киаман – Иллаварра проводится В. Дахротом по подошве верхних крейцнахских слоев, обладающих прямой остаточной намагниченностью. Основание этой крупной N-зоны в верхнем саксонии принимается в качестве границы и М. Меннингом.

Гиперзона Иллаварра (Permo-Triassic Mixed superchone в терминологии М. Меннинга) охватывает весь цехштейн и продолжается в пестром песчанике нижнего триаса. В пределах цехштейна намечается чередование более 15 узких разнополярных интервалов. Эта цифра достаточно условна, так как получена суммированием мелких разобщенных разрезов с весьма приблизительными стратиграфическими соотношениями. Точное число магнитозон в цехштейне не установлено, тем более, что здесь не исключено фиктивное дробление шкалы за счет вторичного перемагничивания части пород.

Ранжирование магнитозон германского поля перми не производилось, вследствие чего гиперзона Иллаварра в ее настоящем виде здесь практически не структурирована. В первом приближении в ней намечаются аналоги ортозон N_1P и R_3P , в верхах саксония и цехштейна соответственно, но в целом дальняя корреляция возможна лишь на уровне гиперзон Киаман–Иллаварра (рисунок).

Восточная Сибирь

Основные сведения о палеомагнетизме пермских отложений этого региона получены в 60–70-х годах прошлого века В.П. Апариным и В.М. Кирилловым при изучении угленосной толщи Кузнецкого бассейна. Оба автора обозначили в разрезе гиперзоны Киаман и Иллаварра, но разошлись в определении их границы. В.П. Апарин (1966, 1970) сначала поместил ее в средней части ускатской свиты, но затем сместил к ее основанию. В.М. Кириллов (1971), напротив, поднял границу Киаман–Иллаварра в среднюю часть вышележащей ленинской свиты, и эти расхождения в свое время стали основной причиной скептических оценок палеомагнитных определений по Кузбассу (Молостовский, 1983). Кроме того, настораживало значительное перемагничивание части пород угленосной серии, установленное работой И.А. Зоткевича с соавторами (1970).

Естественно, что палеомагнитные определения по Кузбассу должны приниматься с известной осторожностью и в неопровержимом контексте с данными биостратиграфии. В этом смысле наиболее приемлемой представляется схема В.М. Кириллова (1971), которая вполне согласуется с современными представлениями палеофлористов и микропалеонтологов. В частности, М.В. Дуранте и С.К. Пухонто (1999) указывают на сильное изменение в составе пермской палеофлоры (исчезновение *Rufioria* и доминантное развитие сульцивых кордаитов) в средней части ленинской свиты. Этот рубеж сопоставляется со среднетатарским флористическим событием на Русской плите – сменой филадодермового комплекса татариновым.

Исходя из этих соображений, можно оперировать при корреляциях схемой В.М. Кириллова (1971) и предполагать полный набор верхнетатарских магнитозон в разрезе Кузбасса (рисунок). В таком варианте верхняя часть ленинской и грамотеинской свиты (зоны $N_1P + R_2P$) должны соответствовать северодвинскому горизонту, а тайлуганская свита ($N_2P + R_3P$) – вятскому. Подобная интерпретация палеомагнитного разреза вполне согласуется с выводами И.И. Молостовской (2002) о присутствии остракод вятского облика в тайлуганской свите.

Северо-Восток России. Омолонский массив

Н.В. Ложкиной (Опорный разрез..., 1990) в бассейне р. Хивач, в опорном разрезе ручья Водопадного, обследованы омолонская, верхняя часть гижигинской и хивачская свиты. Граница гиперзон Киаман–Иллаварра проведена автором в верхней части гижигинской свиты в основании относительно крупной N зоны, которая в пределах хивачской свиты дополняется зонами обратной и прямой намагниченности. Последовательность из трех зон: N , R , Ng позволяет предполагать их соот-

ветствие верхнетатарскому подъярису и указывает в то же время на неполноту омолонского разреза, где отсутствует верхневятская зона R_3P , венчающая разрез Русской плиты (рисунок).

Предлагаемый вариант индексации магнитозон (N_1P , R_2P и Ng_2P) следует принимать как предположительный из-за отсутствия разрезов дублеров и широко проявленных на Омолонском массиве процессов термального перемагничивания пород. Тем не менее, он во многом совпадает с современными представлениями о возрасте гижигинской и хивачской свит и их соотношении с северодвинским и вятским ярусами Восточно-Европейской шкалы (Ганелин, 2002).

Южное Приморье

А.Н. Сокарев (Захаров, Сокарев, 1991) обследовал в окрестностях Владивостока людянзинский, чандалазский и владивостокский горизонты. Владивостокский горизонт представлен 500-метровой вулканогенно-осадочной толщей, сходной по флористическим остаткам с казанским ярусом стратотипической области, а по гониматитам с мургабским и низами мидийского ярусов тетической схемы. Чандалазский горизонт, сложенный терригенной толщей, по составу брахиопод, конодонтов и фораминифер эквивалентен среднему и верхнему мидию. Людянзинский горизонт по палеонтологической характеристике сопоставляется с джультимским и дорашамским ярусами. В дальнейшем Г.В. Котляр (1999) указала на чансинский возраст верхней части людянзинского горизонта. Палеомагнитными определениями достаточно полно охарактеризован лишь владивостокский горизонт, в чандалазском имеются пропуски в отборе образцов, а людянзинский горизонт опробован фрагментарно в мелких разрозненных обнажениях.

В схеме А.Н. Сокарева граница гиперзон Киаман–Иллаварра маркирована узким интервалом прямой намагниченности в средней части владивостокского горизонта, сопоставленным с ортозоной N_1P Российской шкалы. В такой интерпретации вышележащий мощный R -интервал в объеме верхневладивостокского и нижнечандалазского подгоризонтов должен соответствовать верхнесеверодвинской зоне R_2P . Однако подобный вывод не согласуется с палеонтологическими данными о казанско-мургабском возрасте владивостокского горизонта. Кроме того, он явно не вписывается и в морфологию палеомагнитной шкалы, что заставляет предполагать неправомерную идентификацию локального эпизода в гиперзоне Киаман с верхнетатарским ортохроном N_1P Российской шкалы.

Судя по общей структуре палеомагнитного разреза и данным биостратиграфии, граница гиперзон Киаман–Иллаварра должна проходить приблизительно в средней части чандалазского

горизонта (рисунок). Верхнечандалазский подгоризонт с его устойчивой прямой намагниченностью в таком случае должен соответствовать зоне N_1P основания гиперзоны Иллаварра, а нижний подгоризонт венчать гиперзону Киаман.

Несколько разрозненных интервалов прямой намагниченности из людянзинского горизонта являются, видимо, фрагментами вятской зоны N_2P . Аналоги зон R_2P и R_3P в палеомагнитной колонке Приморья достоверно не установлены, что может быть обусловлено неполнотой разреза, пропусками в опробовании или же палеомагнитной нестабильностью части пород.

Азербайджан, Памир, Иран

Впервые палеомагнитное опробование верхней перми Закавказья было проведено в 1969 г. Э.А. Молостовским в разрезах Дорашам-2 и Ахура. В 1973 г. А.Н. Храмовым, Э.А. Молостовским и др. была собрана дополнительная коллекция в разрезе Авуш. После лабораторной обработки эти коллекции были признаны непригодными для палеомагнитных определений из-за массового перемагничивания пород.

В 70–80-х годах прошлого века палеомагнитные исследования в Закавказье и на Памире были продолжены и завершились созданием сводной палеомагнитной колонки тетической перми. При ее сопоставлении с эталонной схемой Русской плиты основным репером служила инверсия Киаман–Иллаварра, которую в разрезах Тетической области сопоставили с основанием мидия (Котляр и др., 1984; Давыдов и др., 1982; Захаров, Сокарев, 1991).

Поскольку пермская часть зоны Иллаварра в континентальных формациях отвечает верхнетатарскому подъярису, то аналогом последнего в морских формациях Тетиса стали считаться мидийский и джувльфинский ярусы. Исходя из разного числа магнитозон на Русской плите и Закавказье, М.В. Котляр, А.Н. Сокарев и ряд других исследователей пришли к выводу об отсутствии в разрезе верхней перми стратотипической области аналогов дорашамского яруса почти в полном его объеме (Котляр и др., 1984; Захаров, Сокарев, 1991; Давыдов и др., 1982).

Вопрос о качестве палеомагнитных определений по Памиру и Закавказью обсуждался Б.В. Буровым и др. (1996) и Э.А. Молостовским (1996), которые независимо пришли к выводу, что сводные палеомагнитные колонки этих районов не обоснованы из-за массового перемагничивания пород. Большинство магнитозон выделено лишь по 1–2 образцам, в части разрезов пригодными для определений оказалось не более 1–3 штучков, а сводная колонка А.Н. Сокарева вообще составлена всего лишь по 9 образцам.

По сути дела здесь удалось получить лишь некую совокупность разрозненных палеомагнитных

образцов, рассеянных по стратиграфическим разрезам. Как следствие, мелкие фрагменты магнитозон не поддаются ранжированию, а их границы интерполировались произвольно. При такой фактической основе сопоставление Кавказско-Памирской схемы с палеомагнитным разрезом Европейской России лишено реального смысла, равно как и все заключения об отсутствии терминальной перми на Русской плите, основанные на этих сопоставлениях.

Более интересная информация о палеомагнетизме верхней перми Тетической области была получена Ю. Галлетом с соавторами (Gallet et al., 2000) в разрезе Абаде Центрального Ирана, где изучалась формация Хамбаст. В магнитостратиграфической колонке выделены две зоны. Верхняя зона обратной полярности охватывает большую часть дорашамского яруса, нижняя N_g зона объединяет низы дорашамского и верхнюю часть джувльфинского ярусов. Судя по стратиграфическому положению, магнитозоны Абаде эквивалентны вятским зонам N_2P и R_3P Российской шкалы (рисунок). Авторами предполагается, что джувльфинский ярус продолжается и в подстилающей R -зоне (R_2P), однако точное положение его нижней границы в палеомагнитной шкале не установлено (Gallet et al., 2000).

Пакистан. Южный Китай

М. Хааг и Ф. Хеллер (Haag, Heller, 1991) на Соляном кряже составили магнитостратиграфический разрез морских формаций Варгал и Чхидру суммарной мощностью около 210 м. Установлено отчетливое чередование четырех крупных магнитозон мощностью от 20 до 70 м (рисунок). Поскольку разрез начинается снизу зоной прямой намагниченности, то вся палеомагнитная последовательность вполне обосновано была причислена авторами к верхнепермской части гиперзоны Иллаварра.

Ориентируясь на биостратиграфические схемы Ван Эйзинга, Кюммела и Бауда (см. Haag, Heller, 1991), авторы пришли к выводу о мургабском возрасте формации Варгал и обозначили границу гиперзон Киаман–Иллаварра близ основания верхней перми, т.е. более чем на два яруса ниже, чем в разрезе Русской плиты. Поскольку подобная асинхронность исключается самой природой инверсионной границы, то более правомерно было бы ставить вопрос о достоверности использованных биостратиграфических схем. Согласно представлениям (Котляр и др., 1999; Gallet et al., 2000) формация Варгал причисляется к верхам кэптенского яруса, что практически снимает вопрос о мнимом противоречии российской и пакистанской магнитостратиграфических схем.

Наиболее полно в Тетической области изучены пермские морские формации Южного Китая, где в ряде хорошо охарактеризованных палеонтологически опорных разрезов выявлена однотипная последовательность чередования крупных зон прямой и обратной полярности (Haag et al., 1991; Heller

et al., 1995; Steiner et al., 1989). Структурно южно-китайский палеомагнитный разрез идентичен разрезу Европейской России. Он начинается снизу крупной R зоной, охватывающей низы формаций Лонгтан и Маукоу, выше следует чередование четырех разнополярных зон: N, R, Nr и R (рисунок). Аналогичная последовательность в распределении магнитозон по шкале времени фиксируется и в верхнетатарском подъярусе Русской плиты.

Юго-Запад США

Палеомагнитное изучение пермских и триасовых отложений США началось в 60-х годах. На первых стадиях исследований здесь были обозначены гиперзоны Киаман и Иллаварра, но точное положение их границы до сих пор не установлено.

В морской перми зафиксирована устойчивая обратная намагниченность формаций Дог Крикс и Блейн среднего и верхнего ворда и формации Марлоу нижнего кэптана. Узкие интервалы прямой намагниченности были обнаружены в формации Япетс среднего кэптана и нижней части формации Очоа. Д. Петерсон и А. Нейерн (Peterson, Naïern 1971) весь пермский комплекс США отнесли к гиперзоне Киаман, а узкие N-интервалы в верхах Гваделупия классифицировали как следы кратковременных переполюсовок. Предполагалось, что зона Киаман продолжается вверх по шкале в морских триасовых формациях Динвуд и Гуз Эгг и захватывает нижнюю треть вышележащих красноцветных формаций Чагуотер и Моункопи. В соответствии с этими представлениями В. МакМахон и Д. Стренджвей (McMachon, Strangway, 1968) и С. Хелсли (Helsley, 1960) провели границу Киаман–Иллаварра внутри нижнего триаса США и пришли к выводу о несопоставимости палеомагнитных схем Европейской России и Юго-Запада США.

В ином ключе эти данные интерпретировались А.Н. Храмовым (Палеомагнетизм палеозоя, 1974) и Э.А. Молостовским (1983), которые сопоставили N-зоны Гваделупия и Очоа с верхнетатарскими зонами Русской плиты. Эта интерпретация сняла вопрос о несопоставимости региональных магнитостратиграфических схем, но отнюдь не решила проблему положения границы Киаман–Иллаварра в пермском разрезе США. В настоящее время ее помещают в среднюю часть кэптана, в его основание, а иногда опускают в ворд (Menning, 1986, 1988; Котляр и др., 1999; Wan Xiangdong и др., 1998). Из-за литологических особенностей местных разрезов все эти варианты весьма проблематичны, так как верхи Гваделупия и Очоа сложены малопригодными для палеомагнитных определений доломитами, гипсами, загипсованными глинами, песками и каменной солью. Отсюда возможны и пропуски магнитозон, их фиктивное дробление и искажение структуры шкалы.

В морфологии палеомагнитных колонок верхнего Гваделупия и Очоа мало сходства с магнитостратиграфической схемой верхнетатарского подъяруса Европейской России. Чередованием узких разрозненных интервалов прямой и обратной полярности они напоминают более разрезы цехштейна и верхней перми Закавказья и Памира.

Структурирование шкалы и достоверное выделение ортозон на этом материале практически исключено, и давние выводы о палеомагнитном соответствии верхнего Гваделупия и Очоа верхнетатарскому подъярусу (Палеомагнетизм палеозоя, 1974; Молостовский, 1983) в контексте современных представлений должны рассматриваться как сугубо предположительные.

Б.В. Буров (2002) провел рекогносцировочное изучение слоев Ламар и Манзанита в Западном Техасе. Слои Манзанита завершают разрез вордского яруса, слои Ламар слагают верхи кэптенского. В слоях Ламар установлены две мощные магнитозоны – нижняя прямой и верхняя обратной полярности. Если рассматривать их в качестве аналогов зон N₁P и R₂P, то можно предположить, что основание гиперзоны Иллаварра находится внутри кэптана. Однако в интерпретации Б.В. Букова (2002) бизональный кэптен сопоставляется с вятским горизонтом, поэтому граница Киаман–Иллаварра в такой версии должна находиться уже внутри ворда. Следует иметь в виду, что эти данные носят все же предварительный характер и не дают пока четкого представления о положении границы Киаман–Иллаварра.

Австралия

Основные магнитостратоны пермской системы установлены впервые на Австралийском континенте в 60-х годах. Верхняя морская серия Нового Южного Уэльса, сложенная породами с устойчивой обратной намагниченностью, была выделена Е. Ирвингом в единую магнитозону R-Киаман длительностью около 70 млн. лет. Стратиграфически она объединила верхний карбон и почти всю пермь, и лишь в перекрывающих верхнепермских вулканитах серии Геррингонг была задокументирована смена магнитной полярности. Инверсия получила наименование Иллаварра, но ее значение в палеомагнитной шкале и истории магнитного поля в тот время не могло получить еще должной оценки (Irving, 1964).

А.Н. Храмов (1967) распространил это наименование на крупный интервал переменной полярности, эквивалентный верхнетатарскому подъярусу и всему нижнему триасу, в дальнейшем указанные подразделения вошли в магнитостратиграфическую шкалу фанерозоя как гиперзоны R-Киаман и NR-Иллаварра (Молостовский и др., 1976). Гиперзона Иллаварра в страторегионе наиболее полно изучена в разрезах верхнепермской угленосной толщи восточной Австра-

лии, подразделенной на формации Виттингхем и Волломби. Судя по колонке Х. Теввенаута с соавторами, приведенной в работе Джин Югана (Jin Yugan et al., 2000), угленосная толща имеет сложную магнитную зональность.

В нижней части палеомагнитной колонки, равной средней части формации Виттингхем, преобладают породы с обратной остаточной намагниченностью, на фоне которой выделяются до пяти подчиненных N-зон. Большая часть угленосной толщи, включающая верхи формации Виттингхем и всю формацию Волломби, характеризуется в основном прямой полярностью, осложненной многочисленными (до 10) узкими субзонами обратного знака (рисунок).

Джин Юган (Jin Yugan et al., 2000) на основе этих данных сопоставляет угленосную верхнюю пермь Австралии с верхнетатарским подъярусом, но его детальная корреляция на уровне ортозон представляется весьма произвольной. Настораживает аномальный объем верхнего интервала доминирующей прямой намагниченности, равно по объему, как минимум, 2–3 ортозонам верхнетатарской колонки, и обилие мелких осложняющих зон, не свойственных наиболее надежным разрезам России, Пакистана и Южного Китая. Учитывая печальный опыт палеомагнитных исследований в угленосной толще Кузбасса, следует иметь в виду возможность перемагничивания аналогичных пород в разрезах восточной Австралии. В этой связи явно неприемлемым выглядит выбор австралийского разреза в качестве палеомагнитного стандарта (Jin Yugan et al., 2000).

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ

За полувековую историю палеомагнитного изучения верхней перми собран значительный, но крайне неравнозначный по информативности материал. Тем не менее, он оказался вполне достаточным для выбора мировых палеомагнитных стандартов и внес известную ясность в ряд спорных вопросов стратиграфии пермской системы.

Для континентальных формаций на роль эталона наиболее предпочтительна магнитостратиграфическая схема Европейской России, для морских – южнокитайские опорные разрезы Linschui, Wulong и разрез Соляного Кряжа. Их полнота, разносторонняя палеонтологическая характеристика в сочетании со сходной магнитозональной структурой создают надежный палеомагнитный каркас, вполне пригодный для дальних корреляций на уровне ортозон. Их существенным дополнением служат палеомагнитные разрезы Пакистана, Ирана, Южного Приморья и ряд разрезов Южного Китая.

Менее надежны сводные колонки Северо-Востока, Кузбасса, Центральной Европы, Австралии

и США, которые требуют дополнительного изучения. В них обозначен, иногда весьма приближенно, главный реперный уровень – инверсия Киаман–Иллаварра, но более детальные корреляции на уровне ортозон в известной мере условны или невозможны из-за недостаточной информации о внутренней структуре гиперзоны Иллаварра.








При анализе публикаций обращает на себя внимание несогласованность представлений о стратиграфическом положении основного палеомагнитного рубежа пермской шкалы – границы гиперзон Киаман–Иллаварра. В Европейской России она установлена в середине татарского яруса, что в целом вполне согласуется с ее положением в разрезе Южного Китая – под основанием вучзяпинского яруса верхней перми (Храмов, 1963; Молостовский, 1983; Heller et al., 1995). С другой стороны, на основе явно устаревших представлений о соотношении ярусов ВЕСШ с подразделениями тетической перми, эту границу опускают в низы уфимского яруса. Аналогичная точка зрения высказана Эмблетоном с соавторами (Jin Yugan et al., 2000).

В разрезах Юго-Запада США из-за низкого качества палеомагнитного материала ее фиксируют на разных уровнях средней перми – от верхней половины кэптена, до низов ворда (Jin Yugan et al., 1997; Menning, 1998). В Центральном Тетисе инверсию Киаман–Иллаварра помещают в среднюю часть мидия (Котляр и др., 1984) или в его основание (Грунт, 1998). Однако из-за почти повсеместного перемагничивания верхнепермских отложений Памира и Закавказья эта граница здесь фактологически не обоснована.

Столь обширный спектр мнений по одному из ключевых вопросов стратиграфии верхней перми – это явная научная аномалия, обусловленная некритическим использованием ненадежных или полностью непригодных палеомагнитных данных без их сравнительного анализа и предварительной сепарации.

Важно заметить, что при всех недоработках и ограничениях палеомагнитные данные внесли несомненный прогресс в современную стратиграфию пермской системы и сыграли немалую роль в решении ряда ключевых проблем. Материалы по магнитной зональности совместно с данными биостратиграфии в полной мере были использованы для обоснования глобального характера среднетатарского события и кардинального пересмотра номенклатуры верхнепермской шкалы. На этом основании было сформулировано предложение о выделении верхнетатарского подъяруса в самостоятельный (татарский) отдел пермской системы в составе северодвинского и вятского ярусов (Молостовский и др., 2002). Это предложение было отражено в решениях Всероссийского совещания по стратиграфии татарского яруса (Москва, 2002) и Всероссийского совещания по стратиграфии верхней перми (Казань, 2004). Оба совещания

Сопоставление Общей (Восточно-Европейской) и Международной (морской) стратиграфических шкал на основе магнитной зональности

Общая (Восточно-Европейская) шкала											Морская шкала тепловодной зоны (Jin Yugan et al., 1997)			(Heller et al., 1988, 1995)						
Палеомагнитные зоны (Храмов, 1963; Молостовский, 1983)				Зональные схемы									Зональные схемы			Формация	Полярность	Гиперзона		
				Остракоды (Молостовская, 1999)			Ихтиофауна (Миних, Миних, 1999)			Тетраподы (Голубев, 1997)									Аммониты	Конодонты
Гиперзона	Полярность	Ортозона	Ярус	Супер- комплексы	Надзоны	Зоны	Супер- комплексы	Зоны	Подзоны	Супер- комплексы	Надзоны	Зоны	Ярус	Чансин	Вучаяпин	Кэпигтен	Ворд	Родд		
Иллаварра		R ₃ P	Вятский	Сухонеллинидный	Wjatcellina- Suchonella	Wjatcellina fragiloides – Suchonella typica	Тойемиевый	Toyemia blumen- talis	Toyemia blumentalis – Isadia aristoviensis	Териодонтовый	Archosaurus rossicus	Seutosaurus karpinskii	Чансин	Pseudotirolites Paratirolites – Shevyrevites Iranites – Phiso- nites	Clarkina changxin- gensis C. subcarinata	Palaeofusulina sinensis				
	Wjatcellina fragilina – Dvinella cyrta	Toyemia blumentalis – Strelnia certa				Seutosaurus														
		N ₂ P	Северодвинский		Suchonellina- Prasuchonella	Suchonellina inomata – Prasuchonella stelmachovi		Toyemia tverdochlebovi	Toyemia tverdochlebovi Mutovinina stella		Proelginia permiana Deltavjatia vjatkensis	Вучаяпин		Araxoceras – Konglingites Anderssonoceras Roadoceras – Doulingoceras	C. orientalis C. leveni C. dukouensis C. postbilleri	Nanlingella simplex – Codonofusiella kwangsiana				
		R ₂ P				Suchonellina inomata – Prasuchonella nasalis			Toyemia tverdochlebovi Platysomus sp.								?			
Киаман		R ₁ P	Казанский + нижнетатарский	Дарвинулидный	Paleodarwinula- Kalisula	Paleodarwinula fragiliformes – Prasuchonella nasalis	Платисомусовый	Зона Platysomus biarmicus – Kargalichthys efremovi		Диноцефаловый	Ulemosaurus svijagensis		Кэпигтен	Timorites	Jinogondolella altudaensis J. pasterrata	Lepidolina Yabeina Polydiexodina shumardi				
		Зона Kargalichthys pritokensis				Estemmeno- nosuchus uralensis														
		Зона Koinichthys ivachnenkoi				Parabradysaurus silantjevi														
						Платисомусовый				Диноцефаловый			Ворд	Waagenoceras	J. asserata	Neoschwagerina craticulifera				
						Платисомусовый				Диноцефаловый			Родд	Demarezzites Stacheoceras discoi- dale	J. nankin- gensis	Praesumatrina neoschwageri- noides Cancellina cutalensis – Armenina				
											Лонгтан = Маокоу			Лонгтан = Маокоу						
											Иллаварра			Иллаварра						
											Киаман			Киаман						

признали обоснованность выделения северодвинского и вятского ярусов, отметили высокий геологический ранг среднетатарского события и приняли решение о выделении третьего (татарского) отдела в объеме верхнетатарского подъяруса в его прежнем понимании.

Сопоставление опорных палеомагнитных схем Русской плиты и Тетической области позволило установить значительный стратиграфический диапазон верхнетатарского подъяруса, превосходящего по объему верхний (лопинский) отдел МСШ. В развитие этих сопоставлений стало возможным выяснение точных соотношений чансинского и вучзипинского ярусов международной шкалы с вятским и северодвинским ярусами (таблица). Чансинский ярус, эквивалентный верхней паре магнитозон, по объему довольно точно соответствует вятскому ярусу, вучзипинский (зона R_2P) отвечает лишь верхней части северодвинского. Низы северодвинского горизонта в объеме зоны N_1P , судя по характеру пермских палеомагнитных последовательностей, должны соответствовать кэптену или же его верхней части.

К настоящему времени созданы реальные предпосылки для дальнейшего развития трансрегиональной палеомагнитной корреляции на уровне сопоставления зональных биостратиграфических схем. Графически эти соотношения в первом приближении представлены на рис. 2. В пределах гиперзоны Иллаварра дальние межформационные корреляции, с неизбежными в дальнейшем уточнениями, возможны на зональном уровне.

В 90-х годах прошлого века палеомагнитный метод достаточно успешно был использован для сопоставления морских и континентальных формаций нижнего триаса на уровне аммонитовых и тетраподовых зон (Lozovsky, Molostovsky, 1993; Молостовский, 1996). В настоящее время на близкий уровень вышла и магнитостратиграфия татарского яруса верхней перми.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 03-05-65367.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апарин В.П. Палеомагнитные зоны в разрезе среднего и верхнего палеозоя Саяно-Алтайской складчатой области. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Красноярск: Ин-т физики СО АН СССР, 1966. 13 с.
- Апарин В.П., Кириллов В.М., Кузнецова А.А. Палеомагнитный разрез угленосной толщи Кузбасса, составленный по керновому материалу // Материалы 8-й конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев: Наукова думка, 1970. Ч. II. С. 25–30.
- Боронин В.П., Буров Б.В. Палеомагнитная корреляция отложений верхней перми и нижнего триаса Общего Сырта, Среднего Поволжья и бассейна рек Юга и Лузы // История магнитного поля Земли в палеозое. Красноярск: Ин-т физики СО АН СССР, 1973. С. 16–17.
- Боронин В.П., Буров Б.В. Палеомагнитная зона Иллаварра в отложениях верхней перми и нижнего триаса

Среднего Поволжья // Материалы по стратиграфии верхней перми на территории СССР. Казань: Изд-во КГУ, 1977. С. 25–52.

Буров Б.В. Отложения перми и триаса бассейна р. Юг // Татарский ярус Европейской России: проблемы стратиграфии и корреляция с морской тетической шкалой. М.: НАКТРА ПРИНТ, 2002. С. 2.

Буров Б.В., Есаулова Н.К. Палеомагнитная характеристика слоев ламар и манзанита Гваделупского отдела перми юго-запада Техаса // Татарский ярус Европейской России: проблемы стратиграфии и корреляция с морской тетической шкалой. М.: НАКТРА ПРИНТ, 2002. С. 3.

Буров Б.В., Нургалеев Д.К., Хеллер Ф. Проблемы палеомагнитной корреляции верхнепермских отложений стратотипа и морских образований Тетиса // Пермские отложения республики Татарстан. Казань: Экоцентр, 1996. С. 93–99.

Ганелин В.Г. Морские аналоги татарского яруса на северо-востоке Азии // Татарский ярус Европейской России: проблемы стратиграфии и корреляция с морской тетической шкалой. М.: НАКТРА ПРИНТ, 2002. С. 7–8.

Голубев В.К. Биостратиграфия верхней перми Европейской России по наземным позвоночным и проблемы межрегиональных корреляций пермских отложений // Докл. Междунар. симпозиума “Верхнепермские стратотипы Поволжья”. М.: ГЕОС, 1999. С. 228–240.

Грунт Т.А. Дискуссионные проблемы ярусного расчленения верхнего отдела пермской системы // Докл. Международного симпозиума “Верхнепермские стратотипы Поволжья”. М.: ГЕОС, 1999. С. 129–145.

Гуревич Е.Л., Слауцитайс И.П. Палеомагнитный разрез верхнепермских и нижнетриасовых отложений полуострова Адмиралтейства (остров Новая Земля) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 102–110.

Давыдов В.И., Комиссарова Р.И., Храмов А.Н., Чедия И.О. О палеомагнитной характеристике верхнепермских отложений Юго-Восточного Памира // ДАН СССР. 1982. Т. 267. № 5. С. 1177–1181.

Дуранте М.В., Пухонто С.К. Верхняя пермь Ангарида: граница отделов, ярусное расчленение // Докл. Международного симпозиума “Верхнепермские стратотипы Поволжья”. М.: ГЕОС, 1999. С. 87–90.

Дуранте М.В., Пухонто С.К. Возможности выделения верхнетатарского подъяруса в пределах Ангарида на основании палеоботанических данных // Татарский ярус Европейской России: проблемы стратиграфии и корреляция с морской тетической шкалой. М.: НАКТРА ПРИНТ, 2002. С. 14.

Есаулова Н.К., Буров Б.В., Шевелев А.И. Некоторые проблемы изучения верхнепермских стратотипов // Пермские отложения республики Татарстан. Казань: Экоцентр, 1996. С. 13–19.

Захаров Ю.Д., Сокарев А.Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 135 с.

Зоткевич И.А., Козловский П.И., Лежнин А.И., Медведев В.А. Рекогносцировочные палеомагнитные исследования осадочных пород Центрального Кузбасса, Кузнецкого Алатау и Рудного Алтая // Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев: Наукова думка, 1970. Ч. 2. С. 25–30.

Кириллов В.Н. Палеомагнитно-стратиграфическое исследование угленосной толщи Кузбасса: Автореф.

дис. ... канд. геол.-мин. наук. Красноярск: Ин-т физики СО АН СССР, 1966. 1971. 26 с.

Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Пронина Г.П. Чансинские отложения России и сопредельных территорий // Докл. Международного симпозиума "Верхнепермские стратотипы Поволжья". М.: ГЕОС, 1999. С. 241–253.

Котляр Г.В., Комиссарова Р.А., Храмов А.Н., Чедия И.О. Палеомагнитная характеристика верхнепермских отложений Закавказья // ДАН СССР. 1984. Т. 276. № 3. С. 669–674.

Леонova Т.Б. Корреляция по аммоноидеям "верхнепермских" отложений Волго-Уральского региона // Татарский ярус Европейской России: проблемы стратиграфии и корреляция с морской тетической шкалой. М.: НАКТРА ПРИНТ, 2002. С. 25.

Миних М.Г., Миних А.В. Стратиграфическое значение позднепермской ихтиофауны Восточно-Европейской стратотипической области. Ихтиокомплексы и зональная шкала // Верхнепермские стратотипы Поволжья. М.: ГЕОС, 1999. С. 265–268.

Молостовская И.И. Зональная схема верхней перми по неморским остракодам // Верхнепермские стратотипы Поволжья. М.: ГЕОС, 1999. С. 157–160.

Молостовская И.И. Остракоды татарского яруса Европейской России и их возможности для региональных и детальных корреляций // Татарский ярус Европейской России: проблемы стратиграфии и корреляция с морской тетической шкалой. М.: НАКТРА ПРИНТ, 2002. С. 32.

Молостовский Э.А. Палеомагнитные данные по стратиграфии верхней перми и триаса восточных районов Русской платформы и Предуралья // Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Ч. II. Киев: Наукова думка, 1970. С. 90–92.

Молостовский Э.А. Палеомагнитная стратиграфия верхней перми и триаса Востока Европейской части СССР. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1983. 165 с.

Молостовский Э.А. Некоторые аспекты магнитостратиграфической корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 23–29.

Молостовский Э.А., Молостовская И.И., Миних А.В., Миних М.Г. К реконструкции общей стратиграфической шкалы верхнего отдела пермской системы // Геология и разведка. 2002. № 1. С. 8–21.

Молостовский Э.А., Певзнер М.А., Печерский Д.М. и др. Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и режим инверсий геомагнитного поля // Геомагнитные исследования. М.: Радиосвязь, 1976. № 17. С. 45–52.

Нургалеев Д.К., Буров Б.В., Борисов А.С. и др. Тонкая структура позднепермского геомагнитного поля // Верхнепермские стратотипы Поволжья. Казань: Мастер Лайн, 1998. С. 132–134.

Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 198 с.

Очев В.Г., Сурков М.В. Об эталонных возможностях татарской тетраподовой последовательности // Татарский ярус Европейской России: проблемы стратиграфии и корреляция с морской тетической шкалой. М.: НАКТРА ПРИНТ, 2002. С. 36.

Палеомагнетизм палеозоя. Л.: Недра, 1974. 238 с.

Пермская система Земного шара. Путеводитель геологических экскурсий. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 56 с.

Силантьев В.В., Халымбаджа В.Г. Верхнепермские конodontы Европейской России // Верхнепермские стратотипы Поволжья. Казань: Мастер Лайн, 1998. С. 151–158.

Стратотипический разрез татарского яруса на р. Вятке. М.: ГЕОС, 2001. 140 с.

Татарские отложения реки Сухоны. Саратов: Научная книга, 2001. 180 с.

Храмов А.Н. Палеомагнитное изучение разрезов верхней перми и нижнего триаса севера и востока Русской платформы // Палеомагнитные стратиграфические исследования. Л.: Гостоптехиздат, 1963. С. 145–174.

Храмов А.Н., Шолто Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 251 с.

Dachrot W. Gesteinsmagnetische Marken in Perm Mitteleuropas // Geol. Jahrb. 1976. № 10. 71 p.

Gallet Y., Krystyn L., Besse J. et al. New constraints on the Upper Permian and Lower Triassic geomagnetic polarity timescale from the Abade section (Central Iran) // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № 2B. P. 2805–2813.

Irving E. Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. N.Y.J.: Wiley and Sons, 1964. 399 p.

Jin Yugan, Shang Qinghua, Cao Changqun. Late Permian magnetostratigraphy and its global correlation // Chinese Sci. Bull. 2000. V. 454. № 8. P. 698–705.

Jin Yugan, Wardlaw B.R., Glenister B.F., Kotlyar G.V. Permian chronostratigraphic subdivisions // Episodes. 1997. V. 20. № 1. P. 10–15.

Haag M., Heller F. Late Permian to Early Triassic magnetostratigraphy // Earth and Planet. Sci. Letters. 1991. V. 107. P. 42–54.

Heller F., Lowrie W., Li H.M., Wang J.D. Magnetostratigraphy of the Permo-Triassic boundary section at Shangsi // Earth and Planet. Sci. Letters. 1995. V. 88. P. 348–356.

Helsley C.E. Magnetic reversal stratigraphy of the Lower Triassic Moenkopi Formation of western Colorado // Geol. Soc. Amer. Bull. 1960. V. 80. № 12. P. 2431–2450.

Lozovsky V., Molostovsky E. Construction of the Early Triassic Magnetic Polarity Time Scale // New Mexico Mus. Natur. History. Sci. Bull. 1993. V. 3. P. 297–300.

McMachon B.E., Strangway D.W. Stratigraphic implication of paleomagnetic data from Upper Paleozoic – Lower Triassic Redbeds in Colorado // Geol. Soc. Amer. Bull. 1968. V. 79. № 4. P. 417–428.

Menning M. Zur Dauer des Zechsteins aus magnetostratigraphischer Sicht // Z. geol. Wiss. Berlin. 1984. Bd.14. S. 395–404.

Menning M. Magnetostratigraphic investigations in the Rotligendes of Central Europe // Z. geol. Wiss. Berlin: 1988. Bd. 16. P. 1045–1063.

Nairn A.E. Paleomagnetic results from Europe // J. Geol. 1960. V. 68. № 3. P. 285–306.

Peterson D.N., Nairn A.E. Paleomagnetism of Permian redbeds from the South-Western United States // Geophys. J. 1971. V. 23. № 2. P. 191–205.

Steiner M., Ogg J., Zhang Z., Sun S. The Late Permian – Early Triassic magnetic polarity time scale and plate motions of South China // Geophys. Research. 1989. V. 94. P. 7343–7363.

Wan Xiang Dong, Sugiyama T., Ueno K. Carboniferous – Permian stratigraphic framework of the Baoshan block, west Yunnan, Southwest China // Permophiles. 1998. № 32. P. 38–40.

Рецензенты Э.Я. Левен, А.С. Алексеев

УДК 551.781:563.12(470.61.44/47+477.7+479)

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ КРУПНЫХ ФОРАМИНИФЕР В ПАЛЕОГЕНЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПЕРИТЕТИСА

© 2005 г. Е. Ю. Закревская

Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского, Москва

Поступила в редакцию 29.07.2002 г., получена после доработки 23.07.2003 г.

Приведены данные ревизии нуммулитид и ортофрагминид Крыма, Северного Кавказа, Предкавказья, Нижнего Поволжья, Северного Прикаспия, Мангышлака, Северного и Южного Приаралья. Установлены интервалы стратиграфического распространения 145 их видов и подвидов. В нижнем эоцене выделены пять зон тетисной шкалы по крупным фораминиферам. Семь подразделений в ранге провинциальных, местных зон и слоев с характерной фауной (аналогов тетисных зон) установлены в верхнем палеоцене, нижнем ипре, лютете и приабоне. Впервые в биостратиграфический анализ включены до сих пор слабо изученные (Северный Прикаспий и Закаспий) или неизученные (Северный Кавказ и Предкавказье) ортофрагминиды, что позволило провести корреляцию местных биостратонов, плохо охарактеризованных нуммулитидами, с зонами тетисной шкалы. В областях развития мелководных фаций по крупным фораминиферам уточнен объем черкесской (Северо-Западный Кавказ), суллукапинской и чатской (Центральный Мангышлак) свит.

Ключевые слова. Биостратиграфия, зональное деление, палеоцен, эоцен, крупные фораминиферы, Северо-Восточный Перитетис.

ВВЕДЕНИЕ

Крупные фораминиферы палеогена в северо-восточной части Перитетиса (Крым, Северный Кавказ, Нижнее Поволжье, Северный Прикаспий, Мангышлак, Северное и Южное Приаралье, рис. 1) характеризуются обедненным относительно центрального Тетиса систематическим составом и представлены нуммулитидами и ортофрагминидами. Их стратиграфическое значение для мелководных отложений данной области было показано в работах Г.И. Немкова и Н.Н. Бархатовой (1961), Г.И. Немкова (1967), В.Л. Портной (1974), Б.Т. Голева (1971, 1982), Н.Н. Бархатовой и С.С. Размысловой (1974) и др. В эоцене Северной нуммулитовой провинции, входящей в состав Перитетиса, Г.И. Немковым (1967) было выделено пять нуммулитовых зон: *N. planulatus* (нижний эоцен), *N. distans*, *N. polygyratus* (средний эоцен), *N. variolarius*, *N. orbigny* (верхний эоцен). В современной стратиграфической шкале палеогена, основанной на планктонных группах микрофоссилий (Решение XVI пленарного..., 1989; Berggren et al., 1995), три нижние зоны должны быть отнесены к нижнему, а две верхние – к среднему эоцену. Так как среднеэоценовые зоны были индексированы видами широкого стратиграфического распространения (*N. variolarius* и *N. orbigny* известны со среднего лютета до приабона), значение данной шкалы практически ограничилось нижним эоценом. Две верхние зоны нижнего эоцена хоро-

шо прослеживаются в области Северо-Восточного Перитетиса, но не выделяются в Средиземноморской и других областях Тетиса. Поэтому для широких корреляций между палеобиогеографическими провинциями и областями может использоваться только зона *N. planulatus*. Однако представления об ее объеме и стратиграфическом положении значительно различаются (рис. 2): нижний эоцен в последней нуммулитовой зональной шкале Юга СССР (Решение XVI пленарного..., 1989), нижний ипр или бахчисарайский ярус в шкалах Северной и Южной нуммулитовых провинций (Немков, 1967), верхняя часть нижнего ипра или нижний кюиз в шкалах Средиземноморья и Западной Европы (Schaub, 1981). Это связано с разным пониманием объема зонального вида, разным способом выделения зон, неполной охарактеризованностью крупными фораминиферами нижнего эоцена во многих областях Большого Кавказа и Закавказья, типовых для нуммулитовой шкалы Юга СССР. Последняя, как и шкала Шауба (Schaub, 1981), основана на филогенетической последовательности видов из групп *N. brongniarti* и *N. fabianii*, но отличается более низкой детальностью, особенно в нижнеэоценовой части, иным объемом одних и тех же зон (рис. 2), что не позволяет проводить по ним широкие корреляции. Таким образом, различием зональных комплексов нуммулитид в южных и северных регионах юга бывшего СССР, прерывистостью стратиграфиче-

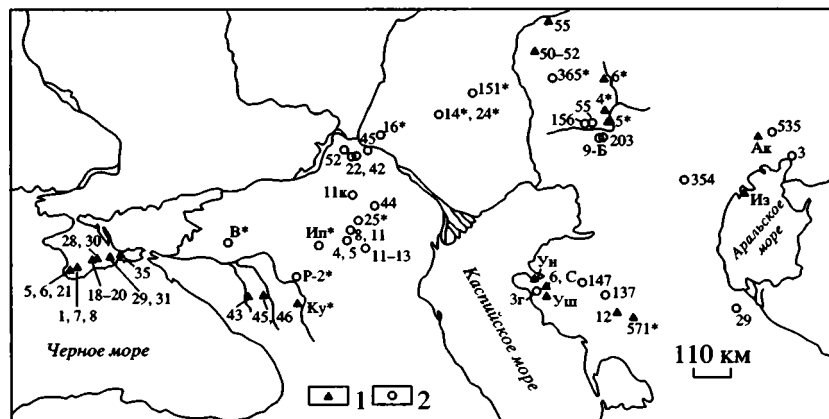


Рис. 1. Схема расположения местонахождений палеогеновых крупных фораминифер (* – по литературным данным). 1 – естественные обнажения; 2 – скважины. Юго-Западный Крым: г. Инкерман (5, 6, 21), г. Бахчисарай – р. Альма (1, 7, 8); Центральный Крым: гора Ак-Кая (18–20), гора Айланма-Кая – с. Пролом (28, 30); Восточный Крым: с. Долинное, р. Мокрый Индол (29, 31), с. Насыпное, Насыпкойская балка (35); Северный Кавказ: р. Белая (43), р. Фарс (45), р. Губс (46), р. Кубань (Ку*); Западное Предкавказье – Выселковская скв. (В*); Центральное Предкавказье: Ипатовская скв. (Ип), Надзорненская скв. (Р-2*); Нижнее Поволжье и Ергени: г. Элиста (8, 11), профиль Цаган-Хак-Шупта – Шупта-Бор-Худук – Ики-Бурул (4, 5, 11, 12, 13), скв. 25*, 44, Заветническая скв. (11к). Аксайская площ. (22, 42), Красноармейская площ. (45), окр. Волгограда (52, 16*); Северный Прикаспий: Акобская площ. (14*, 24*), Фурмановская площ. (151*), гора Сантас (50–52), р. Солянка (55), с. Джамбейты (365*), междуречье Уила и Киила (4*–6*), р. Уил (9-Б, 203), с. Миалы (156, 55); Мангышлак: ур. Суллу-Капы (6, С), овр. Ушкую (Уш), с. Енсели (3г), гора Унгоза (Ун), с. Аманкизилит (147), ур. Байсарлы (12); западные чинки Устюрта (137, 571); Северное Приаралье: балка Ак-Куурдан (Ак), скв. 535, мыс Изенды (Из), с. Аралсульфат (3); Северный Устюрт (354); Южное Приаралье – ур. Айбугир (29).

ского и географического распространения крупных фораминифер палеогена в области Северо-Восточного Перитетиса и низкой детальностью нуммулитовой шкалы относительно планктонных шкал объясняется потеря интереса к этой важной группе. Попытка усовершенствовать нуммулитовую шкалу палеогена СССР была предпринята Б.Т. Голевым (1982). Им был изменен возраст зон в соответствии с современной стратиграфией палеогена, предложены другие зональные виды для нижнего и среднего эоцена. Однако, как отмечал и сам автор, без выяснения истинных биозон видов нуммулитид создание зональных шкал по ним невозможно.

С целью уточнения объемов и биозон видов крупных фораминифер с конца 1960 года западноевропейскими учеными проводилась ревизия их систематического состава, прежде всего из типовых местонахождений тетисной области (Schaub, 1981; Hottinger, 1977; Less, 1987 и др.). Полученные ими данные легли в основу первой интегрированной зональной шкалы по крупным фораминиферам палеогена Тетиса, включающей 20 зон в палеоцен-эоценовой части (Serra-Kiel et al., 1998), обозначенных индексами SBZ1-20 (SBZ – мелководные бентосные зоны). По детальности она сопоставима с “планктонными” шкалами. Несмотря на то что каркасом данной шкалы, безусловно, являются нуммулитовые зоны (филозоны Шауба), в отличие от последних ее цифровые зоны имеют комплексное обоснование нуммулотидами, ортофрагминидами, альвеолинидами, некото-

рыми крупными роталиидами и агглютинирующими фораминиферами.

Ранг SBZ зон определяется следующим образом. Они прослежены от Атлантических Пиренеев до Индии, занимая Средиземноморскую и Индо-Пакистанскую палеобиогеографические области Тетиса, частично область Северного Перитетиса (Крым, Центральная Европа) и по географическому распространению могут быть отнесены к межпровинциальным зонам. В “Стратиграфическом кодексе” (1992) такая категория зон отсутствует, а под понятие межрегиональных (Зональная стратиграфия..., 1991) они также не подходят, так как не ограничены регионами одной палеогеографической области или провинции. Ни потенциально, ни фактически эти зоны не имеют планетарного распространения, так как не могут быть прослежены в Центрально-Американской области, где крупные фораминиферы палеогена представлены другими видовыми и часто родовыми таксонами. Однако для Восточного полушария данная шкала является в настоящее время наиболее полной и расширение ее на север в область Перитетиса представляется возможным. По палеонтологическим и стратиграфическим критериям SBZ зоны более всего подходят под категорию комплексных (Стратиграфический кодекс, 1992). В палеоценовой части шкалы границы между зонами отмечаются пределами распространения видов характерного комплекса. В эоценовой ее части границы зон определяются уровнями смены последовательных видовых так-

Отдел	Подотдел	Ярус	Унифицированные зональные шкалы Юга СССР (1989)			Зональная нуммулитовая шкала Юго-Западного Крыма (1961)	Зоны нуммулитов групп N. brongniarti и N. fabianii Средиземноморско-Западноевропейской части Тетиса (1981)	Ярус
			Планктонные фораминиферы	Наннопланктон	Нуммулитиды			
Олигоцен	Нижний	Ропельский	Globigerina officinalis, Gl. tapuriensis	NP24	Nummulites intermedius			Ропельский
				NP23				
				NP22				
				NP21				
	Верхний	Приабонский	Turborotalia centralis	NP20	Nummulites retatus		Nummulites retatus	Приабонский
			Globigerina corpulenta	NP19	Nummulites fabianii		Nummulites fabianii	
			Globigerapsis tropicalis	NP18				
	Средний	Бартонский	Globigerina turcmenica (Truncorotaloides rohr)	NP17	Nummulites brongniarti		Nummulites brongniarti	Бартонский
			Hantkenina alabamensis	NP16			Nummulites herbi	
		Лютетский	Acarinina rotundimarginata	NP15	Nummulites laevigatus	N. incrassatus	Nummulites sordensis	Лютетский
			Acarinina bullbrooki	NP14		N. polygyratus	Nummulites gratus	
	Нижний	Илрский	Globorotalia aragonensis	NP13	Nummulites planulatus	N. distans	Nummulites laevigatus	Клонский
				NP12		N. nemkovi	Nummulites manfredi	
			Globorotalia subbotinae s.l.	NP11	Nummulites spileccensis	Assilina placentula	Nummulites praelaevigatus	
				NP10		N. crimensis	Nummulites planulatus (N. aquitanicus)	
Палеоген	Верхний	Танетский	Acarinina acarinata	NP9	Nummulites fraasi	Operculina seminvoluta	Nummulites involutus	Илрский
			Acarinina subsphaerica	NP8			Nummulites exilis	
			NP7			Nummulites robustiformis (N. spileccensis)		
	Нижний	Монский	Globorotalia conicotruncata	NP5			Nummulites spileccensis	Танетский
			Globorotalia angulata	NP4			Nummulites fraasi	

Рис. 2. Соотношение зональных нуммулитовых шкал юга СССР (Решение XVI пленарного..., 1989; Немков, Бархатова, 1961) и Средиземноморско-Западноевропейской части Тетиса (Schaub, 1981; с изменениями). В правой колонке в скобках указаны виды со сходными биоэонами.

сонов в нескольких самых полных филогенетических линиях нуммулитов, ассилин, альвеолин. Кроме наиболее характерных (зональных), с узким стратиграфическим интервалом, в рамках шкалы определено стратиграфическое положение большинства видовых таксонов крупных фораминифер Тетиса, в том числе 168 видов нуммулитид, 70 видов и подвидов ортофрагминид, что увеличивает ее корреляционные возможности.

Учет данных по систематике и стратиграфии ассилин и оперкулин Тетиса, приведенных в моногра-

фиях Г. Шауба (Schaub, 1981) и Л. Хоттингера (Hottinger, 1977), позволил автору уточнить положение нуммулитовых зон Крыма относительно современной ярусной и зональной наннопланктонной шкалы эоцена (Закревская, 1993). В настоящей работе приведены результаты ревизии систематического состава и стратиграфического распространения всех нуммулитид и ортофрагминид большинства регионов Северо-Восточного Перитетиса и сделана попытка сопоставления интервалов их распространения в данной области с зонами Тетисной шкалы.

В основу данного исследования положены коллекции, состоящие из личных сборов автора (Крым, Северный Кавказ, Северный Прикаспий), а также из сборов Р.Г. Гарецкого, А.Л. Яншина (Северное Приаралье), Н.Н. Бархатовой, Г.С. Пантелеева, О.С. Вялова, Б.Т. Голева, Т.П. Бондаревой и В.И. Самодурова, Е.К. Шуцкой, С.А. Жутеева, А.И. Шарапова (Мангышлак, Северный Прикаспий), Е.К. Шуцкой, А.С. Застрожной, В.А. Ивановой, И.В. Долищкой и А.Д. Вассермана, (Северное Предкавказье, Нижнее Поволжье, Южное Приаралье). Многие из этих сборов, обработанные в 60-х годах прошлого века, сохранились в коллекции Г.И. Немкова. Материал некоторых разрезов Предкавказья, Северного Прикаспия и Закаспия до сих пор не обрабатывался. Все местонахождения показаны на рис. 1. На него с особой пометкой нанесены разрезы, каменный материал из которых отсутствует, а состав комплексов известен по литературным данным. Планктонные фораминиферы из разрезов по р. Губс и урочища Суллу-Капы определены В.Н. Беньямовским. Автор приносит благодарность А.С. Немковой за помощь в сохранении коллекций Г.И. Немкова и В.Н. Беньямовскому за определение мелких фораминифер.

ИЗУЧЕННОСТЬ КРУПНЫХ ФОРАМИНИФЕР СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПЕРИТЕТИСА

До настоящего времени наиболее полной сводкой по нуммулитам рассматриваемой области является монография Г.И. Немкова (1967). В ней дано описание 52 видов и подвидов нуммулитов, ассилин и оперкулин Крыма, Мангышлака, Приаралья. В монографии Г.И. Немкова и Н.Н. Бархатовой (1961) по Крыму описано 34 вида и подвида нуммулитид, в монографии Н.Н. Бархатовой и Г.И. Немкова (1965) по Мангышлаку и Северному Приаралью – 26 видов нуммулитид и 6 видов дискоциклин и астероциклин, в монографии Н.Н. Бархатовой и С.С. Размысловой (1974) по Северному Прикаспию – 13 видов нуммулитов. В статье Б.Т. Голева (1974) описаны 2 вида оперкулин, а в статье Б.Т. Голева и Я.В. Совчика (1971) – 3 новых вида нуммулитов Бахчисарайского разреза Крыма. Описание одного вида нуммулитов из эоцена Нижнего Поволжья дано Б.Ф. Зернецким (1960). В работах А.П. Ильиной приведены описания 13 видов нуммулитов и 4 видов дискоциклин и астероциклин Мангышлака (1953), 5 видов нуммулитов Нижнего Поволжья (1969). В статье Э.М. Бугровой (1984) дано описание одного вида нуммулитов из палеоцена Кубанского разреза. Изображения одного вида нуммулитов и 4-х видов дискоциклин и астероциклин среднего эоцена Южного Приаралья даны в статье В.А. Ивановой и Г.И. Немкова (1961). В монографии Е.Ю. Закревской (1993) описано 20 видов ассилин и оперкулин Крыма. Для нуммулитид эоцена Северного Кавказа и Предкавказья существуют только списки видов в статье

В.А. Гроссгейма (1958), монографиях Е.К. Шуцкой (1960) и Г.И. Немкова (1967).

В меньшей степени изучены ортофрагминиды. В монографии В.Л. Портной (1974) приведено описание 22-х видов дискоциклинид Крыма. В статье Г.И. Немкова и Е.Л. Портной (1969) дано описание 4-х видов астероциклин Восточного Крыма. В статье Е.Ю. Закревской и Е.Л. Портной (1987) описаны 3 новых вида дискоциклин и астероциклин Крыма. В Бахчисарайском разрезе Крыма Г. Лешем (Less, 1987) выделено 29 видов и подвидов дискоциклин, орбитоклипеусов, немковелл, астероциклин и дано их описание. Для палеоцена Северного Кавказа существует описание 2-х видов дискоциклин (Бугрова, 1984). В остальных регионах изучение ортофрагминид ограничивалось до сих пор в лучшем случае характеристикой их внешних признаков (Мангышлак, Северное Приаралье), что недостаточно не только для определения их видовой, но даже родовой принадлежности.

Вопросы биостратиграфии палеогена Северного Перитетиса по нуммулитам рассматриваются в публикациях Г.И. Немкова (1967), Н.Н. Бархатовой и Г.И. Немкова (1965), Б.Т. Голева и Я.В. Совчика (1971), Б.Ф. Зернецкого (1980).

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН ПАЛЕОГЕНА ПО КРУПНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ПЕРИТЕТИСЕ

Наиболее непрерывная последовательность комплексов крупных фораминифер, включающих зональные виды Тетисной шкалы, наблюдается в эоцене (в интервале нижний ипр – нижний лютет) Юго-Западного Крыма. Благодаря этому здесь уверенно выделяются зоны данной шкалы. В более восточных регионах видовое разнообразие комплексов снижается, зональные виды Тетисной шкалы редки, крупные фораминиферы встречаются на отдельных уровнях или в сокращенных по мощности (конденсированных) разрезах, где характеризуют только части зон. Несмотря на сокращенность этих разрезов, в ипре Северного Кавказа, Мангышлака, Северного Приаралья прослеживаются провинциальные зоны (лоны): *N. planulatus* – *N. praemurchisoni*, *N. distans* – *N. nitidus* и *N. polygyratus* – *N. formosus*, соответствующие SBZ10, SBZ11 и SBZ12. При этом две верхнеипрские лоны выделяются в этих регионах и в качестве зон тетисной шкалы. В самых низах ипра Мангышлака и в лютете Мангышлака, Северного Кавказа и Северного Приаралья возможно выделение местных зон. Их комплексы сходны только на нижнелютетском уровне, где можно выделить провинциальную зону *Nemkovella bodrakensis*, вид-индекс которой найден почти во всех изученных разрезах. В эоцене остальных регионов (Восточный Крым, Предкавказье, Нижнее Поволжье, Северный Прикаспий, Южное Приаралье, Северный Устюрт) и в верхнем лютете

Таблица 1. Распространение крупных фораминифер в палеоцене и эоцене Крымско-Кавказской и Нижневолжской областей

Ярус		Зеландский-танетский	Ипрский					Лютетский			Бартон	Приабонский	
			Илердский		Кюизский			нижний	средний	верхний			
			средний	верхний	нижний	средний	верхний						
Горизонт	Крым	Качинский	Бахчисарайский			Симферопольский		Новопавловский			Кумский	Альминский	
	Северный Кавказ	Эльбурганский-Горячего Ключа	Георгиевский, Сальский		Дружбинский, Сальский		Куберлинский, Елшанский	Керестинский	Белоглинский				
	Предкавказье, Ергени, Нижнее Поволжье												
Зоны по крупным фораминиферам (Serra-Kiel et al, 1998)		SBZ3	SBZ7	SBZ8	SBZ9	SBZ10	SBZ11	SBZ12	SBZ13	SBZ14	SBZ15	SBZ16	SBZ19
Вид, подвид	Discocyclina seunesi Douv.	=====											
	Orbitoclypeus ex gr. schopeni(Chec.-Risp.)*	=====											
	Nummulites aff. bigurdensis Schaub*	-----											
	N. exilis Douv.*		=====										
	N. semiinvolutus (Nemk. et Barkh.)		=====										
	N. mouratovi Nemk. et Barkh.		=====										
	Discocyclina archiaci bakhchisaraiensis Less		=====										
	Operculina karreri Pen.*		=====			-----	-----	-----				
	Assilina pustulosa Donc.		=====	=====									
	A. leymeriei (d'Arch. et Haime)		=====	=====									
	Operculina cf. ornata Hott.*		=====	=====									
	Nummulites pernotus Schaub		=====	=====									
	N. praelucasi Douv.**					-----	-----	-----				
	N. spirectypus Donc.*		=====	=====									
	Discocyclina broennimanni Less		=====	=====									
	D. furoni Sam.**		=====	=====								
	Nummulites panteleevi Nemk.**		=====	=====								
	N. crimensis Nemk. et Barkh.		=====	=====									
	N. globulus laxiformis Schaub*		=====	=====								
	N. aff. exilis Douv.*		=====	=====									
	N. globulus nanus Schaub*		=====	=====									
	N. involutus Schaub		=====	=====									
	N. subramondi subramondi de la Harpe*		=====	=====									
	N. aff. bombitus Hott.*		=====	=====									
	Assilina pomeroli Schaub		=====	=====									
	Nummulites increscens Schaub		=====	=====									
	Discocyclina archiaci staroseliensis Less		=====	=====									

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 13 № 1 2005

[illegible]

Таблица 1. Продолжение

Ярус		Зеландский-танетский	Ипрский					Лютетский			Бартон	Приабонский	
			Илердский		Кюизский			нижний	средний	верхний			
			средний	верхний	нижний	средний	верхний						
Горизонт	Крым	Качинский	Бахчисарайский			Симферопольский		Новопавловский			Кумский	Альминский	
	Северный Кавказ	Эльбурганский-Горячего Ключа	Георгиевский, Сальский		Дружбинский, Сальский		Куберлинский, Елшанский	Керес-тинский	Белоглинский				
	Предкавказье, Ергени, Нижнее Поволжье												
Зоны по крупным фораминиферам (Serra-Kiel et al, 1998)		SBZ3	SBZ7	SBZ8	SBZ9	SBZ10	SBZ11	SBZ12	SBZ13	SBZ14	SBZ15	SBZ16	SBZ19
Вид, подвид	Nummulites irregularis Desh.						----	-----	---				
	Discocyclina weijdeni Less					---							
	D. pratti aquitana Less					---							
	D. fortisi simferopolensis Less					-----	---	---	-				
	D. archiaci bartholomei Less**					---	-----	-----	---				
	D. senegalensis Abr.					-----	---	---					
	D. augustae sourbetensis Less**					-----	---					
	D. trabayensis trabayensis Neum.**					-----	---	-----	---	-			
	Operculina escheri Hott.					-----	---	---					
	Asterocyclina stellata adourensis Less*					---	-----	-----	-----	-----	---		
	Orbitocypeus schopeni schopeni (Chec.-Risp.)*					---	-----	-----	---			---	
	Nummulites aff. praelucasi Douv.*					-----	---	---	-----	---			
	N. burdigalensis pergranulatus Schaub*					---	---	---					
	N. distans Desh.					-----	---	---					
	N. inkermanensis Schaub					-----	---	---					
	Nemkovella fermonti Less**					-----	-----	-----	-----	-----	---		
	Assilina reicheli Schaub					---	---	---					
	A. laxispira de la Harpe					-----	---	---					
	Nummulites nitidus de la Harpe					-----	---	---					
	N. anomalus de la Harpe**					-----	---	-----	-----	-----	---		
	N. tauricus de la Harpe					-----	---	---					
	Assilina cuvillieri Schaub*					---	---	---					
	A. praespira Douv.*					---	---	---					
	Nummulites praediscorbinus Schaub.*					---	---	---					
	N. pratti d'Arch. et Haime					---	---	---					
	N. aff. nitidus de la Harpe					---	---	---					
	Assilina maior (Heim)					---	---	---					
	Discocyclina aaroni chalossensis Less					---	---	---					
	Orbitocypeus portnayaе Less					---	---	---					
Asterocyclina alticostata gallica Less*					---	---	---	---	-				

Таблица 1. Окончание[illegible]

— 1 — 2 ... 3 1-3 – интервалы распространения таксонов: 1 – в Крыму; 2 – на Северном Кавказе; 3 – в Предкавказье и Нижнем Поволжье; *, ** – таксоны, переопределенные или обнаруженные впервые; * – во всех областях; ** – в кавказских и нижеволжских областях.

Таблица 2. Распространение крупных фораминифер в эоцене Северного Прикаспия и Закаспия

Ярус		Ипрский					Лютетский			Бартон- ский
		Илердский		Кюизский						
		средний	верхний	нижний	средний	верхний	нижний	средний	верхний	
Горизонт, свита	Северный Прикаспий	Байлисаяская		Алашен- ская	Шолаксайская		Булдуртинская Куберлинский		Сангрыкская Керестинский	
	Мангышлак	Гвимровский			Чатский	Аманкизилитский				
		Суллукапинская		Гвимровская						
		Северное Приаралье, Северный Устюрт	Маньсайская			Тасаранский				
Зоны по крупным фораминиферам (Serra-Kiel et al., 1998)		SBZ8?	SBZ9	SBZ10	SBZ11	SBZ12	SBZ13	SBZ14-15	SBZ16-17	
Вид, подвид	<i>Nummulites akkurdanensis</i> Nemk.	- - -							
	<i>Discocyclina archiaci bakhchisaraiensis</i> Less*	- - -								
	<i>Orbitoclypeus schopeni neumannae</i> (Toum.)*	- - -								
	<i>Nummulites panteleevi</i> Nemk.	- - - -	- - - - -						
	<i>N. akorpensis</i> sp. nov.*		- - - - -							
	<i>Orbitoclypeus schopeni suvlukayensis</i> Less*		- - - - -							
	<i>Nummulites exilis</i> Douv.		- - - - -							
	<i>N. laxus</i> Schaub*		- - - - -							
	<i>N. aff. exilis</i> Douv*		- - - - -							
	<i>N. praemurchisoni</i> Nemk. et Barkh.								
	<i>N. planulatus</i> (Lam.)								
	<i>N. bombitus</i> Hott.*								
	<i>N. praelucasi</i> Douv.*			- - - -	- - - -				
	<i>N. mangysclakensis</i> Ilyina			- - - - -						
	<i>N. aff. bolcensis</i> Mun.-Chalm.			- - - - -						
	<i>N. aff. spileccensis</i> Mun.-Chalm.			- - - - -						
	<i>Discocyclina archiaci archiaci</i> (Schlumb.)								
	<i>D. furoni</i> Sam.*								
	<i>D. dispansa ganensis</i> Less.*			- - - -				
	<i>D. pratti aquitanica</i> Less.*			-	- - - -				
	<i>Operculina karreri</i> Pen.*			- - - -	-	- - - -		
	<i>O. gigantea</i> Mayer-Eimar			-					
	<i>Orbitoclypeus schopeni crimensis</i> Less*			- - - -				
	<i>Nemkovella evae</i> Less*			- - - -	-				
	<i>Asterocyclina taramellii</i> (Mun.-Chalm.)			- - - -	- - - -	- - - -		
	<i>Orbitoclypeus bayani</i> (Mun.-Chalm.)*						
	<i>Nummulites irregulatis</i> Desh.				- - - -	- - - -			
	<i>Discocyclina dispansa taurica</i> Less.*				- - - -	- - - -		
	<i>Nummulites nitidus</i> de la Harpe							

Таблица 2. Окончание

N. leupoldi Schaub				- . . . - -	- - -			
N. subdistans de la Harpe*			 -	.	- - -			
N. escheri Schaub*			 -	.	- - -			
Nemkovella fermonti Less*			 - - -			
Nemmulites archiaci Schaub*			 -	.	- - -			
N. anomalus de la Harpe				- - - - - -			
Discocyclus fortisi simferopolensis Less.*				- - - -	.	- - -			
D. augustae sourbetensis Less*				- - - -	.	- - -			
D. travayensis trabayensis Neum.				- - - -	.	- - -			
Nummulites distans Desh.			 -	.	- - -			
N. pratti d'Arch. et Haime				- - - - - -			
N. polygyratus Desh.			 - -			
N. formosus de la Harpe			 - -			
Orbitoclypeus schopeni schopeni (Chec.-Risp.)*			 - -			
Discocyclus aaroni chalossensis Less*			 - -			
D. knessae Less*			 - -			
O. douvillei douvillei (Schlum.)*			 - -			
Asterocyclina stellata adourensis Less*			 - -			
A. alticostata gallica Less*			 - -			
Nemkovella strophiolata bodrakensis Less*			 - -			
Discocyclus pratti montfortensis Less*			 - -			
D. granulosa (Port.)*			 - -			
D. dispana nussdorfensis Less*			 - -			
Orbitoclypeus varians angoumensis Less*			 - -			
Nummulites aff. leupoldi Schaub*			 - -			
Discocyclus radians noussensis Less			 - -			
Nemkovella strophiolata strophiolata (Gumb.)*			 - -			
Orbitoclypeus daguini (Neum.)*			 - -			
Discocyclus pratti pratti (Mich.)			 - -			
Operculina aff. schwageri Silv.*			 - -			
Discocyclus augustae atlantica Less*			 - -			
A. alticostata aff. cuvillieri Less*			 - -			
Nummulites orbigny (Gal.)			 - -			
N. prestwichianus Jones			 - -			
N. rectus Curry			 - -			
N. budensis Hant.			 - -			
Discocyclus augustae oliniae Alm. et Rios*			 - -			
Asterocyclina stella stella (Gumb.)*			 - -			

— 1 — 2 . . . 3 1-3 – интервалы распространения таксонов: 1 – в Северном Прикаспии; 2 – на Мангышлаке; 3 – в Северном Приаралье и на Северном Устьорте;
* – таксоны, переопределенные или обнаруженные впервые.

Северного Приаралья, приабоне Северного Кавказа и Крыма отдельные стратонны с нуммулитидами и ортофрагминидами выделены как вспомогательная категория – слои с фауной.

Главной задачей данной работы является установление положения региональных и местных стратоннов с нуммулитидами Северо-Восточного Перитетиса согласно Тетисной шкале по этой группе. В дальнейшем местные, провинциальные зоны и слои с фауной рассматриваются в качестве аналогов SBZ зон. Их зональный комплекс включает единичные виды-индексы Тетисной зональной шкалы, а также виды, более характерные для Перитетиса, но встречающиеся и в Тетисе, часто совместно с зональными, что позволяет определять их стратиграфическое положение. Небольшие различия в положении и объеме тейльзон общих видов отмечаются для среднеилердского и нижнелютетского интервалов и объясняются палеогеографической дифференциацией в это время. В случае полного отсутствия не только зональных, но даже общих с тетисными видов нуммулитид корреляция с SBZ зонами проводилась по общим видам ортофрагминид (лютет) или согласно данным по планктону (приабон).

На основе анализа коллекций и литературных данных в палеоцене и эоцене Крыма, Северного Кавказа, Нижнего Поволжья, Северного Прикаспия и Закаспия выделено 12 биостратоннов с крупными фораминиферами. Границы между зонами проведены по первому появлению тетисных или региональных зональных видов (последние подчеркнуты), которое в сокращенных разрезах совпадает с уровнем их первого широкого распространения. Для “слоев с нуммулитами” по возможности определялось их положение в той или иной SBZ зоне. Зоны рассматриваются в рамках местных, региональных, средиземноморской и общей стратиграфических шкал. Номенклатура местных и региональных стратоннов, а также структурно-фациальных зон (в дальнейшем – зоны) и литолого-фациальных районов (в дальнейшем – районы) взята из следующих публикаций: для Крыма – Стратиграфическая схема..., 1987, Шуцкая, 1970; для Кавказа – Ахметьев, Беньямовский, 2003; для Северного Прикаспия – Найдин и др., 1993; для Мангышлака, Северного и Южного Приаралья – Стратиграфия СССР. Палеогеновая система, 1975, Шуцкая, 1970. Корреляция SBZ с зонами по наннопланктону (Serra-Kiel et al., 1998) показана на рис. 3, их соотношение с зонами Общей (Berggren et al., 1995) и Крымско-Кавказской шкал по планктонным фораминиферам дано в тексте. Для идентификации цифровых зон Тетисной шкалы с типологическими нуммулитовыми приведены нуммулитиды и ортофрагминиды из зональных комплексов SBZ зон.

В обобщающую схему распространения крупных фораминифер изученных регионов (табл. 1, 2) помещены некоторые таксоны в открытой номен-

клатуре. Часть из них является переходными формами с определенным интервалом стратиграфического распространения и местом в филогенетических линиях. Это: *Nummulites* aff. *leupoldi* (форма между *N. leupoldi* и *N. biarrizensis*), *N. aff. laxus* (форма между *N. laxus* и *N. nitidus*), *N. aff. nitidus* (форма между *N. nitidus* и *N. formosus*), *N. aff. irregularis* (форма между *N. irregularis* и *N. maior*), *N. aff. discorbinus* (форма между *N. praediscorbinus* и *N. discorbinus*), *N. aff. bombitus* (форма между *N. spirectypus* и *N. bombitus*), *Operculina* aff. *schwageri* (форма между *O. karreri* и *O. schwageri*). Систематическое положение ряда таксонов точно не определено из-за отсутствия форм микросферической генерации, что характерно для комплексов Северного Кавказа. К ним относятся: *Nummulites* aff. *pratti*, *N. aff. pustulosus*, *N. aff. stellatus*, *N. aff. bigurdensis*. Виды неясного филогенетического или стратиграфического положения и широкого географического распространения представлены *Nummulites* aff. *praelucasi*, *N. aff. escheri*, *N. aff. exilis*, *N. aff. bolcensis*, *N. aff. spileccensis*.

Верхний зеландий – нижний танет. SBZ3. Зональный комплекс: *Discocyclina seunesi* Douv., *Nummulites heberti* (Mun.-Chalm.). Данная зона соответствует подзонам P4a-b общей шкалы палеогена, зонам *Morozovella conicotruncata*, *Igorina djanensis*, *Acarinina subsphaerica* в Крымско-Кавказской шкале.

Крупные фораминиферы позднего палеоцена имеют ограниченное распространение в Крыму и на Северном Кавказе. В этих регионах отсутствуют широко распространенные в области Тетис альвеолиниды, раникоталии, мисцелланеи, орбитолиниды и коскинолиниды, редки миллиолиты, а агглютинирующие и роталоидные формы представлены нехарактерными для Центрального Тетиса видами.

Восточный Крым: Индольская зона, бас. р. Мокрый Индол, нижняя часть качинского горизонта; с. Насыпное, нижняя часть верхнепалеоценовой “песчано-глинистой толщи”. Аналоги зоны устанавливаются по присутствию зонального вида *Discocyclina seunesi* Douv., который впервые был обнаружен Б.Ф. Зернецким (1977) в бассейне р. Мокрый Индол. В разрезе с. Насыпное кроме *D. seunesi* определен *Orbitoclypeus* ex gr. *schopeni* (Chec.-Risp.).

Северный Кавказ. Центральная зона, разрез р. Кубани, верхняя часть эльбурганского горизонта и средняя часть горизонта Горячего Ключа. Слои с *Orbitoclypeus* ex gr. *schopeni* (Chec.-Risp.), *Nummulites* aff. *bigurdensis* Schaub. Нуммулитиды описаны Э.М. Бутровой (1984) и ревидованы автором.

Хорошая охарактеризованность слоев с палеоценовыми крупными фораминиферами и планктонными фораминиферами зон *Morozovella conicotruncata* – *Igorina djanensis* в разрезе по р. Кубани (Бутрова, 1984) и присутствие наннопланктона зоны *Heliolithus kleinpellii* над ними в Восточном Кры-

му (Бугрова и др., 2002) позволяет сопоставлять их как на Кавказе, так и в Крыму с низами SBZ3.

Нижний ипр в Средиземноморье рассматривается в объеме зон SBZ5–SBZ10 (илердский ярус – нижнекюизский подъярус). В Общей шкале палеогена нижняя граница ипра примерно совпадает с нижней границей среднего илердия и SBZ7. Зоны SBZ7–SBZ9 сопоставляются с верхами зоны P5 – зоной P6a или нижней частью зоны *Morozovella subbotinae* s.l. в Крымско-Кавказской шкале.

SBZ7. Средний илердий 1. Зональный комплекс: *Nummulites robustiformis* Schaub, *N. carcasonensis* Schaub, *N. praecursor* de la Harpe, *N. oblasticus* Hott., *Assilina arenensis* Alm., *Orbitoclypeus schopeni neumannae* (Toum.).

Юго-Западный Крым. Альминская зона (г. Бахчисарай, с. Скалистое). Нижние слои бахчисарайской свиты, в которых появляются первые нуммулитиды и дискоциклиниды. Самыми распространенными среди них являются: *N. semiinvolutus* (Nemk. et Barkh.), *N. mouratovi* Nemk. et Barkh., *Discocyclina archiaci bakhchisaraiensis* Less. В Средиземноморье и Пакистане последний таксон приурочен к зонам SBZ7 и SBZ8, а в Пиренеях вид *N. mouratovi* найден только в зоне SBZ7 (Tosquella, Serra-Kiel, 1998). Как и в тетисных регионах (Schaub, 1981) в кровле крымского аналога этой зоны появляются *Nummulites exilis* Douv., *Assilina leymeriei* (d'Arch. et Haime). Несмотря на отсутствие видов, ограниченных в своем распространении в крымских разрезах только зоной SBZ7, нахождение в вышележащих отложениях комплекса SBZ8 позволяет условно сопоставлять нижнюю половину местной крымской зоны *Operculina semiinvoluta* с верхами SBZ7.

SBZ8. Средний илердий 2. Зональный комплекс: *Nummulites exilis* Douv., *N. ataticus* Leym., *N. globulus nanus* Schaub, *N. globulus latior* Schaub, *Assilina leymeriei* (d'Arch. et Haime). В отличие от тетисных регионов интервал крымского разреза, соответствующий SBZ8, приходится на зону *Discoaster binodosus* (NP11) (Музылев, 1980; Голев, Андреева-Григорович, 1982), а не на верхнюю часть зоны NP10 и зону NP11 (рис. 3).

Юго-Западный Крым. Альминская зона (г. Инкерман, с. Танковое, г. Бахчисарай). Бахчисарайская свита, верхи местной зоны *Operculina semiinvoluta* – нижняя часть местной зоны *Nummulites crimensis*. Комплекс нуммулитид включает формы “тетисные”: *Nummulites exilis* Douv., *N. globulus nanus* Schaub, *N. spirectypus* Donc., *Assilina leymeriei* (d'Arch. et Haime), *A. pustulosa* Donc., что позволяет выделять здесь зону SBZ8. Но, как и в нижележащих отложениях, преобладающими среди нуммулитов в этой зоне являются “крымские” виды: *N. crimensis* Nemk. et Barkh. в верхней части, *N. semiinvolutus* (Nemk. et Barkh.) в нижней части, а также транзитный космополитный вид *N. praelucasi* Douv.

Восточный Мангышлак. Мангышлакская зона (урочище Байсарлы, колодец Акорпа), горизонт с мелкими нуммулитами верхней части суллукапинской свиты (Бархатова, Немков, 1965), расположенный над зоной *Morozovella aequa* (Шуцкая, 1970). В его нижней части впервые найдены редкие *Orbitoclypeus schopeni neumannae* (Toum.), *Discocyclina archiaci bakhchisaraiensis* Less, *Nummulites pantelevi* Nemk., *N. akkurdanensis* Nemk. (Закревская, 2004). Два первых подвида в Тетисной шкале отнесены к среднему илердию, зонам SBZ7–8.

SBZ9. Верхний илердий. Зональный комплекс: *Nummulites involutus* Schaub, *Assilina pomeroli* Schaub, *A. adrianensis* Schaub.

Юго-Западный Крым. Альминская зона (г. Инкерман, с. Танковое, г. Бахчисарай), бахчисарайская свита, верхняя часть местной зоны *N. crimensis*, зона *Assilina pomeroli* (Закревская, 1993). Зональный комплекс включает *Assilina pomeroli* Schaub, *Nummulites involutus* Schaub, *N. subramondi subramondi* de la Harpe, *N. aff. exilis* Douv., *N. laxus* Schaub, *Nummulites crimensis* Nemk. et Barkh., и весьма близок тетисному. Самыми характерными являются *Assilina pomeroli* (первое появление и распространение), а также *Nummulites crimensis* (последнее распространение). В отличие от средиземноморских, в крымских комплексах данной зоны немногочисленны *N. globulus* и *N. involutus*.

Северный Прикаспий. Утвинско-Хобдинский район (дол. р. Солянки), байлисайская свита. Аналоги данной зоны (слои с *N. aff. exilis*) устанавливаются в нуммулитовых песчаниках, ранее относимых к зоне *N. planulatus* (Бархатова, Размыслова, 1974) с пороодообразующими *Nummulites exilis* Douv., *N. aff. exilis*, а также редкими *N. pantelevi* Nemk., *N. laxus* Schaub. Стратиграфическое положение этих слоев определяется видами *N. laxus* и *N. aff. exilis*. Распространение первого вида ограничено в Средиземноморье верхним илердием, последний появляется в верхах среднего и переходит в верхний илердий (Schaub, 1981). В Крыму интервалы распространения данных видов аналогичны тетисным и приходятся на верхнюю часть местной зоны *N. crimensis*.

Восточный Мангышлак. Мангышлакская зона (урочище Байсарлы, колодец Акорпа). С верхним илердием сопоставляется средняя часть горизонта с мелкими нуммулитами верхов суллукапинской свиты. Комплекс нуммулитид включает многочисленные *N. pantelevi* Nemk., *N. akorpenis* sp. nov. и редкие *N. aff. bombitus* Hott. и *Orbitoclypeus schopeni suvlukaensis* Less. Две последние формы распространены в Крыму в SBZ9, в средиземноморских регионах *O. schopeni suvlukaensis* приурочен к зонам SBZ8–9. Сопоставление этого интервала разреза в ур. Байсарлы с SBZ9 подтверждается наличием нижнекюизских нуммулитид в перекрывающих слоях суллукапинской сви-

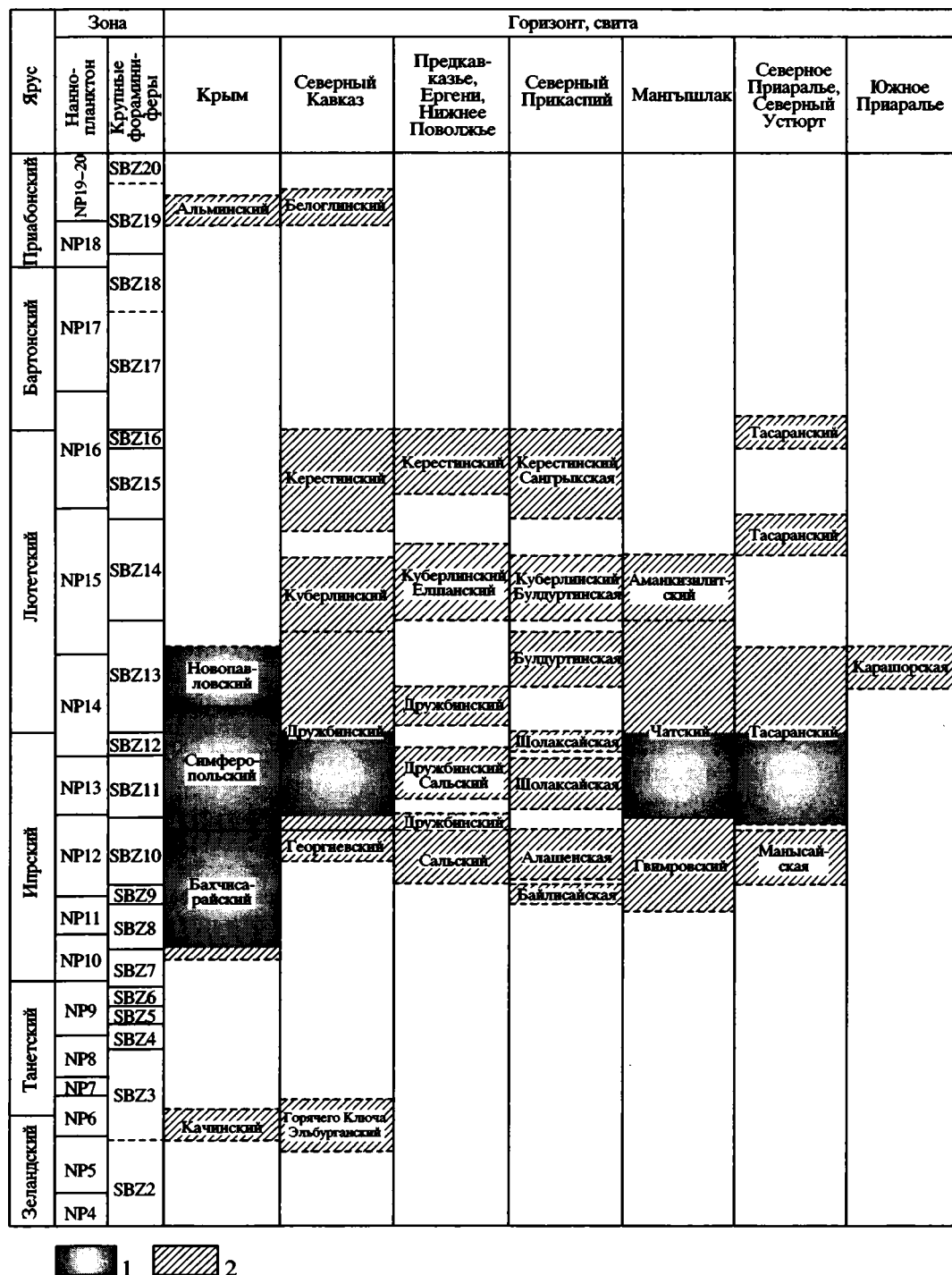


Рис. 3. Интервалы распространения крупных фораминифер палеогена северо-восточного Перитетиса, скоррелированные с Тетисной зональной шкалой по крупным фораминиферам (Serra-Kiel et al., 1998) и шкалой по наннопланктону (Martini, 1971).

1 – зоны Тетисной шкалы; 2 – аналоги зон Тетисной шкалы.

ты. Ранее данные отложения относились к танету (Бархатова, Немков, 1965) или ипру, зоне *M. subbotinae* (Шуцкая, 1970).

Для нижней части нижнего ипра в Крыму отмечается сходство общего видового состава нуммули-

тов и ассилин с илердским комплексом Средиземноморья при преобладании видов из групп *N. praelucasi* и *N. irregularis*, что их различает. В Прикаспии в этом интервале преобладают характерные для тетисных регионов формы из группы *N. planulatus*, на

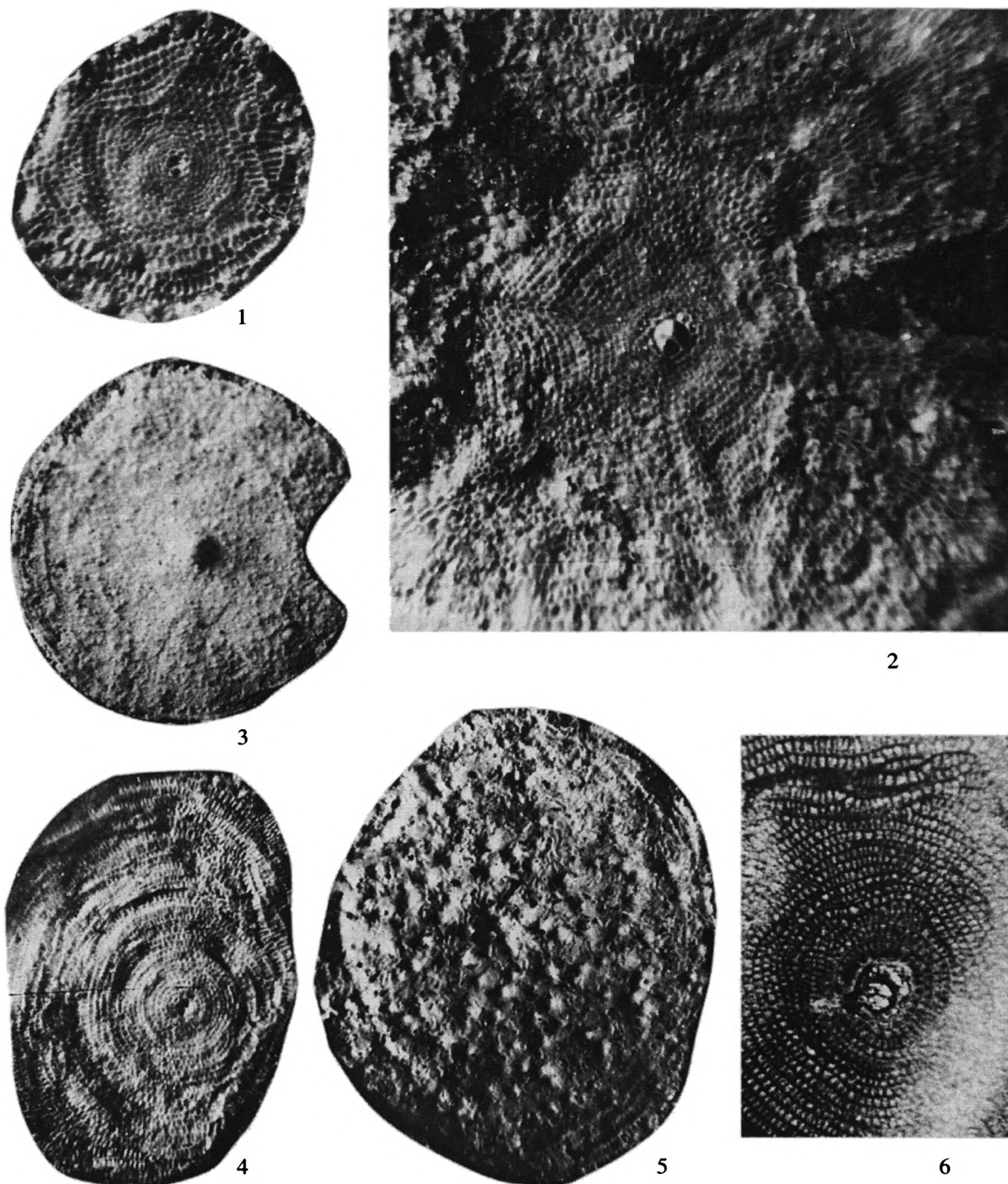


Фото таблица. Ортофрагминиды из новых местонахождений Северо-Восточного Перитетиса.

1–5 – Северный Устюрт, скв. 354, обр. 354/456: 1 – *Nemkovella strophiolata bodrakensis* Less, $\times 35$; 2 – *Asterocyclina rara* Zakr., $\times 35$; 3, 4 – *Discocyclina trabayensis trabayensis* Neum.: 3 – $\times 10$, 4 – $\times 20$; 5 – *Discocyclina granulosa* (Port.), $\times 20$. 6 – *Discocyclina furoni* Sam., Северный Кавказ, р. Фарс, обр. 4509a, $\times 35$.

Мангышлаке – формы из группы *N. irregularis*, типичные для Северо-Востока Перитетиса.

В стратиграфической схеме палеогена юга СССР (Решение XVI пленарного..., 1989) к нижней части ипра (интервал зон NP10–11) отнесена

подзона *Nummulites spileccensis* зоны *N. planulatus*. В типовой местности Северной Италии интервал распространения *Nummulites spileccensis* совпадает с объемом формации Спилеццо, которая относится к зонам *Morozovella velascoensis* – *M. aequa*,

кровле зоны *Discoaster multiradiatus* (NP9) – зоне *Marthasterites contortus* (NP10) (Barbieri, Medizza, 1969), верхней части нижнего – нижней части среднего илердия (Schaub, 1981), зонам SBZ6-SBZ7 (Less et al., 2000). Зона *N. planulatus* расположена выше (рис. 2) и соответствует SBZ10. Вид *Nummulites spileccensis* до сих пор плохо изучен, его биозона не установлена окончательно. В Приаралье и на Мангышлаке его распространение приурочено к уровню нижнего кюиза (Бархатова, Немков, 1965). Но даже в случае расширения биозоны *Nummulites spileccensis* на весь нижний ипр (илердий и нижний кюиз) было бы неправильно индексировать им нижнюю подзону нижнекюизской зоны *N. planulatus*.

SBZ10. Нижний кюиз. Зональный комплекс: *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. aquitanicus* Benoist, *N. burdigalensis burdigalensis* de la Harpe, *N. subramondi thalmani* Schaub, *N. rotularius* Desh., *N. pavlovici* Schaub, *N. subdistans* de la Harpe, *Assilina placentula* (Desh.), *A. plana* Schaub, *Discocyclus archiaci* (Schlumb.). Сопоставляется с верхами зоны P6b, зоной P7 или с верхней половиной зоны *Morozovella subbotinae* s.l. и нижней частью зоны *M. aragonensis* в Крымско-Кавказской шкале. Верхняя часть нижеипрских отложений во всех рассматриваемых регионах содержит крупные фораминиферы, но только в Крыму зона SBZ10 представлена в полном объеме.

Юго-Западный Крым. Альминская зона (г. Инкерман – г. Симферополь), верхняя часть бахчисарайского – основание симферопольского горизонта (местные зоны *Assilina placentula* – *Nummulites nemkovi*). Зональный комплекс включает все приведенные выше виды тетисного комплекса за исключением *Nummulites aquitanicus*. Единичными являются *N. planulatus* (г. Инкерман). Наиболее характерные виды: *A. placentula* (Desh.), *A. plana* Schaub, *N. rotularius* Desh., *N. praemurchisoni* Nemk. et Barkh., *N. nemkovi* Schaub.

Центральный Крым. Альминская зона, Новочарийское поднятие (г. Белогорск, с. Пролом), кровля бахчисарайского – основание симферопольского горизонта. Зона SBZ10 представлена верхней частью, с обедненным комплексом нуммулитид: *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. nemkovi* Schaub, *N. aff. latus* Schaub, *Assilina placentula* (Desh.), *Discocyclus archiaci archiaci* (Schlumb.).

Восточный Крым. Индольская зона, с. Насыпное, нижняя часть насыпкойской толщи. Положение слоев с наиболее характерными *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. aff. latus* Schaub, *Discocyclus pseudoaugustae* Port. в зоне SBZ10 точно не определено.

Северный Кавказ и Предкавказье. Верхняя часть георгиевского (зона *Morozovella subbotinae* s.l.) и нижняя часть дружинского (зона *M. aragonensis*) горизонтов.

Северный Кавказ. Адыгейская зона (разрез по р. Фарс). В основании слоев, относимых к черкесской свите, впервые обнаружены *Discocyclus archiaci archiaci* (Schlumb.), *D. furoni* Sam. (фото-табл.), *Nemkovella evae* Less, *Orbitoclypeus schopeni crimensis* Less, *O. douvillei douvillei* (Schlumb.), *Nummulites leupoldi* Schaub. Так как верхний предел распространения двух первых видов ограничен кровлей SBZ10 (Less, 1987), а *O. douvillei douvillei* появляется только в верхней половине этой зоны, данные слои сопоставляются с ее средней частью и относятся к верхам георгиевского – основанию дружинского горизонта.

Предкавказье. Западное Предкавказье, Азово-Кубанская впадина, Тихорецкая зона (Выселковская опорная скважина), дружинский горизонт. К зоне *Morozovella aragonensis* относит Е.К. Шуцкая (1960) слои с нуммулитами: *N. cf. globulus* Leym., *N. burdigalensis* de la Harpe (определение А.А. Габриеляна). Ввиду того, что последний вид типичен для всей зоны SBZ10, устанавливать здесь ее верхнюю часть позволяет положение слоев с нуммулитами в зоне *M. aragonensis*.

Нижнее Поволжье и Ергени. Южная часть Ергенинского поднятия, Калмыцкая зона (профиль Цаган-Хак-Шупта – Шупта-Бор-Худук – Ики-Бурул). К нижней части сальского горизонта приурочены слои с *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. globulus laxiformis* Schaub, *N. aff. latus* Schaub, *Discocyclus furoni* Sam., *Orbitoclypeus bayani* (Mun.-Chalm.). Ранее Г.И. Немковым (1967) здесь были определены *N. planulatus*, *N. globulus*. По присутствию *N. globulus laxiformis*, который не поднимается выше низов SBZ10, нижеэоценовые нуммулиты известные известняки Ергеней сопоставляются с нижней частью зоны SBZ10.

Северный Прикаспий. Сагизско-Уильский район (бассейн рек Уил и Киил), алашенская свита, соответствующая по объему верхней половине зоны *Morozovella subbotinae* s.l. (Найдин и др., 1993) или бахчисарайского горизонта Крыма. Комплекс видов, найденный в песках свиты (Бархатова, Размыслова, 1974): *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. praemurchisoni* Nemk. et Barkh., *N. panteleevi* Nemk., *Discocyclus archiaci* (Schlumb.) характерен более для нижней половины зоны SBZ10. По палеонтологическим таблицам определен также вид *N. bombitus*, распространенный в SBZ10-11 в Средиземноморье и только в SBZ10 в Закаспии.

Мангышлак. В Северном (скв. 147), Центральном (ур. Суллу-Капы), Южном (овр. Ушкую) и Восточном (ур. Байсарлы) Мангышлаке с SBZ10 сопоставляются отложения гвимровской свиты (верхняя часть гвимровского горизонта), охарактеризованные комплексом: *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. praemurchisoni* Nemk. et Barkh., *N. bombitus* Hott., *N. aff. latus* Schaub, *N. mangyschlakensis*

Ilyina, Operculina gigantea Mayer-Eimar, Discocyclusina archiaci archiaci (Schlumb.).

Северное Приаралье. Северо-Приаральская зона (балка Ак-Куурдан, скважина 535), "толща кварц-глауконитовых песков" верхней части маньчжурской свиты. Данная толща соответствует верхней половине бахчисарайского горизонта Крыма. Комплекс характерных видов в балке Ак-Куурдан: Nummulites praemurchisoni Nemk. et Barkh., N. akkurdanensis Nemk., N. panteleevi Nemk., Orbitoclypeus schopeni crimensis Less, Discocyclusina furoni Sam. позволяет сопоставлять данную толщу с нижней половиной зоны SBZ10. Верхняя часть зоны устанавливается в скв. 535, расположенной восточнее, по наличию совместно с N. praemurchisoni вида N. irregularis, который появляется в верхах нижнего ипра на уровне крымской зоны N. nemkovi.

Плато Устюрт. Мангышлакская зона. С SBZ10 сопоставляются слои с Discocyclusina ex gr. trabayensis Neum., D. ex gr. pratti (Mich.), D. ex gr. archiaci (Schlumb.), Nummulites aff. bolcensis Mun.-Chalm., относящиеся к зоне Morozovella marginodentata и распространенные в западных чинках Устюрта (Портная, Шарапов, 1974).

Нижнекуизские комплексы нуммулитид Северо-Восточного Перитетиса отличаются от тетисских редкостью гранулированных нуммулитов, которые есть только в Крыму и Предкавказье, распространением видов из группы N. irregularis, самым характерным среди которых является N. praemurchisoni.

Верхний ипр в Тетисной шкале делится на средний и верхний кюиз (SBZ11-12).

SBZ11. Средний кюиз. Зональный комплекс: Nummulites praelaevigatus Schaub, N. burdigalensis cantabricus Schaub, N. kapellosi Schaub, N. escheri Schaub, N. nitidus de la Harpe, N. archiaci Schaub, Assilina laxispira de la Harpe, Discocyclusina fortisi simferopolensis Less. В тетисских регионах сопоставляется с зонами P8-P9. В Северо-Восточном Перитетисе зоне SBZ11 соответствует провинциальная зона Nummulites distans, которая сопоставляется со средней частью зоны Morozovella aragonensis s.l.

Юго-Западный и Центральный Крым. Альминская зона (г. Инкерман – с. Пролом), средняя часть симферопольской свиты (местная зона N. distans). Зональный комплекс: Nummulites distans Desh., N. archiaci Schaub, N. nitidus de la Harpe, Assilina laxispira de la Harpe, Discocyclusina fortisi simferopolensis Less. Нижняя граница зоны устанавливается по первому появлению Nummulites distans, которое почти совпадает с появлением остальных зональных видов.

Восточный Крым. Индольская зона, с. Насыпное, нижняя часть насыпной толщи. Зональный комплекс: Nummulites nitidus de la Harpe, Operculina marinellii Dain, Discocyclusina fortisi simferopolensis Less.

Северный Кавказ. Адыгейская зона (разрез по р. Губс), дружинский горизонт. Зональный комплекс: Nummulites nitidus de la Harpe, N. archiaci Schaub, N. irregularis Desh., Discocyclusina archiaci bartholomei Less.

Центральное Предкавказье. Ставропольская зона, Надзорненская и Ипатовская площади, дружинский горизонт. Слои с Nummulites munchisoni (Rüt.) и N. irregularis Desh. (определения А.А. Габриеляна) отмечены Е.К. Шуцкой (1960) в верхах зоны Morozovella aragonensis s.l. (скважины Р-2 и Ипатовская). Так как N. irregularis распространен во всем верхнем ипре, сопоставление этих слоев с верхами SBZ11 и SBZ12 проводится в большей степени согласно их положению в зоне по планктону.

Нижнее Поволжье. Астраханская зона, район Черных Земель, сальский горизонт. Нижние "слои с нуммулитами" скв. 44. Редкие крупные фораминиферы представлены Discocyclusina dispersa taurica Less, Nemkovella fermonti Less и оперкулинами, также найдены в отложениях зоны Morozovella aragonensis (Шуцкая, 1960) и сопоставляются с SBZ11-12.

Северный Прикаспий. Утвинско-Хобдинский район (разрез г. Сантас), шолаксайская свита (по объему соответствует зоне Morozovella aragonensis и большей части зоны Acarinina bullbrookii). В невыдержанных прослоях низов свиты обнаружен обедненный комплекс нуммулитид с Nummulites archiaci Schaub, N. irregularis Desh., Nemkovella fermonti Less. Аналоги SBZ11 здесь выделяются достаточно условно.

Центральный Мангышлак. Южный Актау (урочища Суллу-Капы, Чакрыган, колодец Чат), нижняя часть чатской свиты и горизонта. Зональный комплекс: Nummulites nitidus de la Harpe, N. archiaci Schaub, N. escheri Schaub, N. irregularis Desh., Discocyclusina fortisi simferopolensis Less.

Северо-Восточный Мангышлак. Северный Актау, скв. 147 в районе пос. Аманкизилит, чатский горизонт. Комплекс немногочисленных крупных фораминифер, включающий Nummulites irregularis Desh., N. escheri Schaub, Operculina gigantea Mayer-Eimar, Nemkovella fermonti Less позволяет выделять здесь аналоги SBZ11.

Восточный Мангышлак. Ур. Байсарлы, чатский горизонт, слои с Nummulites distans.

Северное Приаралье. Мыс Изенды, нижнета-саранская подсвита. Зональный комплекс: Nummulites nitidus de la Harpe, N. archiaci Schaub, N. escheri Schaub, N. distans Desh., N. irregularis Desh.

SBZ12. Верхний кюиз. Зональный комплекс: Nummulites manfredi Schaub, N. campesinus Schaub, N. quasilaevigatus Pavl., N. formosus de la Harpe, N. caupennensis Schaub, Assilina maior Heim, A. cuvillieri Schaub. Приходится на верхнюю часть зоны P9. В Северо-Восточном Перитетисе соответствует провинциальной зоне Nummulites polygura-

tus. Сопоставляется с верхней частью зоны *Morozovella aragonensis* s.l., подзоной *M. caucasica* в Крымско-Кавказской шкале.

Юго-Западный и Центральный Крым. Разрезы от г. Инкермана до с. Пролом, верхняя часть симферопольской свиты (местная зона *Nummulites polygyratus*). Зональный комплекс: *N. polygyratus* Desh., *N. formosus* de la Harpe, *Assilina maior* Heim, *A. cuvillieri* Schaub, *Discocyclina pratti montfortensis* Less.

Северный Кавказ. Адыгейская зона (разрез по р. Губс), дружинский горизонт черкесской свиты. Зона SBZ12 выделяется по появлению верхнекюизских форм *Asterocyclina alticostata gallica* Less, *Nummulites aff. polygyratus* Desh. в пачке, охарактеризованной также среднекюизскими нуммулитидами и планктоном зоны *Acarinina bullbrookii*. Из-за отсутствия четкой смены комплекса средне-верхнекюизские отложения в данном разрезе рассматриваются совместно (Закревская, 2002).

Северный Прикаспий. Утвинско-Хобдинский район (разрез г. Сантас), средняя часть шолаксайской свиты. Комплекс невыдержанного прослоя нуммулитовых известняков включает: *Nummulites pratti* d'Arch. et Haime, *N. polygyratus* Desh., *N. formosus* de la Harpe, *N. aff. irregularis* Desh., *Asterocyclina alticostata gallica* Less.

Мангышлак. Южный Актау (разрез ур. Суллу-Капы), средняя часть чатской свиты и горизонта. Зона устанавливается по появлению *Nummulites formosus* de la Harpe, первому широкому распространению *N. pratti* d'Arch. et Haime.

Северное Приаралье. Мыс Изенды, верхняя часть нижнетасаранской подсвиты. Зональный комплекс: *Nummulites formosus* de la Harpe, *N. pratti* d'Arch. et Haime, *N. polygyratus* Desh.

Видами-индексами лон *N. distans* и *N. polygyratus* являются также *N. nitidus* и *N. formosus*, особенно распространенные в Закаспии. Перитетические верхнеиписские комплексы отличаются от тетических отсутствием группы *N. planulatus* и редкостью видов групп *N. burdigalensis* и *N. partschi*, найденных только в Крыму.

Лютет. В лютете Северо-Восточного Перитетиса нуммулитиды, характерные для тетических регионов, присутствуют на уровне нижнего подъяруса только в Крыму. Восточнее Крыма по комплексам и отдельным видам ортофрагминид и мелким "перитетическим" нуммулитам устанавливаются аналоги SBZ зон лютетского яруса.

SBZ13. Нижний лютет. Зональный комплекс: *Nummulites laevigatus* (Brug.), *N. obesus* d'Arch. et Haime, *N. uranensis* de la Harpe, *N. lehneri* Hott., *Assilina spira abrardi* Schaub, *A. tenuimarginata* Heim, *A. praespira* Douv. Сопоставляется с зоной P10 в Общей и зоной *Acarinina bullbrookii* в Крымско-Кавказской шкале.

Юго-Западный и Центральный Крым. Разрезы от г. Инкермана до с. Донское, верхи симферопольского – низы новопавловского горизонта. Зональный комплекс: *Assilina spira abrardi* Schaub, *Nummulites aff. irregularis* Desh. (нижняя часть), *A. tenuimarginata* Heim, *N. aff. leupoldi* Schaub, *Discocyclina granulosa* (Port.), *D. radians noussensis* Less, *Nemkovella strophiolata bodrakensis* Less (верхняя часть).

Северный Кавказ. Адыгейская зона (разрез по р. Губс), дружинский горизонт. Аналоги зоны устанавливаются по комплексу: *Nummulites aff. irregularis* Desh., *Nemkovella strophiolata bodrakensis* Less, *Asterocyclina schweighauseri* Less (нижняя часть), *Orbitoclypeus marthae* (Schlum.), *O. douvillei* ssp. nov., *Discocyclina dispansa nussdorfensis* Less (верхняя часть). Характерны планктонные фораминиферы верхов зоны *Acarinina bullbrookii*. В схему распространения ортофрагминид палеогена Тетиса (Septa-Kiel et al., 1998: фиг. 5) из перечисленных форм включен только *O. douvillei* ssp. nov. (переходная форма от *O. douvillei douvillei* (Schlum.) к *O. chudeaui* (Schlum.)), биозона которого охватывает нижний и средний лютет (SBZ13-14). Согласно более ранним работам (Less, 1987; Less, Kovacs, 1996) *Nemkovella strophiolata bodrakensis* и *O. marthae* распространены только в нижнем лютете, *Asterocyclina schweighauseri* – в нижнем – верхнем лютете, *D. dispansa nussdorfensis* – в среднем лютете. Интервалы распространения *Nemkovella strophiolata bodrakensis* и *O. marthae* в разрезе по р. Губс, видимо, шире и охватывают нижний и низы среднего лютета, а *D. dispansa nussdorfensis* появляется еще в нижнем, но более характерна для среднего лютета.

Ергени. Калмыцко-Астраханская зона, Южные Ергени, окрестности г. Элисты, сальский горизонт. В скв. 12 и 8 обнаружена *Nemkovella strophiolata bodrakensis* Less. Приуроченность слоев с немковеллами к нижнему лютету подтверждается присутствием в них планктона зоны *Acarinina bullbrookii*.

Северный Прикаспий. Сагизско-Уильский район, скв. 156 западнее г. Миалы (долина р. Уил), булдурутинская свита, охватывающая верхнюю часть зоны *Acarinina bullbrookii* – зону *A. rotundimarginata*. Раннелютетский возраст слоев с нуммулитами устанавливается по совместному присутствию *Discocyclina dispansa nussdorfensis* Less, *D. dispansa taurica* Less, *Operculina compressa* Golev.

Мангышлак. Южный Актау (разрез ур. Суллу-Капы), верхи чатской свиты: верхняя часть зоны *N. distans* и местная зона *N. atacicus* (Бархатова, Немков, 1965). В нижнем лютете автором выделено два литостратона: нижний (слои с *Nummulites anomalus*), с комплексом, содержащим кроме породообразующего вида редкие *Nemkovella fermonti* Less, *Discocyclina pratti montfortensis* Less, и верхний – собственно зона *N. atacicus*. В нижней части этой зоны, кроме вида-индекса, определенного автором как

Nummulites aff. leupoldi Schaub, присутствуют редкие Nemkovella strophiolata bodrakensis Less, Discocyclina pratti montfortensis Less и единичные Turborotalia boweri, а в ее верхней части появляются D. pratti pratti (Mich.), N. strophiolata strophiolata (Gümb.), а также Globigerinatheka index, характерные в большей степени уже для среднего лютета – бартон. Слои с Nummulites anomalus отнесены к лютету по положению в разрезе между верхнеипрскими известняками с Nummulites formosus и нижнелютетскими слоями с Nummulites aff. leupoldi. Юго-западнее, (район Енседей) из образца скв. 3г совместно с планктонными Acarinina bullbrooki определены Nemkovella strophiolata bodrakensis Less.

Северное Приаралье. Мыс Изенды, верхнетасаранская подсвита. Аналоги зоны SBZ13 устанавливаются по комплексу, в котором еще присутствуют единичные Nummulites polygyratus Desh., N. pratti d'Arch et Haime, N. formosus de la Harpe и впервые появляются Nemkovella strophiolata bodrakensis Less, Discocyclina dispansa nussdorfensis Less.

Северный Устюрт. Северо-Устюртско-Челкарская зона. Скв. 354, верхнетасаранская подсвита. Аналоги зоны устанавливаются по комплексу, близкому “бодракскому комплексу дискоцилин” Крыма: Discocyclina granulosa (Port.), D. trabayensis trabayensis Neum., Nemkovella strophiolata bodrakensis Less, Asterocyclina rara Zakr. (фототабл.).

Южное Приаралье. Урочище Айбугир близ пос. Ургенч, карашорская свита. Возраст слоев с нуммулитами ранее был определен по их положению над отложениями зоны Acarinina bullbrooki (Иванова, Немков, 1961). Впервые выделенные здесь Nemkovella strophiolata bodrakensis Less, Discocyclina radians noussensis Less, D. pratti montfortensis Less, Orbitoclypeus daguini (Neum.), Nummulites aff. leupoldi Schaub позволяют обосновать раннелютетский возраст этих слоев и по крупным фораминиферам.

SBZ14–15. Средний лютет. Зональный комплекс SBZ14: Nummulites gratus Schaub, N. beneharnensis de la Harpe, N. stephani Schaub, N. boussaci Rozl., Assilina spira spira (de Rossy); SBZ15: Nummulites sordensis Herb et Schaub, N. crassus Boubee, N. millicaput Boubee, N. crusafonti Reg. et Clav., Orbitoclypeus chudeaui (Schlum.). Соответствует зонам P11 и нижней половине P12. В Крымско-Кавказской шкале средний лютет приходится на зону Acarinina rotundimarginata (Решение XVI пленарного..., 1989) или на зону Hantkenina alabamensis (Ахметьев, Беньямовский, 2003).

Северный Кавказ. Адыгейская зона (разрез по р. Губс), куберлинский и нижняя часть керестинского горизонта. Нижняя граница среднего лютета отмечается по появлению Discocyclina discus discus (Rüt.), массовому распространению Disco-

cyclina dispansa nussdorfensis Less, исчезновению Discocyclina archiaci bartholomei Less, появлению планктонных фораминифер зоны Acarinina rotundimarginata. Вышележащие слои сопоставляются с SBZ15 на основании комплекса, в котором появляются Orbitoclypeus chudeaui (Schlum.), Nummulites variolarius (Lam.), исчезает Nemkovella strophiolata bodrakensis Less. С верхней части слоев, сопоставляемых с SBZ14, распространены виды зоны Hantkenina alabamensis керестинского горизонта.

Ергени и Нижнее Поволжье: южные и центральные Ергени, г. Элиста, Заветнинская площадь, Аксайская и Красноармейская площади в окрестностях Волгограда. Елшанский горизонт (Поволжье), куберлинский – низы керестинского горизонта (Ергени). Хорошо известные “слои с мелкими нуммулитами”, согласно многим исследователям, приурочены обычно к зоне Acarinina rotundimarginata. Нуммулиты представлены обильными Nummulites orbigny (Gal.), N. variolarius (Lam.), единичными N. prestwichianus Jones, N. incrassatus de la Harpe. Последние виды найдены только в скв. 45 Красноармейской площади, где отмечается самый низкий уровень их стратиграфического распространения. Нуммулиты этих слоев описаны А.П. Ильиной (1969), Н.Н. Бархатовой и С.С. Размысловой (1974). В их комплексе, кроме приведенных видов, часто отмечается Nummulites chavannesi de la Harpe. В типовой местности куберлинского горизонта этот вид даже считается руководящим (Никитина, 1963). Среди просмотренного материала из данного региона N. chavannesi не был обнаружен. Автор считает, что к нему отнесены выпуклые, с бугорком формы N. orbigny. Известно, кроме того, что во всех других местонахождениях Тетиса и Перитетиса N. chavannesi приурочен к бартону и приабону.

Северный Прикаспий. Сагизско-Уильский район, долина р. Уил, окрестности с. Миялы. К среднему лютету относится булдурутинская свита (скв. 156, 55) и нижняя часть сангрыкской свиты (скв. 9-Б) с Nummulites anomalus de la Harpe, N. orbigny, N. aff. prestwichianus Jones, Discocyclina augustae atlantica Less, Nemkovella strophiolata strophiolata (Gümb.). В тетисных регионах два последних таксона распространены от верхов нижнего до кровли среднего или верхнего лютета.

Мангышлак. Южный Актау, разрез ур. Суллу-Капы, аманкизилитский горизонт. В основании этого горизонта в слоях, сопоставлявшихся прежде с зоной Acarinina rotundimarginata, присутствуют редкие формы, переходящие или перемытые из нижележащих слоев с N. aff. leupoldi: Nemkovella strophiolata strophiolata (Gümb.), Nummulites anomalus de la Harpe, Operculina aff. schwageri Silv. Ранее эти слои относились к верхнеэоценовой зоне Operculina alpina (Бархатова, Немков, 1965).

Северное Приаралье. Мыс Изенды, верхнетасаранская подсвита. В слоях, расположенных над нижнелютетскими, присутствуют редкие Nummulites cf. prestwichianus Jones, Asterocyclina alticostata cuvillieri Less. В Тетисной шкале последний подвид датирован временем зон SBZ15–16.

Таким образом, наиболее характерными нуммулитами среднего лютета Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия являются Nummulites orbigny и N. variolarius. В типовой местности (Центральная Европа) последний вид появляется также в среднем лютете, а N. orbigny приурочен к верхнему лютету – бартону.

SBZ16. Верхний лютет. Зональный комплекс: Nummulites herbi Schaub, N. deshaysi d'Arch. et Haime, N. aturicus Joly et Leym., N. praepuschi Schaub, Assilina gigantea de la Harpe, Discocyclina pulchra balatonica Less. Соответствует средней части зоны P12. В Крымско-Кавказской или Северокавказской схемах к верхнему лютету относят верхнюю часть зоны Acarinina rotundimarginata, зону Hantkenina alabamensis или нижнюю часть зоны Subbotina turcmenica (Ахметьев, Беньямовский, 2003).

Северный Кавказ. Адыгейская зона, разрез по р. Губс, верхняя часть керестинского горизонта. Устанавливается по комплексу, в котором впервые появляются многочисленные Discocyclina dispansa hungarica Kecsk., редкие Orbitoclypeus varians roberti (Douv.), Asterocyclina kecshkemeti Less., A. alticostata alticostata (Nutt.), Operculina schwageri Silv. По разным данным Г. Леша (Less, 1987; Serra-Kiel et al., 1998, fig. 5) три первых таксона характерны для верхнего лютета, но могут появляться в верхах среднего лютета. Два последних вида в Тетисных регионах известны только из бартона, хотя Operculina schwageri, вероятно, появляется еще в лютете. Близкая к этому виду форма установлена в нижнем лютете Крыма, нижнем–среднем лютете Мангышлака. Таким образом, в маломощном конденсированном слое смешаны многочисленные таксоны, ограниченные в своем распространении лютетом, и редкие бартонские. Комплекс планктонных фораминифер этого слоя позволяет относить его к верхам зоны N. alabamensis. Положение данного слоя спорное, возможно, он является переходным от лютета к бартону. Но так как в нем не только преобладают, но и впервые появляются верхнелютетские ортофрагминиды, я отношу его к лютету.

Нижнее Поволжье. Аксайская площадь, скв. 42, керестинский горизонт. В слоях бескарбонатных глин, расположенных выше слоев с N. orbigny, N. prestwichianus, N. chavannesi (Немков, 1967), впервые определены Discocyclina augustae olivanae Alm. et Rios, характерные для верхнего лютета – низов бартона тетисной области. Отсутствие планктонных фораминифер не дает возможности

более точно определить положение этих слоев. Видимо, они коррелируются с бескарбонатными глинами близрасположенных скважин. Так, в скв. 22 подобные глины залегают над слоями с N. chavannesi и перекрыты мергелями зоны Hantkenina alabamensis (Шуцкая, 1960).

Северный Прикаспий. Восточная часть. Сагизско-Уильский район, скв. 203 в долине р. Уил, сангрыкская свита, керестинский горизонт. В прослое нуммулитовых известняков керестинского горизонта преобладают Nummulites prestwichianus Jones и N. orbigny (Gal.), реже встречаются N. rectus Curry, Asterocyclina stella stella (Gümb.). Западная часть. Фурмановская (скв. 151) и Аюбская (скв. 24) площади, керестинский горизонт. Согласно Н.Н. Бархатовой и С.С. Размысловой (1974), к зоне Hantkenina alabamensis приурочены Nummulites prestwichianus Jones, N. prestwichianus var. granulata de la Harpe, N. budensis Hant.

Нижний бартон. **SBZ17.** Зональный комплекс: Nummulites brongniarti d'Arch. et Haime, N. perforatus (de Mont.), N. biarrizensis de la Harpe, Discocyclina pulchra baconica Less. Соответствует верхам зоны P12, зонам P13, P14. В Крымско-Кавказских схемах к низам бартона отнесена зона Hantkenina alabamensis (Решение XVI пленарного..., 1989) либо средняя часть зоны Subbotina turcmenica (Ахметьев, Беньямовский, 2003).

Северное Приаралье. Северо-Приаральская зона, пос. Арал-Сульфат, скв. 3, верхнетасаранская подсвита. В верхней части подсвиты Г.И. Немковым (Бондарева и др., 1961) определены: Nummulites orbigny (Gal.), N. prestwichianus Jones, N. rectus Curry, N. chavannesi de la Harpe. При просмотре образцов данного разреза выявлены те же виды за исключением N. chavannesi, а также единичные Discocyclina augustae olivanae Alm. et Rios. Так как верхняя часть тасаранского горизонта сопоставляется с кумским горизонтом (Стратиграфия СССР. Палеогеновая система, 1975), эти “нуммулитовые слои” отнесены автором к верхнему лютету – нижнему бартону.

От среднего лютета до низов бартона видовой состав нуммулитов Нижнего Поволжья, Прикаспия и Закаспия мало меняется. Однако для среднего лютета более характерны N. orbigny и N. variolarius, а N. prestwichianus встречается редко и отличается более сжатой спиралью и малыми размерами по сравнению с типичной формой. Многочисленные и типичные его представители отмечены только в верхнем лютете, где также появляются редкие верхнелютетские дискоциклины. Лютетские комплексы ортофрагминид Северного Кавказа отличаются обилием форм из групп Orbitoclypeus douvillei, O. varians, Discocyclina dispansa, разнообразием астероциклин, характерных для Тетисных регионов.

Нижний приабон. SBZ19. Зональный комплекс: *Nummulites fabianii* (Prev.), *N. garnieri* de la Harpe, *Discocyclina pratti minor* Meff., *Asterocyclina alticostata danubica* Less. Соответствует верхней части зоны P15 или зоне *Globigerapsis tropicalis* в Крымско-Кавказской шкале.

Северный Кавказ: Центральная зона (р. Кубань), белоглинский горизонт. В средней части горизонта из отложений зоны *Globigerapsis tropicalis* А.А. Птухьяном определены *Nummulites cf. prestwichianus* Jones, *N. cf. variolarius* (Lam.), *Asterocyclina stella* Gümb. (Бугрова, 1984). По положению в планктонной шкале эти слои сопоставляются с верхами SBZ19. В долине р. Белой (Адыгейское поднятие), также в верхней части зоны *G. tropicalis*, впервые найдены обломки раковин *Nummulites cf. prestwichianus*.

Юго-Западный Крым. Бассейн р. Альмы, с. Верхнесадовое. В альминском горизонте обнаружены мелкие неопределенные раковины нуммулитид, которые в настоящее время утеряны (устное сообщение Э.М. Бугровой).

ВЫВОДЫ

1. Крупными фораминиферами в области Северо-Восточного Перитетиса в разной степени охарактеризованы все ярусные подразделения верхнего палеоцена – верхнего эоцена за исключением верхнего танета и бартона (рис. 3). Анализ их распространения позволил уточнить положение некоторых стратиграфических интервалов в данных регионах. Так, по нуммулитам и ортофрагминидам впервые выделены биостратоны, соответствующие верхнему илердию в Северном Прикаспии и на Мангышлаке, которые раньше относились соответственно к нижнему кюизу (зоне *Nummulites planulatus*) и к верхнему танету (зоне *Nummulites fraasi*). В центре Адыгейского поднятия Северного Кавказа (долина рек Фарс и Губс) в мелководных фациях черкесской свиты, где ранее выделялась только верхнеипрская зона *Mogozovella aragonensis*, кроме ипра по крупным фораминиферам обосновано наличие нижнего, среднего и верхнего лютета. В лютете Мангышлака по нуммулитам выделены нижний и средний подъярусы. В слоях с мелкими нуммулитами куберлинско-керестинского горизонта Северного Прикаспия и Нижнего Поволжья выявлены уровни среднего и верхнего лютета.

2. Систематический состав позднепалеоценовых ортофрагминид не отличается от тетисного, несмотря на то, что разнообразие всех крупных фораминифер в области Перитетиса значительно более низкое.

3. Наибольшим распространением пользуются ипрские крупные фораминиферы. Первое разделение нуммулитовых комплексов на тетисные, в которые входят нуммулитиды Юго-Западного Крыма, и

перитетисные (Восточный Крым – Приаралье) происходит уже в раннем ипре. В позднем ипре вся территория от Юго-Западного Крыма до Приаралья по составу нуммулитовых комплексов входила в одну палеобиогеографическую область Перитетиса.

4. В течение лютета снижается разнообразие крупных фораминифер в Северном Перитетисе, а область их распространения передвигается от Крыма к Северному Прикаспию и Закаспию. С середины нижнего лютета нуммулитиды представлены исключительно мелкими формами.

5. Отмечается большая эврифашиальность ортофрагминид относительно нуммулитид, что позволяет выделять по ним аналоги тетисных зон в лютете и в удаленных регионах Северо-Восточного Перитетиса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н. Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2003. Т. 78. Вып. 5. С. 40–50.
- Бархатова Н.Н., Немков Г.И. Крупные фораминиферы Мангышлака и Северного Приаралья и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1965. 96 с.
- Бархатова Н.Н., Размыслова С.С. Стратиграфия и нуммулитиды эоценовых отложений Прикаспийской впадины. Л.: Наука, 1974. 92 с.
- Бондарева Т.П., Немков Г.И., Самодуров В.И. К вопросу о возрасте тасаранской свиты Северного Приаралья // Докл. АН СССР. 1961. Т. 140. № 4. С. 892–894.
- Бугрова Э.М. Нуммулитиды в палеогеновом разрезе р. Кубань (Северный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 376–379.
- Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю., Табачникова И.П. Новые данные по биостратиграфии палеогена Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 83–93.
- Голев Б.Т. Новые данные о стратиграфическом делении Бахчисарайского района Крыма // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1971. № 9. С. 110–121.
- Голев Б.Т. О мелких оперкулинах из эоцена Бахчисарайского района Крыма // Палеонтол. сб. 1974. № 10. С. 27–33.
- Голев Б.Т. Стратиграфическое распределение нуммулитид и их значение для зонального деления палеогена: Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ. 1982. 39 с.
- Голев Б.Т., Андреева-Григорович А.С. Нуммулитиды и наннопланктон палеогенового разреза Белокаменска (Инкерман) в Крыму // Палеонтол. сб. 1982. № 19. С. 97–106.
- Голев Б.Т., Совчик Я.В. О зональном делении эоцена бахчисарайского разреза по нуммулитам // Стратиграфия и палеогеография кайнозоя газонефтеносных областей юга Советского Союза. Вып. 31/39–32/40. М.: Недра, 1971. С. 56–65.
- Гроссгейм В.А. Разрез эоцена по р. Губс (Северо-Западный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1958. Т. 120. № 4. С. 863–865.
- Закревская Е.Ю. Ассилины, оперкулины и раникоталии Крыма и их биостратиграфическое значение. М.: Наука, 1993. 112 с.

- Закревская Е.Ю. Значение крупных фораминифер эоцена Северного Кавказа для разработки региональной биостратиграфической шкалы // Тез. Докл. XLVIII сессии Палеонтол. об-ва. СПб., 2002. С. 52–54.
- Закревская Е.Ю. О “палеоценовых” нуммулитах Мангышлака // Палеонтол. журн., 2004, в печати.
- Закревская Е.Ю., Портная Е.Л. Новые орбитоиды из бодракского яруса Крыма // Палеонтол. журн., 1987. № 4. С. 106–110.
- Зернецкий Б.Ф. Про знахідку *Nummulites orbignyi* (Galeotti) на Волго-Донському межиріччі // Геол. журн. 1960. Т. XX. Вып. 5. С. 93–96.
- Зернецкий Б.Ф. Перші знахідки дискоциклін в палеоцені Криму // Матеріали до палеонтології кайнозою України. Київ: Наукова думка, 1977. С. 55–59.
- Зернецкий Б.Ф. Основные этапы развития нуммулитид Украины. Киев: Наукова думка, 1980. 140 с.
- Зональная стратиграфия фанерозоя СССР (справочное пособие) / Ред. Корень Т.Н. М.: Недра, 1991, 160 с.
- Иванова В.А., Немков Г.И. Первая находка крупных фораминифер в эоценовых отложениях Южного Приаралья // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1961. № 4. С. 130–132.
- Ильина А.П. Крупные фораминиферы и моллюски эоцена Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. Нов. Сер. 1953. Вып. 73. С. 352–379.
- Ильина А.П. Нуммулиты верхнего эоцена окрестностей Красноармейска // Тр. ВНИГРИ. 1969. Вып. 268. С. 164–167.
- Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по наннопланктону (Северный Кавказ и Крым). М.: Наука, 1980. 83 с.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Конаевич Л.Ф. Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М.: Изд-во МГУ, 1993. 133 с.
- Немков Г.И. Нуммулитиды Советского Союза и их биостратиграфическое значение. М.: Наука, 1967. 312 с.
- Немков Г. И., Бархатова Н.Н. Нуммулиты, ассиллины и оперкулины Крыма. М.–Л.: Наука, 1961. 125 с.
- Немков Г.И., Портная Е.Л. Астероциклины из нижнеэоценовых отложений юго-восточного Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1969. № 4. С. 33–40.
- Никитина Ю.П. Корреляция региональных стратиграфических схем палеогеновых отложений бассейна нижнего Дона // Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 38. С. 148–163.
- Портная В.Л. Дискоциклины эоценовых отложений Крыма и их биостратиграфическое значение. М.: Изд-во МГУ, 1974. 174 с.
- Портная Е.Л., Шарапов А.И. Первые находки дискоциклін из бахчисарайских отложений западного чинка Устюрта // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1974. № 4. С. 31–37.
- Решение XVI пленарного заседания палеогеновой комиссии. ВСЕГЕИ, 6–8 апреля 1987 // Постановления МСК и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. Вып. 24. С. 51–54.
- Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная). Киев: Наукова думка, 1987. 115 с.
- Стратиграфический кодекс. СПб.: МСК, 1992. 120 с.
- Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. 524 с.
- Шуцкая Е.К. Стратиграфия и фации нижнего палеогена Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1960. 103 с.
- Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. М.: Недра, 1970. 255 с.
- Barbieri G., Medizza F. Contributo alla conoscenza geologica della regione di Bolca (Monti Lessini) // Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova. 1969. № 27. P. 1–36.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and Chronostratigraphy // Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic Correlations / Eds. Berggren W.A., Kent D.V. et al. SEPM Special publ. 1995. V. 54. P. 129–212.
- Hottinger L. Foraminiferes operculiniformes // Mem. Mus. Nat. Hist. Natur. N.S., 1977. T. 40. 159 p.
- Less G. Az Europai Orthophragminak oslenytana esretegetana. Budapest: Geol. Hung. Ser. Paleontologica. Fasc. 511. 1987. 373 p.
- Less G., Kovacs O. Age-Estimates by European Paleogene Orthophragminae using numerical evolutionary corralation // GEOBIOS. T. 29. № 3. 1996. P. 261–285.
- Less G., Mietto P., Papazzoni C.A. The Monti Lessini. Excursion 4 // Field Trip Guidebook. Shallow water benthic communities at the Middle-Upper Eocene boundary. 5th Meeting of the IGCP393 / Ed. Bassi D. Annali dell Universita di Ferrara. 2000. P. 62–65.
- Schaub H. Nummulites et Assilines de la Tethys Paleogene. Taxonomie, phylogenese et biostratigraphie. Mem. Suisses Pal., 1981. T. 104–106. 236 p.
- Serra-Kiel, Hottinger L., Caus E. et al. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene // Bull. Soc. Geol. France. 169, (2). 1998. P. 99–115.
- Tosquella J., Serra-Kiel J. Los nummulitidos (Nummulites y Assilina) del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior de la Cuenca Pirenaica: Sistemática. Acta Geologica Hispanica, 1998. V. 31. № 1–3. P. 37–159.

Рецензенты Э.М. Бугрова, А.С. Алексеев

УДК 551.763.781(571.642)

СТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВЫХ–РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫХ АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ТОНИНО-АНИВСКОГО ПОЛУОСТРОВА, ЮЖНЫЙ САХАЛИН

© 2005 г. А. Э. Жаров*, Н. Ю. Брагин**, А. Н. Речкин***

*ФГУП “Дальморнефтегеофизика”, Южно-Сахалинск

**Геологический институт РАН, Москва

*** ФГУП “Сахалинская геолого-разведочная экспедиция”, Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию 11.06.2003 г., получена после доработки 29.12.2003 г.

Геологическое доизучение Тонино-Анивского полуострова показало, что сложно дислоцированный комплекс пород смешанного состава, ранее объединяемый в альб-сеноманскую новиковскую свиту, охватывает возрастной диапазон от верхов перми до нижнего палеогена. Био- и литостратиграфическое изучение опорных разрезов и ключевых участков позволило расчленить этот комплекс на девять литостратиграфических единиц, отличающихся возрастом, типом разреза, петрохимией вулканитов, составом песчаников и позицией в региональной структуре. Выделенные толщи образуют две стратиграфические последовательности, сохранившие основные особенности стратификации, несмотря на интенсивные деформации. Они интерпретируются как фрагменты двух разновозрастных террейнов аккреционных призм: апт-маастрихтского Тонино-Анивского и кампан-нижнеэоценового Озерского, сформированных в условиях приконтинентальной и внутриокеанической аккреции, соответственно. Сопоставление выделенных подразделений с разновозрастными толщами о. Хоккайдо показало хорошую корреляцию Тонино-Анивского террейна с западной частью пояса Хидака и поясом Идоннаппу, а Озерского террейна с поясом Токоро. Полученные результаты свидетельствуют о высокой эффективности комплексного изучения сложно построенных аккреционных комплексов.

Ключевые слова. Стратиграфия, тектоника, аккреционные комплексы, мезозой, палеоген, радиолярии, Сахалин, Тонино-Анивский полуостров.

ВВЕДЕНИЕ

Расчленение, корреляция и геологическое картирование сложно дислоцированных мезозойских толщ смешанного состава являются одними из наиболее дискуссионных вопросов изучения Восточно-Азиатской континентальной окраины. Важные успехи в этих направлениях были достигнуты в последние годы благодаря широкому применению радиоляриевого анализа и петрографического изучения песчаников, а также развитию представлений об аккреционном строении континентальной окраины. Одним из районов со сложным и недостаточно изученным геологическим строением до последнего времени оставался Тонино-Анивский полуостров (юго-восток Сахалина).

С начала 60-х годов XX века сложно дислоцированные вулканогенно-кремнистые и терригенные толщи Тонино-Анивского полуострова подразделялись по материалам геологических съемок на юрско-раннемеловую новиковскую свиту, датированную по радиоляриям, и позднепалеозойскую островскую свиту, возраст кото-

рой опирался на находки позднепермских фораминифер в блоках известняков (Геология СССР., 1970; Елисеева, Соснина, 1964; Тарасевич, 1973; Тарасевич, Слодкевич, 1973). В 80-х – начале 90-х годов микропалеонтологические и структурно-стратиграфические исследования, проведенные в западной части полуострова, обосновали триас-раннемеловой возраст вулканогенно-кремнистых толщ и их аллохтонное залегание в большинстве разрезов (Брагин, 1986, 1991; Рихтер, 1986; Зябрев, 1992; Kimura et al., 1992). Среди терригенных толщ было установлено широкое развитие олистостром и меланжей, матрикс которых был датирован по радиоляриям альбом–сеноманом (Семенов, 1975; Рихтер, 1986; Зябрев, 1992; Kimura et al., 1992). Хаотические образования были рассмотрены как меловой или альб-палеоценовый аккреционный комплекс Восточно-Азиатской континентальной окраины (Kimura et al., 1992; Ханчук, 1993; Dobretsov et al., 1994). Однако большая часть полуострова по-прежнему оставалась изученной на уровне предшествующих съемок и при подготовке Геологической карты масштаба

1 : 1000000 (новой серии) здесь вновь была показана новиковская свита, возраст которой был сужен до альба–сеномана (Государственная геологическая..., 1995). Геологическое доизучение Южного Сахалина и подготовка к изданию листов Госгеолкарты-200, проведенные в 90-х годах, позволили уточнить особенности геологического строения полуострова и кардинально пересмотреть его стратиграфическую схему (Государственная геологическая..., 2001). Цель предлагаемой статьи – представить новые данные по стратиграфии Тонино-Анивского полуострова и показать их значение для решения вопросов межрегиональной корреляции, а также обсудить некоторые методические аспекты изучения аккреционных комплексов. Возраст стратиграфических подразделений определен по обнаруженным комплексам радиолярий путем их сопоставления с характерными зональными ассоциациями триаса (Sugiyama, 1997; Брагин, 2000, 2002), юры и мела (Baumgartner et al., 1995).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТОНИНО-АНИВСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Современные представления о строении Восточно-Азиатской континентальной окраины отводят значительную роль в ее структуре разновозрастным аккреционным террейнам, омолаживающимся в направлении Тихого океана (врезка, рис. 1) (Соколов, 1992; Ханчук, 1993; Dobretsov et al., 1994; Isozaki, 1996; Парфенов и др., 1999). Под террейном понимается ограниченное разломами региональное геологическое тело, характеризующееся стратиграфическими, магматическими, метаморфическими и структурными особенностями, определяющими его

тектоническую историю, отличающуюся от развития соседних геологических тел (Соколов, 1992; Парфенов и др., 1999). Террейны могут состоять из нескольких тектоно-стратиграфических комплексов, нередко сформированных в различных геодинамических обстановках и объединенных в единую структуру в процессе аккреции континентальной окраины. Поэтому их удобно называть аккреционными комплексами.

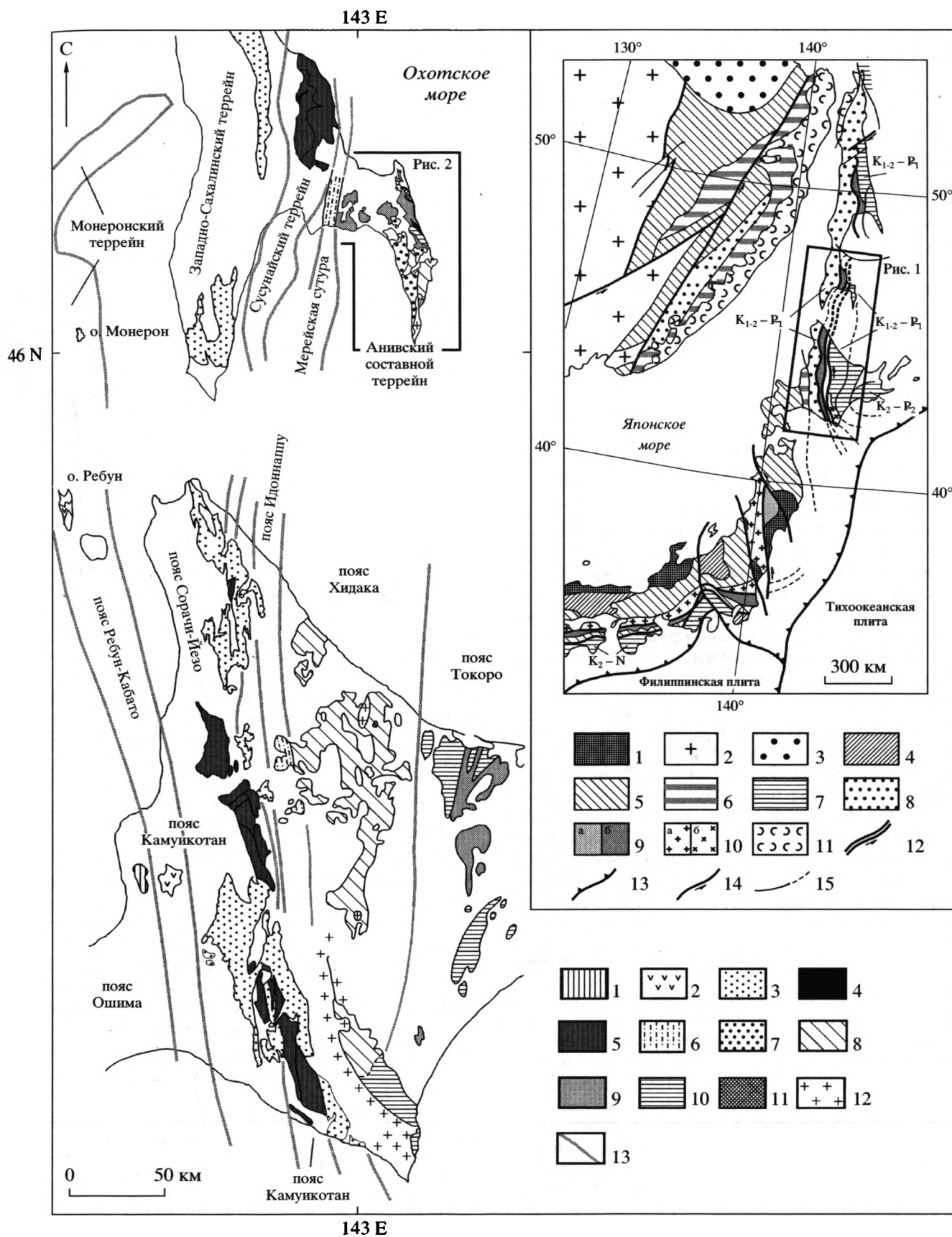
Согласно существующим представлениям, восточная часть Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы, включающая Тонино-Анивский полуостров, образована несколькими меловыми–раннепалеогеновыми аккреционными комплексами, различающимися внутренним строением, временем формирования и тектонической позицией (рис. 1). Более полно они изучены на Хоккайдо, формируя к востоку от осевой зоны (пояса Сорачи-Йезо и Камуикотан) тектонические пояса Идоннаппу, Хидака, Токоро и Немуро (Kiminami et al., 1992; Kiyokawa, 1992; Dobretsov et al., 1994; Ueda et al., 1994). В ряде работ (Kimura et al., 1992; Dobretsov et al., 1994) аккреционные комплексы Тонино-Анивского полуострова и пояса Хидака рассматриваются как единый позднемеловой–раннеэоценовый террейн.

Наши данные позволяют утверждать, что на Тонино-Анивском полуострове обнажаются фрагменты двух аккреционных террейнов: апт-маастрихтского Тонино-Анивского и кампан-раннеэоценового Озерского, различающихся строением и структурой (рис. 2). Тонино-Анивский террейн занимает центральную и южную части полуострова. Он характеризуется субмеридиональным простиранением структурных элементов и дивергентной структурой, обусловленной встречным надвижением западной и восточной его частей (рис. 3, профиль I–I'). Озерский террейн занимает север-

Рис. 1. Упрощенная схематическая геологическая карта Южного Сахалина и Центрального Хоккайдо, показывающая распространение досреднеэоценовых формаций и комплексов и главных тектонических подразделений Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы (Kiminami et al., 1992; Nanayama, 1992).

1 – юрский аккреционный комплекс; 2 – нижнемеловые вулканогенно-осадочные островодужные комплексы; 3 – баррем-палеоэоценовые турбидитовые, флишевые, прибрежно-морские и флювиальные комплексы; 4 – доаптские вулканогенно-кремнистые породы, полимиктовые и серпентинитовые меланжи; 5 – меловые-среднеэоценовые метаморфические комплексы и серпентинитовые меланжи; 6 – хаотические комплексы с преобладанием меловых турбидитов, олистостром и меланжей; 7 – апт-сеноманские олистостромы, субаркозовые турбидиты, меланжи; 8 – верхнемеловые-нижнеэоценовые окраинно-континентальные турбидиты и флиш; 9 – палеогеновые терригенные и серпентинитовые меланжи с пластинами триас-раннемеловых базальтов, яшм, туфо- и известково-кремнистых пород; 10 – кампан-нижнеэоценовые гемипелагические породы и туфотурбидиты; 11 – палеоэоцен-раннеэоценовые островодужные гранодиориты; 12 – позднеэоцен-раннемиоценовые гранитно-метаморфические коллизионные комплексы пояса Хидака; 13 – границы поясов и террейнов.

На врезке показана позиция Южного Сахалина в аккреционных структурах Восточно-Азиатской континентальной окраины (составлена с использованием Ханчук, 1993; Isozaki, 1996). 1 – континентальные террейны; 2 – Ханкайско-Буреинский супертеррейн; 3 – Амуро-Охотская аккреционная система; 4–7 – террейны аккреционных призм: 4 – позднелпалеозойские, 5 – средней юры–раннего мела, 6 – раннего мела, 7 – позднего мела–палеогена; 8 – турбидитовые террейны; 9 – метаморфические террейны зон субдукции: а – позднего палеозоя, б – мела–эоцена; 10 – коллизионные гранитно-метаморфические пояса: а – ранне-позднемеловые, б – эоцен-раннемиоценовые; 11 – постааккреционный вулканоплутонический пояс; 12 – мел-палеогеновая сдвиговая сутура; 13 – современные зоны субдукции; 14 – зоны трансформных сдвигов; 15 – границы поясов и террейнов.



ную и северо-восточную части полуострова. Он имеет чешуйчатую структуру в восточной части и складчато-надвиговую до покровной в западной с общей юго-западной вергентностью структурных элементов (рис. 3, профили II–II, III–III). Границу террейнов маркирует Вавайский меланж, по которому комплексы Озерского террейна перекрывают породы Тонино-Анивского террейна. Объединение террейнов произошло в среднем эоцене и зафиксировано внедрением среднеэоцен-олигоценых коллизионных гранитов и накоплением верхнеэоцен-нижнемиоценового неоавтохтона, распространенного в северной части полуострова (Государственная геологическая..., 2001). От структур осевой части Южного Сахалина аккреционные террейны отделены Мерейской левосдвиговой шовной зоной, осложненной в позднем кайнозое системой правых сдвигов.

СТРАТИГРАФИЯ ТОНИНО-АНИВСКОГО ТЕРРЕЙНА

Тонино-Анивский террейн сложен тремя литостратиграфическими единицами (рис. 4). Основу террейна составляют апт-сеноманские турбидиты и олистостромы, объединенные в утесненскую толщу, и верхнемеловые турбидиты, выделенные как евстафиевская свита. В утесненскую толщу включены крупные аллохтонные пластины юрско-нижнемеловых вулканогенно-кремнисто-терригенных пород, выделенных в скальную толщу.

Породы, отнесенные к *скальной толще*, ранее включались в состав позднепалеозойской островской свиты (Геология СССР, 1970), либо средней подсвиты новиковской свиты (Тарасевич, 1973). Толща ограничена распространена в центральной части полуострова в виде крупных бескорневых пластин. Контакты с утесненской толщей тектонически нарушены, либо неопределенные. Толща имеет смешанный известняково-вулканогенно-кремнисто-терригенный состав и характеризуется высокой фациальной изменчивостью.

Опорный разрез толщи изучен вдоль западного побережья полуострова, к югу от устья р. Островка (рис. 5). Нижняя часть толщи в тектонических блоках к северу от м. Скальный и вблизи устья р. Островка сложена подушечными лавами субщелочных базальтов и трахитов, гиалокластитов и туфобрекчий с прослоями сургучных и серых яшм с радиоляриями средней–поздней юры (средний бат–ранний оксфорд): *Stylocapsa oblongula* Kocher, *Hsuum brevicostatum* Ozwoldova, *Ristola* sp. В подчиненном количестве присутствуют пачки чередования туфокремнистых пород и туффов с линзами железистых силицитов и

кварцево-яшмовых песчаников. Видимая мощность разреза не превышает 150–170 м.

Средние части толщи сложены линзовидным чередованием толеитовых (преобладают) и субщелочных лейкократовых базальтов, сургучно-красных железистых яшм, органогенно-обломочных известняков и яшмово-известкового переслаивания общей мощностью до 400 м. Базальты имеют подушечную отдельность, вверх по разрезу сменяются гиалокластитовыми, по простиранию переходят в кластолавы и лавобрекчий. Гиалокластиты чередуются с пачками кремнистых пород, среди которых различаются радиоляриты и железистые экскаляционно-осадочные яшмы. Из радиоляритов выделены радиолярии поздней юры (средний оксфорд–ранний киммеридж): *Praeconocaryomma* sp., *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Pantanellium lanceola* (Parona), *Paronaella casmaliaensis* Pessagno, *P. elegans* Pessagno, *Emiluvia antiqua* (Rust), *Crucella corralitosensis* Pessagno, *Tritrabs cf. ewingi* (Pessagno), *T. worzeli* (Pessagno), *Acanthocircus amissus* (Squinabol), *Tricolocapsa* sp., *Podocapsa cf. amphitreptera* Foreman, *Podobursa triacantha* (Fischli), *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Hsuum maxwelli* Pessagno, *Parvicingula ex gr. cosmoconica* (Foreman).

Верхняя часть разреза сложена чередованием кремнистых алевролитов и гематитовых силицитов, яшмовых и полевошпатовых граувакк, пачками туфобрекчий, туффов и туфов щелочных базальтов общей мощностью до 350 м. Из кремнистых алевролитов выделены радиолярии позднего титона–готерива: *Alievium helenae* Schaaf, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Mirifusus diana* (Karrer), *Tethysetta boesii* (Parona), *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), *Thanarla conica* (Aliev), *Xitus alievi* Foreman, *Xitus spicularius* (Aliev). Общая мощность скальной толщи в опорном разрезе не более 900–950 м.

В центральной части полуострова (верховья рек Монетка, Островка), в тектонической пластине (5 км × 1–1.5 км) нижняя часть толщи (до 400–450 м) сложена яшмами, фтанитами, туфосилицитами, кремнистыми алевролитами с маломощными пачками субщелочных гиолобазальтов, туфоконгломератов, туффов, туфопесчаников. Из яшм выделены радиолярии средней–поздней юры (средний бат–ранний оксфорд): *Zhamoidellum ornatum* Aita, *Unuma ochiensis* Yao, *Stylocapsa oblongula* Kocher, *Protunuma* sp. Верхняя часть толщи (не менее 300 м) представлена туфокремнистыми песчаниками с прослоями аргиллитов, кремнистых алевролитов с рассеянной галькой кремней, базальтов и линзами конгломератов.

В северо-западной части полуострова пластины, сопоставимые по составу и строению с породами скальной толщи, включены в зону Вавай-

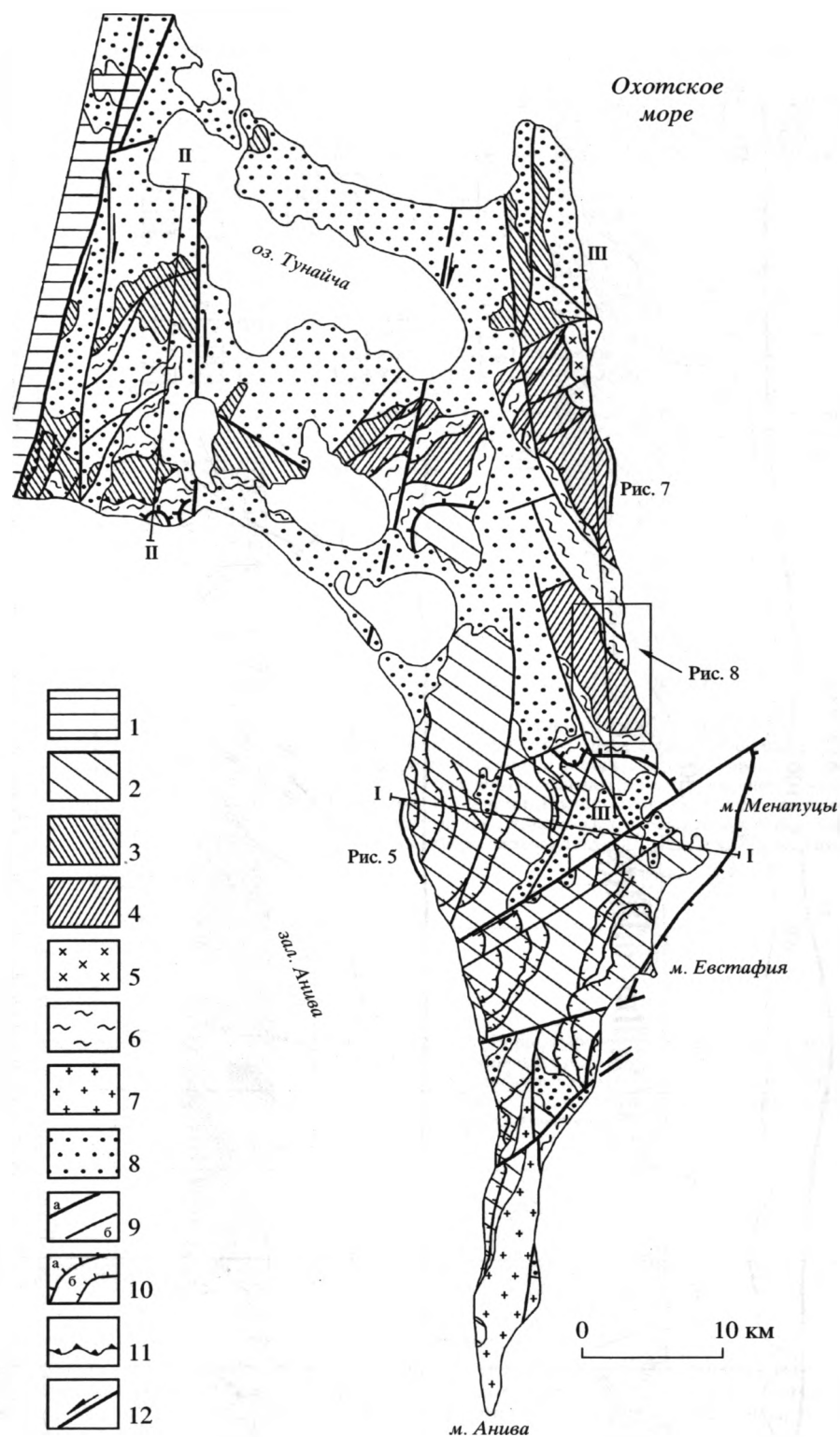


Рис. 2. Тектоническая карта Тонинно-Анивского полуострова.

1 – Мерейская шовная зона; 2 – Тонинно-Анивский террейн; 3–5 – Озерский террейн: 3 – Тунайчинский субтеррейн, 4 – Чайкинский субтеррейн, 5 – I-диориты-гранодиориты (Охотский массив, палеоцен-ранний эоцен); 6–7 – сшивающие образования: 6 – Вавайский меланж (средний эоцен), 7 – S-граниты (Анивский массив, средний эоцен-олигоцен); 8 – перекрывающие образования (верхний эоцен-квартер); 9 – разломы: а – главные, б – второстепенные; 10 – надвиги (а), взбросы (б); 11 – покровы; 12 – сдвиги.

I–III – геологические профили, приведенные на рисунке 3.

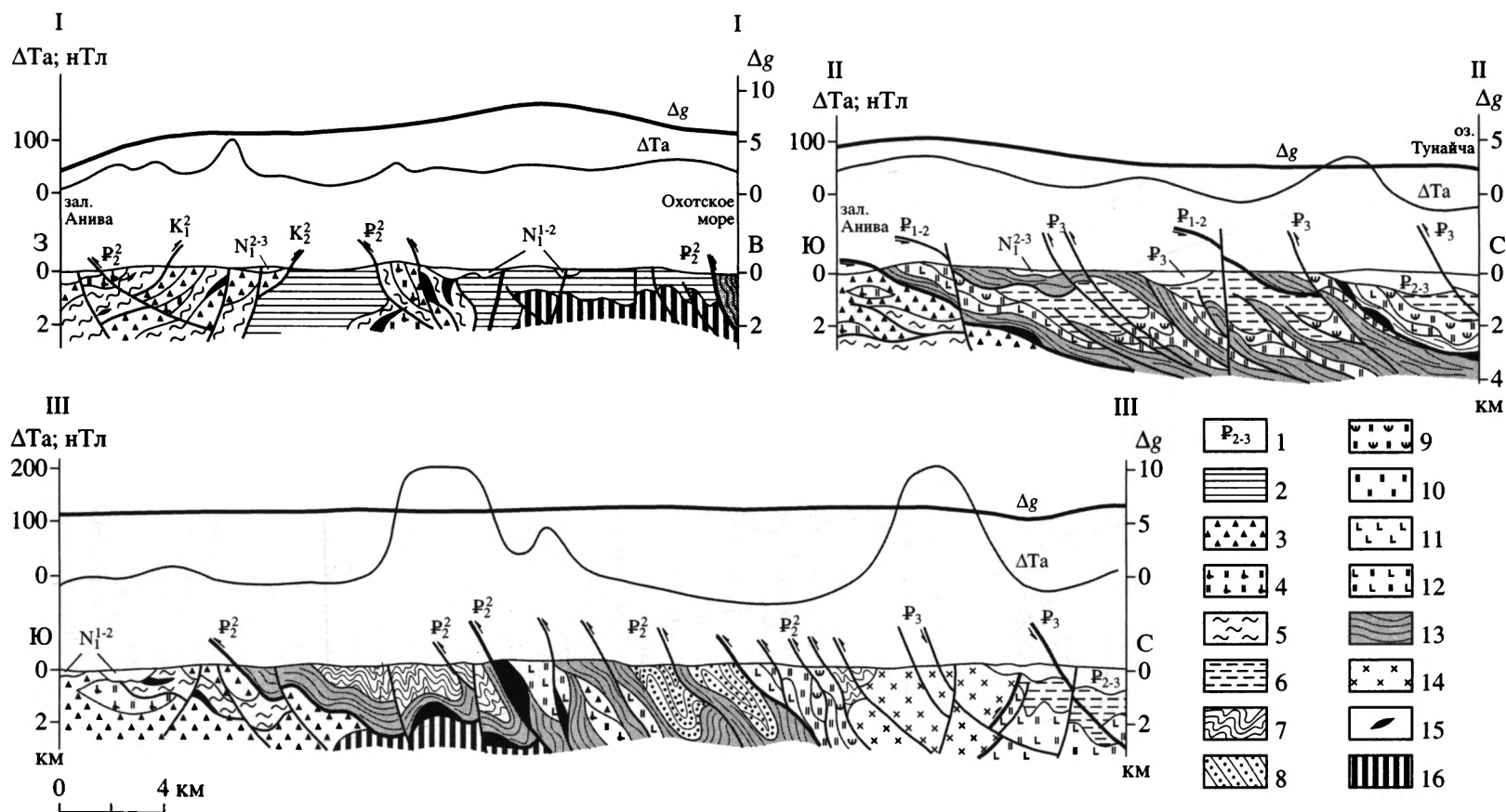


Рис. 3. Геологические профили через Тонино-Анивский полуостров.

1 – неоавтохтон и его возраст; 2–5 – Тонино-Анивский террейн: 2 – евстафиевская свита, 3 – утесенская толща, 4 – скальная толща, 5 – терригенный меланж; 6–14 – Озерский террейн: 6 – верхнемеловые-палеоценовые алевропелиты, 7–11 – толщи: 7 – чайкинская, 8 – горбушинская, 9 – кедровская, 10 – юонская, 11 – великанская; 12 – яшмы и базальты нерасчлененные; 13 – Вавайский меланж; 14 – диориты-гранодиориты Охотского массива; 15 – серпентиниты; 16 – мелано-кратовый фундамент. Положение профилей показано на рис. 2.

Система	Отдел	Ярус, подраздел	Индекс	Литологический состав	Мощность, м	Характеристика подразделений
Неоген	Миоцен	Нижний-средний	N ₁ vd		450	Верхнедуйская свита. Алевролиты, аргиллиты, песчаники, туфы, пласты угля, в основании конгломерато-гравелито-брекчии
Меловая	Верхний	Туронский-маастрихтский	K ₂ ev		до 2600	Евстафиевская свита. Алевролиты, песчаные алевролиты, алевропелиты, флишеидное переслаивание песчаников и алевролитов, пакки массивных мало кварцевых песчаников, туфопесчаники. В основании кремнистые алевролиты с прослоями кремнистых песчаников, линзами кремней, фтанитов и туфокремнистых алевролитов. В верхней части "мусорные" туфоалевролиты с линзами туфопесчаников, песчаников и мергелистыми конкрециями с призматическими слоями иноцерамов
		Сеноманский	K ₁₋₂ ut		более 1000	Утесенская толща. Пакки когерентных турбидитов: переслаивание туфоалевролитов, туфопесчаников, туффитов и туфов среднего-основного состава, граувакковые песчаники с линзами туфов, яшм, кремней, глинистых сланцев, в основании песчаники, гравелиты. Тектоно-гравитационные микститы с олистолитами яшм, толеитовых, субщелочных и щелочных базальтов, кварц-палеовопшатовых песчаников, известняков.
	Нижний	Аптский-альбский				
		Неоком	J-K ₁ sk		900-950	Скальная толща. Туфы, туффиты, гналокластиты и лавы базальтов толеитовых и субщелочных, редко пикробазальты, туфоалеволиты, туфопесчаники, алевролиты кремнистые, граувакковые песчаники, в основании яшмы, радиоляриты, известняки, яшмово-известковый флиш
Юрская						

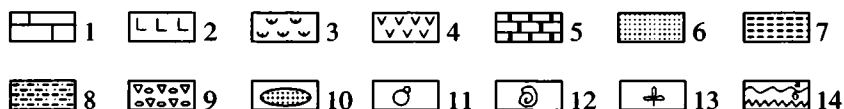


Рис. 4. Стратиграфическая колонка Тонино-Анивского террейна.

1 – известняки; 2 – базальты; 3 – туфы основного состава; 4 – туфы среднего и кислого состава; 5 – яшмы, кремни, радиоляриты; 6 – песчаники; 7 – аргиллиты; 8 – алевролиты; 9 – конгломерато-брекчии; 10 – линзы и олистолиты; 11 – радиолярии; 12 – макрофауна; 13 – флора; 14 – несогласия: а – стратиграфическое с размывом, б – угловое.

ского меланжа. Они сложены мелкошаровыми и подушечными лавами пикро-базальтов, миндалекаменных оливиновых щелочных базальтов, гналокластитам и туфобрекчиями. В районе пос. Озерский пикро-базальты содержат разлинзованные тела габбро-эссекситов. С базаль-

тами ассоциируют яшмы и туфосилициты с радиоляриями верхов раннего мела (определения Л.И. Казинцовой): *Pantanellium lanceola* (Parona), *Cryptamphorella sphaerica* (White), *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, *H. tuberculatum* Dumitrica, *Thannarla elegantissima* (Cita), *Amphipyndax stocki*

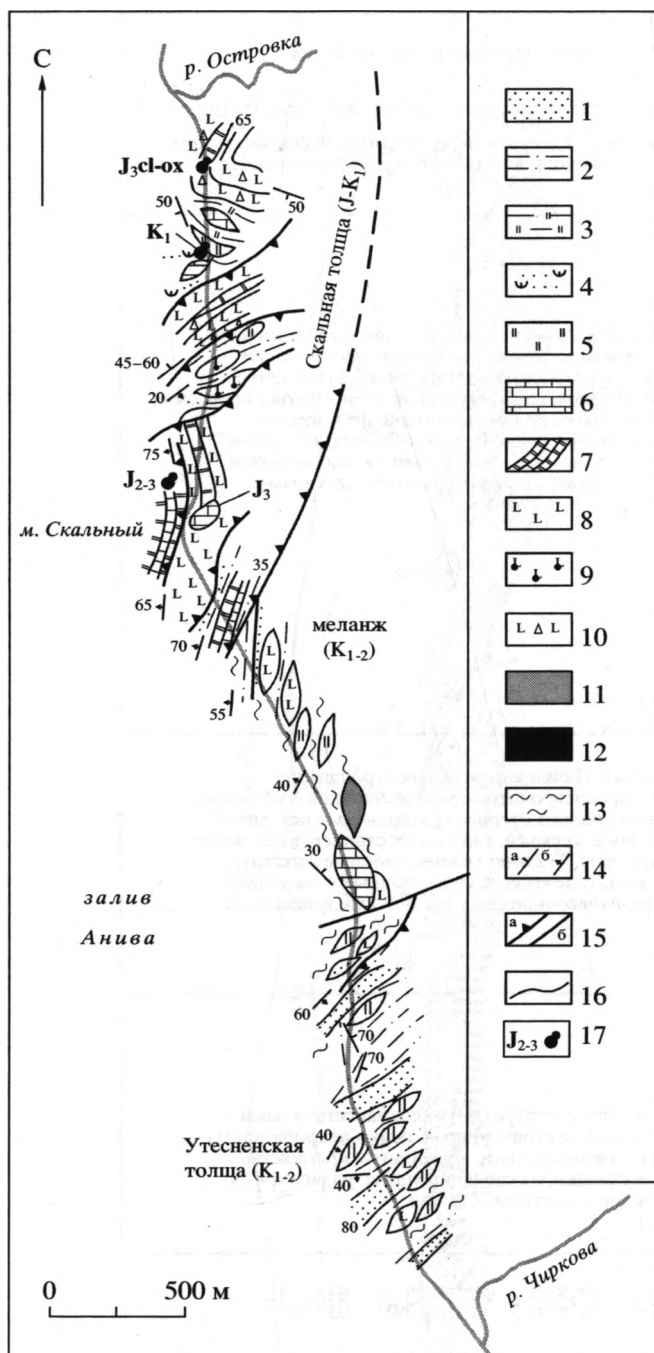


Рис. 5. Опорный разрез скальной толщи.

1 – граувакковые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – кремнистые алевролиты; 4 – туфопесчаники; 5 – яшмы, радиоляриты; 6 – известняки; 7 – яшмово-известковый флиш; 8 – базальты толеитовые; 9 – базальты субщелочные; 10 – лавобрекчии и кластолавы; 11 – габброиды; 12 – серпентиниты; 13 – сланцеватый алевропелитовый матрикс; 14 – элементы залегания: а-б – слоистости: а – наклонные, б – опрокинутые; 15 – разломы: а – надвиги, взбросы, б – прочие; 16 – геологические границы; 17 – точки обнаружения радиолярий и их возраст.

(Campbell et Clark), *Dictyomitra multicostata* Zittel. Мощность пластин не превышает 150 м. Лавобрекчии субщелочных базальтов датированы (К-Аг) 123 млн. лет (Гаврилов, Соловьева, 1986). Таким образом, микрофаунистические и геохронологические датировки пород позволяют ограничить возраст скальной толщи средней юрой – ранним мелом.

Утесенская толща распространена на западе и юге Тонино-Анивского полуострова. Ранее ее образования включались в разные подсвиты новиковской свиты (Тарасевич, 1973). Толща имеет хаотическое строение за счет широкого развития олистостром, осложненных тектоническими меланжами. Разрезы толщи изучены на северо-западе (пос. Утесный) и западе (р.р. Островка–Игривая, район пос. Новиково) полуострова.

Вблизи пос. Утесный толща обнажается в трех тектонических окнах и представлена как типичными олистостромами, так и фрагментами разрезов когерентных турбидитов. В олистолитах преобладают породы скальной толщи: оливинные базальты и их туфы, миндалекаменные субщелочные базальты, трахиты, трахибазальты, фрагменты яшмовых и туффито-кремнистых разрезов, реже лейкократовые габбро, пикро-базальты, оолитовые известняки. Размеры олистолитов варьируют от 1 до 10–12 м, редко достигая 70–100 м. Матрикс представлен линзовидно-слоистыми туфоалевролитами, содержащими будинированные пласты темно-серых граувакковых туфопесчаников, серых туфогенных кварц-полевошпатово-яшмовых песчаников, яшмовых гравелито-брекчий и кремнистых песчаников. В зависимости от насыщения вмещающих пород олистолитами вулканогенного или кремнистого состава, в их составе преобладает кварцево-яшмовая, андезит-базальтовая или фельзит-базальтовая кластика. Из кремнистых алевролитов матрикса выделены радиолярии позднего альбасеномана (определения Л.И. Казинцовой): *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *H. tuberculatum* Dumitrica, *Excentropylomma cenomana* Dumitrica, *Squinabollum fossile* (Squinabol), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark). Для пикро-базальтов из олистолита вблизи пос. Утесный установлен изотопный возраст 106 ± 5 млн. лет (Гаврилов, Соловьева, 1986). Когерентные турбидиты представлены переслаиванием туфогенных кварц-полевошпатовых песчаников и кремнистых алевролитов с линзами зеленых кремней. Видимая мощность не более 150 м.

В бассейне р. Островка в грубозернистом вулканомиктовом алевропелит-граувакковом матриксе отмечаются элементы градационной слоистости и подводно-оползневых структур. Из яшмовых олистолитов выделены радиолярии

раннего мела, возможно, поздней юры (определения Л.И. Казинцовой): *Stylosphaera* sp., *Porodiscus* sp., *Alievium*? sp., сем. Williriedellidae, *Grandicapsula* sp., *Stichosphaera* sp., *Cyrtocapsa* sp., а из алевропелитов матрикса – альба–сеномана: *Tholodiscus fresnoensis* (Foreman), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Sethocapsa* ex gr. *simplex* Taketani, *Dictyomitra* sp. В связи с отсутствием стратификации мощность разреза не оценена.

В нижнем течении р. Игривая в меланжированном олистостроме утесненской толщи ранее установлены крупные (20 × 30 м) олистолиты позднепермских известняков (Елисеева, Соснина, 1964; Семенов, 1975; Брагин и др., 1984). Из туфоалевролитового матрикса выделены радиолярии верхов раннего мела (апта – альба): *Alievium helenae* Schaaf, *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Hemicryptocapsa conara* Foreman, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Ultranapora praespinifera* Pessagno, *Conosphaera* sp., *Tritrabs* sp.

В 3 км к югу от пос. Новиково в береговом обрыве обнажено чередование линзовидных пачек черных кремнистых аргиллитов и алевролитов, зеленовато-серых кремнистых туфоалевролитов, серых крупно-гигантослоистых кварц-полевошпатовых песчаников, флишоидного переслаивания черных алевропелитов и зеленовато-серых туфогенных высококварцевых песчаников. Мощность пачек изменяется от 10 до 50 м. Породы устойчиво падают к северо-западу. Пачки флишоидного переслаивания имеют градационную слоистость с признаками подводно-оползневых структур и турбидитных потоков. В нижней части разреза алевролиты содержат линзы катаклазированных трахитов, зеленых кремней и туфо-кремнистых пород. Видимая мощность разреза не более 700–800 м.

Тектонические пластины с олистостромовым типом разреза, сопоставимым с утесненской толщей, установлены на востоке полуострова, в Вавайском меланже. В разрезе преобладают черные алевропелиты, содержащие линзы и будинированные слои туффитов, туфо-кремнистых пород, туфопесчаников, выжатых в замки изоклинальных складок. Олистолиты представлены зелеными кремнями, кварц-полевошпатовыми песчаниками и базальтами. Из алевропелитового матрикса выделены радиолярии раннего мела: *Holocryptocanium* cf. *barbui* Dumitrica, *Thanarla conica* (Aliev), *Hemicryptocapsa* sp. Мощность отдельных пластин утесненской толщи составляет не менее 1 км, а суммарная мощность меланж-олистостромового комплекса может превышать 4–5 км. По возрасту олистолитов и матрикса толща датируется аптом–сеноманом.

Евстафиевская свита распространена в центральной и юго-восточной частях полуострова, соответствуя ранее выделявшейся верхней под-

свите новиковской свиты (Тарасевич, 1973). Свита представлена алевролитами, песчанистыми алевролитами с мергелистыми конкрециями, пачками крупнослоистых песчаников, реже туфопесчаников, флишоидным переслаиванием песчаников и алевролитов. В нижней части свиты преобладают кремнистые алевропелиты и аргиллиты с прослоями туфопесчаников и кремнистых песчаников. Вверх по разрезу кремнистость и туфогенность падает, преобладают алевро-песчаные флишоидные пачки. Взаимоотношения с утесненской толщей повсеместно тектонические. Послойный разрез свиты изучен вдоль охотоморского побережья полуострова от м. Нахимова на юге до м. Менапуцы на севере.

Нижняя часть свиты (м. Нахимова) сложена чередованием 20–50-метровых пачек: песчанистых алевролитов с прослоями кремнистых песчаников и крупными (0.5 × 1 м) конкрециями черных песчанистых мергелей; мелкослоистых кремнистых песчаников, переслаивающихся с черными алевролитами, содержащими линзочки черных фтанитов; крупнослоистых зеленовато-бурых алевроитистых туфопесчаников. Они образуют неравномернослоистые участки разреза мощностью до 200 м, чередующиеся с тонкофлишоидными алевро-песчаными пачками (до 70–80 м) с прослоями известковистых песчаников, мелкими линзами фтанитов и известковистыми конкрециями. В пачках переслаивания обычны структуры взмучивания и турбулентных течений, указывающих на турбидитную природу осадков. Видимая мощность нижней части разреза около 650 м.

В направлении к м. Менапуцы и вверх по разрезу неравномернослоистое строение разреза сохраняется. Здесь выделяются пачки: линзовидно-сланцеватых алевропелитов с будинами среднезернистых песчаников и известково-кремнистыми конкрециями (от 100 до 500 м), крупнослоистых песчаников с подчиненными прослоями песчанистых алевролитов и черных алевропелитов (до 250 м) и флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов с крупными (до 1 м) конкрециями мергелей и редкими прослоями кремнистых и граувакковых песчаников (200–300 м). Мощность разреза свиты (от м. Нахимова до м. Менапуцы) оценена в 2600 м. Несмотря на поиски фаунистических остатков, разрез пока остается “немым”.

В центральной части полуострова (р. Монетка) нижняя часть свиты сложена черными кремнистыми аргиллитами и мусорными алевролитами с линзами черных кремней, фтанитов и будинированными прослоями темно-серых сливных песчаников. Выше они сменяются зеленовато-бурыми туфоалевролитами с линзами туфопесчаников, пудинговых вулканомиктовых граувакковых песчаников и темно-серых алевролитов,

содержащих мергелистые конкреции с фрагментами призматических слоев и неопределимыми остатками иноцерамид (Тарасевич, 1973). Туфоалевролиты содержат радиолярии кампана-маастрихта (определения Л.И. Казинцовой): *Cyrtocalpis digitiformis* Tan, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Dictyomitra ex gr. multicostata* Zittel, *Lithocampe cf. eureia* Foreman. Полученные датировки определяют возраст евстафиевской свиты поздним мелом.

СТРАТИГРАФИЯ ОЗЕРСКОГО ТЕРРЕЙНА

Озерский террейн состоит из шести литостратиграфических единиц общим интервалом от верхней перми до палеоцена включительно. Западная и восточная части террейна отличаются ориентировкой структур и составом толщ верхнего мела – палеоцена, что позволяет выделить два субтеррейна: Тунайчинский и Чайкинский, соответственно.

Тектоно-стратиграфическая последовательность Чайкинского субтеррейна показана на рис. 6. Альб-сеноманская горбушинская толща субаркозовых турбидитов слагает структурно нижние пластины, подстилающиеся Вавайским меланжем. Они перекрыты тектонически расслоенным океаническим комплексом, состоящим из верхнепермских-среднетриасовых базальтов великанской толщи, среднетриасовых-юрских яшм юнонской толщи и верхнеюрских-нижнемеловых туфо-кремнистых пород кедровской толщи. Разрез субтеррейна завершает пластина флишoidов и туфотурбидитов кампан-палеоценовой чайкинской толщи. Более полные разрезы чайкинской толщи слагают крупные аллохтонные пластины в Вавайском меланже (рис. 2, 6).

Разрезы *горбушинской толщи* ранее рассматривались в качестве стратотипических для нижней подсвиты новиковской свиты (Тарасевич, 1973). Толща сложена кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и пачками их флишoidного переслаивания. Опорный разрез толщи изучен на охотоморском побережье полуострова между р. Перевальной и р. Горбуша (рис. 7), где он расчленен на три пачки и имеет опрокинутое к юго-западу залегание. С севера на юг и снизу вверх залегают:

1. Светло-серые кварц-полевошпатовые крупнослоистые песчаники с подчиненными прослоями алевропелитов с радиоляриями широкого возрастного диапазона: с конца поздней юры до конца позднего мела – *Holocryptocanium barbu* Dumitrica. Мощность 330 м.

2. Чередование пачек серых крупнослоистых кварц-полевошпатовых песчаников с тонкими прослоями черных алевролитов и пачек флишoidного переслаивания песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями гравелитов и крупнозернистых песчаников с галькой кремней. В фли-

шoidных пачках породы имеют градиационную слоистость. Из алевролитов выделены радиолярии, имеющие широкое распространение с конца поздней юры до конца позднего мела – *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak). Мощность пачек изменяется от 10 до 60–70 м. Общая мощность 375 м.

3. Темно-серые и черные алевропелиты с будинированными прослоями песчаников и пачками флишoidного переслаивания песчаников, алевролитов и гравелитов с мелкой галькой черных алевролитов. Мощность 320 м. Видимая мощность толщи 1025 м.

На северо-западе полуострова, в Тунайчинском субтеррейне, толща обнажается в береговых обрывах к востоку от м. Юнона и в тектонических окнах под покровом яшм юнонской толщи. Она сложена слаботуфогенными разнотернистыми до гравийной размерности кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями туфоалевролитов, песчаных алевролитов, псаммитовых и пелитовых туфитов. Из туфоалевролитов выделены радиолярии второй половины раннего мела (апт-альб) – сеномана (определения Л.И. Казинцовой) – *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, *Thanarla veneta* (Squinabol). Возраст толщи согласно бедным комплексам радиолярий условно определен второй половиной раннего мела (апт-альб) – сеноманом.

Великанская толща слагает пластины в основании тектонически расслоенного палеоокеанического комплекса и распространена на северо-востоке Тонино-Анивского полуострова (м. Великан, реки Кедровка, Вилка) и незначительно в его западной части (м. Юнона). Она сложена метабазальтами, кластолавами гиалобазальтов и гиалокластитам с редкими прослоями яшм. Вверх по разрезу базальты сменяются яшмами юнонской толщи.

В разрезе Чайкинского субтеррейна, к югу от м. Великан на контакте великанской и горбушинской толщ развит полимиктовый меланж с тектоническими включениями кварц-полевошпатовых песчаников, туфов и кластолав субщелочных базальтов, зеленых кремней и слоистых яшм (рис. 7). Из яшм выделены позднеюрско-неокомские радиолярии *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *Hemicryptocapsa* sp.

Великанская толща опрокинута к юго-востоку и разделена на две пластины. Нижняя часть толщи слагает северную, структурно верхнюю пластину (мощность около 180 м) и представлена массивными темно-зелеными долеритами и базальтами участками с подушечной отдельностью, погружающимися к западу под углами 15–40°. На м. Великан в редких слоях яшм найдены позднепермские радиолярии *Follicucullus* sp. В южной, структурно нижней пластине вскрывается разрез верхней части толщи (более 120 м),

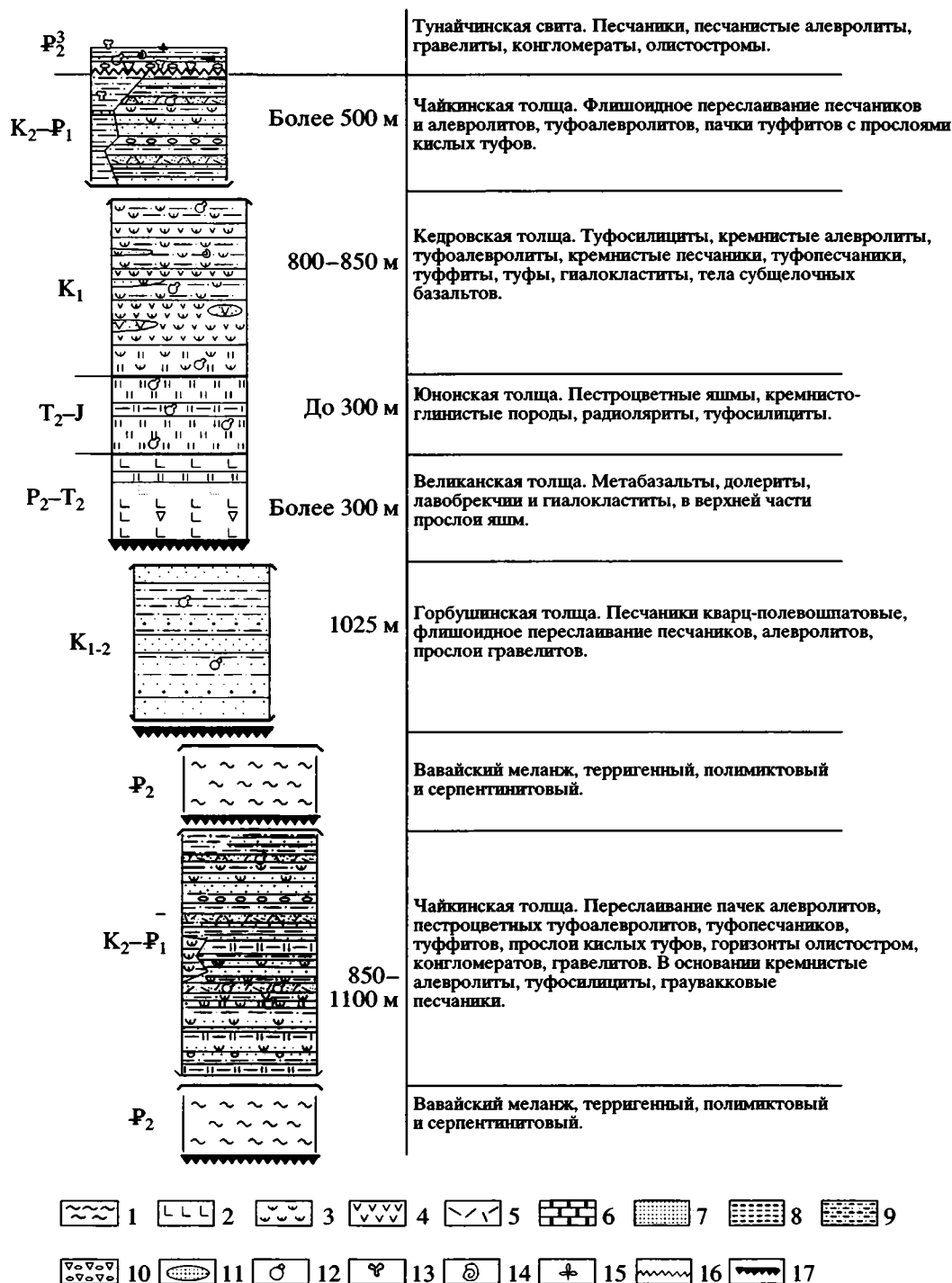


Рис. 6. Тектоно-стратиграфическая колонка Чайкинского субтеррейна.

1 – меланж; 2 – базальты; 3–5 – туфы: 3 – основные, 4 – средние, 5 – кислые; 6 – яшмы, кремня, радиоляриты; 7 – песчаники; 8 – аргиллиты; 9 – алевролиты; 10 – конгломерато-брекчии; 11 – линзы и олистолиты; 12 – радиолярии; 13 – споры и пыльца; 14 – макрофауна; 15 – флора; 16 – угловое несогласие; 17 – подошва тектонического покрова, пластины.

представленный чередованием лавобрекчии и гиадокластитов метабазальтов с прослоями яшм с радиоляриями среднего триаса *Pseudostylosphaera* cf. *tenue* (Nakaseko et Nishimura). Мощность слоев и пачек варьирует от первых до 50 м.

Сводная мощность толщи более 300 м. Возраст великанской толщи по радиоляриям принят позднепермско-среднетриасовым.

Юнонская толща является главным маркирующим элементом Озерского террейна благода-

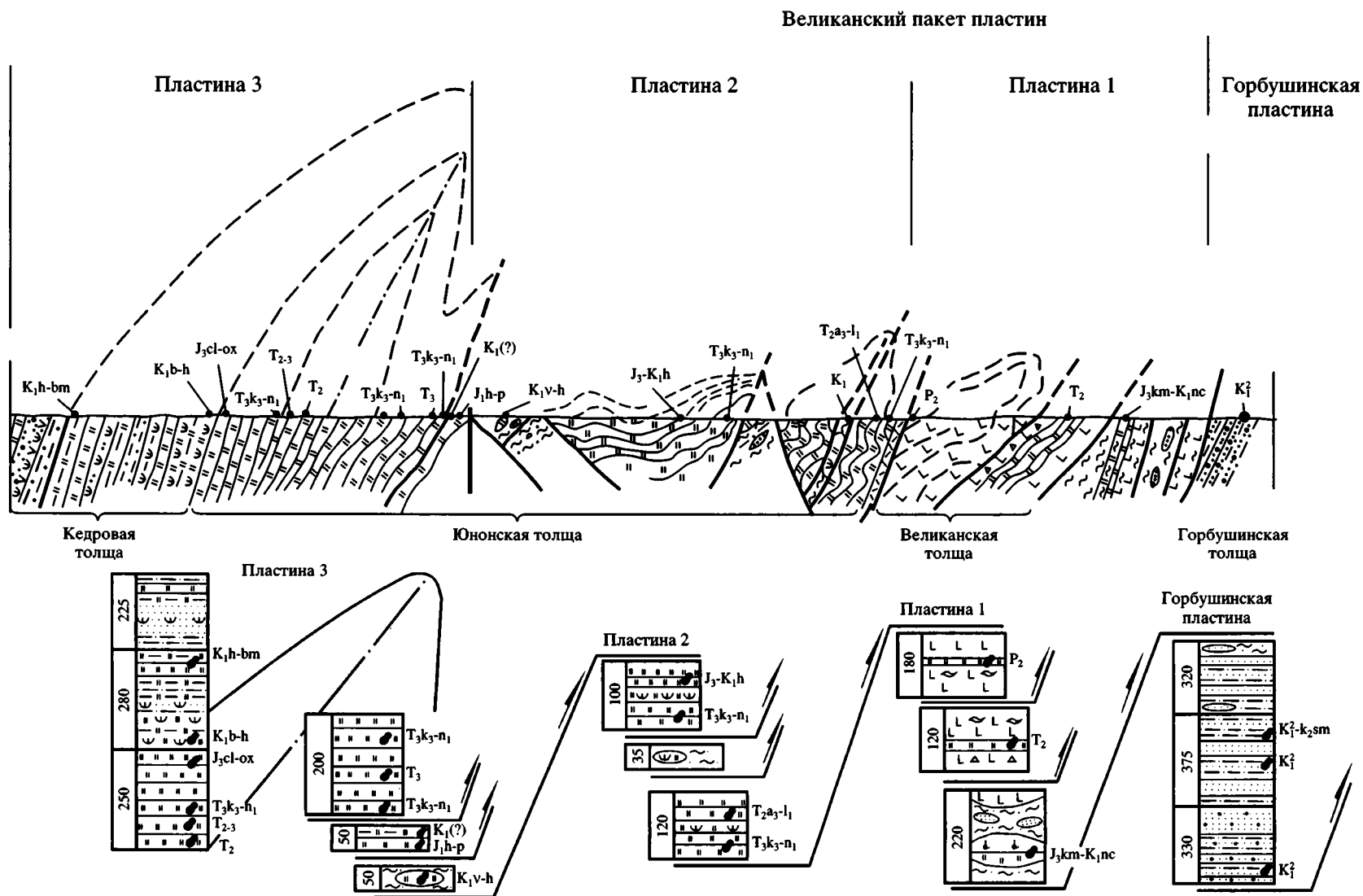


Рис. 7. Геологический разрез и схема строения океанического комплекса Чайкинского субтеррейна. В стратиграфических колонках слева указаны мощности толщ в метрах. Усл. обозначения см. на рис. 6.

ря выдержанному яшмовому составу. Пластины яшм обычно имеют тектонические контакты с великанскими базальтами, либо слагают основание покровных чешуй. Среди яшм преобладают красные и зеленовато-серые. Кроме яшм, толща содержит прослои радиоляритов, фтанитов, редкие линзы базальтов и кремнистые аргиллиты в верхней части.

Разрез толщи в Тунайчинском субтеррейне (район г. Юнона) принят стратотипическим. Юнонская толща слагает фронтальную часть тектонического покрова, перекрывающего горбушинскую толщу. Из яшм здесь выделено 15 комплексов радиолярий, что позволило расчленить толщу до ярусов от среднего триаса до верхов юры (Брагин, 1986, 1991). Средне-верхнетриасовая часть разреза имеет мощность 80–100 м. Мощность кремнистых пород юрского возраста оценена в 170–200 м. Сводная мощность разреза – до 300 м.

В Чайкинском субтеррейне толща слагает серию тектонических пластин с опрокинутыми к югу и юго-западу или смятыми в крупные лежачие складки частями разреза. Опрокинутые крылья реставрируются только по микрофаунистическому анализу (рис. 7). В кремнистых разрезах, прослоенных кремнисто-глинистыми породами, складчатая структура отчетливая с погружением осевых поверхностей складок к северо-востоку. Микрофаунистическое опробование разреза показало преимущественное распространение средне-верхнетриасовых пород, представленных пестроцветными слоистыми яшмами.

Из нижней части разреза выделены радиолярии и конодонты позднего анизия: радиолярии *Eptingium manfredi* Dumitrica, *Canoptum unilaterale* Bragin, *Poulpus curvispinus* Dumitrica, *Kozur et Mostler*, *Pseudostylosphaera longispinosa* (Kozur et Mostler), *Hindeosphaera spinulosa* (Nakaseko et Nishimura), *Staurolonche trispinosa* (Kozur et Mostler), *Spongopallium koppi* (Lahm), *Triassothamnus verticillaris* (Dumitrica), *Welirella fragilis* Bragin, конодонты *Neogondolella constricta* (Mocher et Clark). Более высокие части низов разреза содержат радиолярии позднего карния – раннего нория: *Capnodoce antiqua* Blome, *C. sarisa* De Wever, *Capnuhosphaera triassica* De Wever, *Japonocampe nova* (Yao), *Nakasekoellus pessagno* (Nakaseko et Nishimura), *Trialatus robustus* (Nakaseko et Nishimura). Сводная мощность триасовой части разреза – 120 м.

Верхняя часть толщи установлена в нормальных крыльях крутых складок и представлена чередованием пестроцветных яшм, серых и зеленоватых кремнисто-глинистых пород. Из яшм выделены радиолярии ранней юры (геттанг–плинсбах): *Parahsuum simplum* Yao, *Paronaella variabilis* Carter, *Praeconocaryomma* aff., *immodica* Pessagno. Кремнисто-глинистые породы содержат радиолярии средней – поздней юры: *Archaeodictyomitra* cf. *apiara*

(Rust), *Tethysetta* cf. *dhimenaensis* (Baumgartner), *Stylocapsa* cf. *oblongula* Kocher, *Tricolocapsa* cf. *conexa* Yao. Мощность верхней части 130–150 м. Общая мощность юнонской толщи около 300 м. Возраст толщи по представительным комплексам радиолярий – средний триас – юра.

Кедровская толща распространена от охотоморского побережья на востоке до района г. Юноны на западе. Она имеет согласный контакт с юнонской толщей и характеризуется фациальной изменчивостью разрезов. В строении толщи выделяются нижняя туфо-кремнисто-туфитовая и верхняя туфо-терригенная части. Более представительные разрезы толщи изучены в Чайкинском субтеррейне (бассейны рек Кедровка и Гремучка, рис. 7).

Вертикальный, субширотный контакт с юнонской толщей установлен на побережье Охотского моря в 250 м к югу от устья р. Кедровка. Здесь мелкослоистые зеленые и сургучные яшмы юнонской толщи перекрыты пятиметровой пачкой серых фтанитов, переслаивающихся с зеленовато-серыми туфосилицитами. Из фтанитов выделены радиолярии позднего титона – раннего валанжина: *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Pantanellium berriasionum* Baumgartner, *Emiluvia* sp.

Севернее вскрывается нижняя часть толщи, круто падающая на север – северо-восток:

1. Средне-крупнослоистые зеленовато-серые туфосилициты и туффиты среднего состава с тонкими прослоями фтанитов, зеленых кремней, светло-серых кремнисто-глинистых пород и линзами мелкозернистых серых туфопесчаников. Мощность 105 м.

2. Серые и зеленые крупнослоистые яшмы и туфокремнистые породы. Мощность 60 м.

3. Переслаивание зеленовато-серых туфосилицитов, кремнистых туфоалевролитов и глинисто-кремнистых сланцев с линзами кремнистых песчаников. Мощность 110 м. Из туфоалевролитов выделены радиолярии позднего берриаса – позднего готерива: *Alievium helenae* Schaaf, *Archaeodictyomitra excellens* (Tan Sin Hok), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Mirifusus* cf. *dianae* (Karrer), *Mirifusus chenodes* (Renz), *Deviatus diamphidius* (Foreman), *Tethysetta boesii* (Parona), *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), *Sethocapsa trachyostraca* Foreman, *Thanarla conica* (Aliev), *T. pulchra* (Squinabol).

4. Черные глинистые сланцы с линзовидными прослоями (0.5–1 м) серых и черных кремней, фтанитов, туфосилицитов и, редко, серых кремнистых песчаников. Мощность 50 м.

5. Тектонический блок, ограниченный крутыми зонами сколов с зеркалами скольжения. Крупнослоистые (до 0.5 м) будинированные серые кварцполевошпатовые песчаники, расслоенные черными глинистыми сланцами. Ширина блока 30 м.

6. Линзовидно-слоистые будинированные зеленые яшмоиды (кремни) с линзами черных кремнистых алевропелитов. Мощность 20 м.

7. Крупно-среднеслоистые светло-серые микробрекчиевые яшмы, чередующиеся с зеленовато-серыми кремнисто-глинистыми породами. Мощность 50 м. Общая мощность нижней части разреза 395 м.

В 2 км к СЗ нижняя часть разреза насыщается пачками (от 5 до 20 м) кремнистых туффитов, туфогравелитов, туфоконгломератов и включает линзовидные тела массивных и подушечных миндалекаменных субшелочных метабазальтов. Далее к СЗ, в верхнем течении р. Гремучка яшмы юнонской толщи сменяются линзовидно-чешуйчатым разрезом кедровской толщи, круто падающим к востоку-юго-востоку. На контакте вскрывается тектонический пакет, состоящий из пластин туффитов среднего состава кедровской толщи и кварц-полевошпатовых песчаников горбушинской толщи, расслоенных черными сланцеватыми алевролитами с линзами кремней, яшм, толеитовых базальтов. Пакет пластин сменяется пачкой (200 м) переслаивания туффитов среднего состава и туфоалевролитов с линзами туфосилицитов. Из туфоалевролитов выделены радиолярии позднего берриаса – готерива: *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Mirifusus diana* (Karrer), *M. chenodes* (Renz), *Tethysetta boesii* (Parona), *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), *Thanarla conica* (Aliev), *T. pulchra* (Squinabol), *Xitus spicularius* (Aliev) а из туфосилицитов – радиолярии позднего валанжина – готерива: *Alievium helenae* Schaaf., *Archaeodictyomitra aff. excellens* (Tan Sin Hok), *Cecrops septemporatus* (Parona), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Mirifusus diana* (Karrer), *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), *Xitus spicularius* (Aliev).

Верхняя часть кедровской толщи мощностью около 400–450 м сложена туфокремнистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями туфосилицитов, туфопесчаников и псаммитовых кислых туффитов. Из туфоалевролитов выделены радиолярии раннего мела, скорее всего, берриаса-баррема: *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *A. excellens* (Tan Sin Hok), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Pantanellium ex gr. corriganensis* Pessagno, *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), *P. nakasekoi* Taketani, *Thanarla conica* (Aliev), *Xitus spicularius* (Aliev). Сводная мощность толщи в бассейне рек Гремучка–Кедровка оценена в 800–850 м.

В Тунайчинском субтеррейне низы толщи сложены массивными зеленовато-серыми, реже бежевыми яшмоидами и туфосилицитами. Вверх по разрезу увеличивается песчанность и туфогенность, преобладают песчаники и кремнистые туфоаргиллиты, часто с флишеподобным переслаиванием. Мощность нижней части толщи – 20–70 м,

верхней части варьирует от 100 м до 300–400 м, а сводная мощность не превышает 500 м.

Яшмы и силициты нижней части кедровской толщи в районе г. Юноны (Рихтер, 1986) содержат радиолярии валанжин-барремского возраста, а кремнистые аргиллиты, кремни и туфоаргиллиты верхней – радиолярии второй половины раннего мела (апт-альб). В туфоалевролитах вблизи пос. Озерск установлены радиолярии конца раннего мела – сеномана (определения Л.И. Казинцовой): *Pantanellium lanceola* (Parona), *Cryptamphorella sphaerica* (White), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *H. tuberculatum* Dumitrica, *Thanarla elegantissima* (Cita), *T. conica* (Aliev), *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Excentropyomma cenomana* Dumitrica, *Squinabollum fossile* (Squinabol).

Тектонические блоки с фрагментами туфотерригенных разрезов, аналогичных кедровской толще, распространены в Вавайском меланже. Наиболее крупные из них слагают мысы Грозный и Острый на охотоморском побережье. Из туфоалевролитов выделены радиолярии позднего титона-раннего баррема (м. Грозный): *Acaeniotyle umbilicata* Foreman, *A. diaphorogona* Foreman, *Alievium helenae* Schaaf, *Eucyrtis micropora* Foreman, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Mirifusus chenodes* (Renz), *Tethysetta boesii* (Parona), *Podobursa polylophia* Foreman, *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), *Sethocapsa uterculus* Foreman, *Thanarla conica* (Aliev) и позднего валанжина (м. Острый): *Acaeniotyle umbilicata* Foreman, *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *Alievium helenae* Schaaf, *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Cecrops septemporatus* (Parona), *Eucyrtis tenuis* Foreman, *Holocryptocanium cf. barbui* Dumitrica, *Podobursa polylophia* Foreman, *Thanarla conica* (Aliev), *Triactoma ecioides* Foreman. На м. Острый обнаружены остатки рудистов из отряда *Hippuritida*, относящихся, по заключению Янина Б.Т., к семейству *Tusasiidae*, характерному для мела Средиземноморской и Тихоокеанской палеозоогеографических областей и широко распространенному на меловых гайотах Тихого океана. Ранее здесь же были найдены позднеальбские тригонии (Государственная геологическая..., 1995). Возраст кедровской толщи датирован по радиоляриям поздним титоном – ранним мелом.

Чайкинская толща распространена только на северо-востоке полуострова, тектонически перекрывающая палеоокеанический комплекс в Чайкинском субтеррейне либо слагая крупные бескорневые пластины в Вавайском меланже. Ранее породы толщи относились к верхнемеловой быковской свите либо верхней подсвите новиковской свиты (Тарасевич, 1973; Государственная геологическая..., 1995). Наиболее полный разрез толщи изучен в аллохтонной Чайкинской пластине (рис. 8), вдоль охотоморского побережья:

1. Кремнистые песчаники и алевролиты с прослоями туфосилицитов, черных алевролитов с линзами зеленых кремней, прослои гравелистых туфопесчаников. Из кремнистых алевролитов выделены радиолярии позднего мела: *Dictyomitra* cf. *densicostata* Pessagno, *Amphipyndax* cf. *stocki* (Campbell et Clark), *Cromyosphaera* sp., *Lithomitra* sp., а из туфосилицитов – сантон(?) – раннекампанские *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno, *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *D. ex gr. torquata* Foreman, *Stichomitra livmorensis* Campbell et Clark, *Xitus* cf. *asymbatos* (Foreman), *Orbiculiforma* sp., *Phaseliforma* sp. Мощность более 275 м.

2. Чередование пестроцветных туфоалевролитов, кремнистых аргиллитов, алевролитов с прослоями крупнослоистых белесых туфов риолитов, туффитов, туфопесчаников. Туфоалевролиты содержат радиолярии позднего кампана *Alievium gallowayi* Pessagno, *Alievium* aff. *praegallowayi* Pessagno, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Archaeodictyomitra regina* (Campbell et Clark), *Dictyomitra multicostata* Zittel, *D. densicostata* Pessagno, *D. kozlovae* Foreman, *Hemicryptocapsa conara* Foreman, *Crucella aster* (Lipman), *Pseudoaulophacus praeflorescens* Pessagno, *Stichomitra livmorensis* (Campbell et Clark), *Xitus asymbatos* (Foreman), *Phaseliforma* sp., и кампана – маастрихта: *Afens* cf. *liriodes* (Riedel et Sanfillipo), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Archaeospongoprunum bipartitum* (Pessagno), *Bathropyramis* cf. *sanjoaquinensis* (Campbell et Clark), *Cyrtocalpis digitiformis* (Tan.), *Dictyomitra andersoni* (Foreman), *D. regina* (Campbell et Clark), *D. densicostata* (Pessagno), *D. multicostata* (Zittel), *D. ex gr. torquata* (Foreman), *Stichomitra livmorensis* (Campbell et Clark), *Xitus* cf. *asymbatos* (Foreman), *Lithomitra* sp., *Orbiculiforma* sp., *Phaseliforma* sp., *Stylosphaera* sp. Мощность 180–230 м.

3. Массивные крупнослоистые песчаники и туфопесчаники, туффиты средне-основного состава с подчиненными прослоями черных алевролитов. Мощность 100–190 м.

4. Алевролиты и песчаные алевролиты с будинированными прослоями песчаников, кислых туфов, гравелистов, конгломератов, пачки флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов с мергелистыми конкрециями. Видимая мощность не более 150–180 м.

В другом разрезе этой пластины мощность верхней пачки – около 600 м. Здесь установлены олистостромы с олистолитами субщелочных, толеитовых и известково-щелочных базальтов, пироксеновых и роговообмановых андезитов. Общая мощность толщи в Чайкинской пластине варьирует от 850 м до 1100 м.

Разрезы толщи, перекрывающие палеоокеанический комплекс, изучены на охотоморском побережье к северу от р. Кедровка. Здесь уста-

новлена только верхняя часть толщи, представленная флишоидным переслаиванием алевролитов и песчаников с прослоями кислых туфов и туффитов и мергелистыми конкрециями. Из песчаных алевролитов выделены остатки спор и пыльцы раннетретичного возраста (определения Грохотовой Н.М.): *Ulmoideipites krempii*, *U. tricosatus*, *Quercites sparsus*, *Triporopollenites plicoides*, *Ericaceae*, *Polypodiaceae*, *Leiotriletas*, *Pinus*, *Dacrydium*, *Taxodiaceae*, *Taxaceae-Cupressaceae*, *Classopollis*, *Alnus*, *Betula*, *Hamamelidaceae*, *Comptonia*, *Platycarya*, *Carya*, *Fagus*, *Ulmus*, а также единичные верхнемеловые *Foveosporites cenomanicus* (Chl.) Schv., *Dacrydium*. По совокупности микрофаунистических и палинологических данных возраст чайкинской толщи определен как поздний мел (кампа-маастрихт) – палеоцен.

В Тунайчинском субтеррейне возрастным аналогом чайкинской толщи являются алевропелитовые толщи, имеющие литологическое сходство с сеноман-нижнекампанской быковской свитой Западного Сахалина, благодаря чему последняя долгое время выделялась на севере Тонино-Анивского полуострова (Геология СССР, 1970; Государственная геологическая..., 1995). В отличие от быковской свиты алевропелиты перекрывают непосредственно нижнемеловые кремнисто-глинистые породы. Флишоидные горизонты и прослои туфопесчаников присутствуют в резко подчиненном количестве и распространены в восточной части субтеррейна, вблизи структур Чайкинского субтеррейна. В разных разрезах алевропелиты датированы кампаном-маастрихтом по редким радиоляриям, поздним мелом – по остаткам иноцерам и поздним мелом – ранним палеогеном – по бедным споро-пыльцевым спектрам. Обобщенный возраст алевропелитовых толщ принят как поздний мел – палеоцен.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И КОРРЕЛЯЦИЯ ТОЛЩ

Рассмотренные литолого-стратиграфические и биостратиграфические характеристики дозоченовых толщ Тонино-Анивского полуострова, дополненные такими вещественными параметрами, как минеральный состав и геохимия базальтов и песчаников, могут служить основой для межрегиональной корреляции толщ смешанного состава и моделирования обстановок их формирования. Обобщенная петрографо-геохимическая характеристика мезозойских вулканитов Тонино-Анивского полуострова была дана ранее (Гранник и др., 1990), поэтому в данной статье обращено внимание на позицию разноформационных и разновозрастных базальтов в тектонических структурах обоих террейнов.

Характерными чертами юрско-нижнемеловой скальной толщи являются: 1) сочетание толеито-

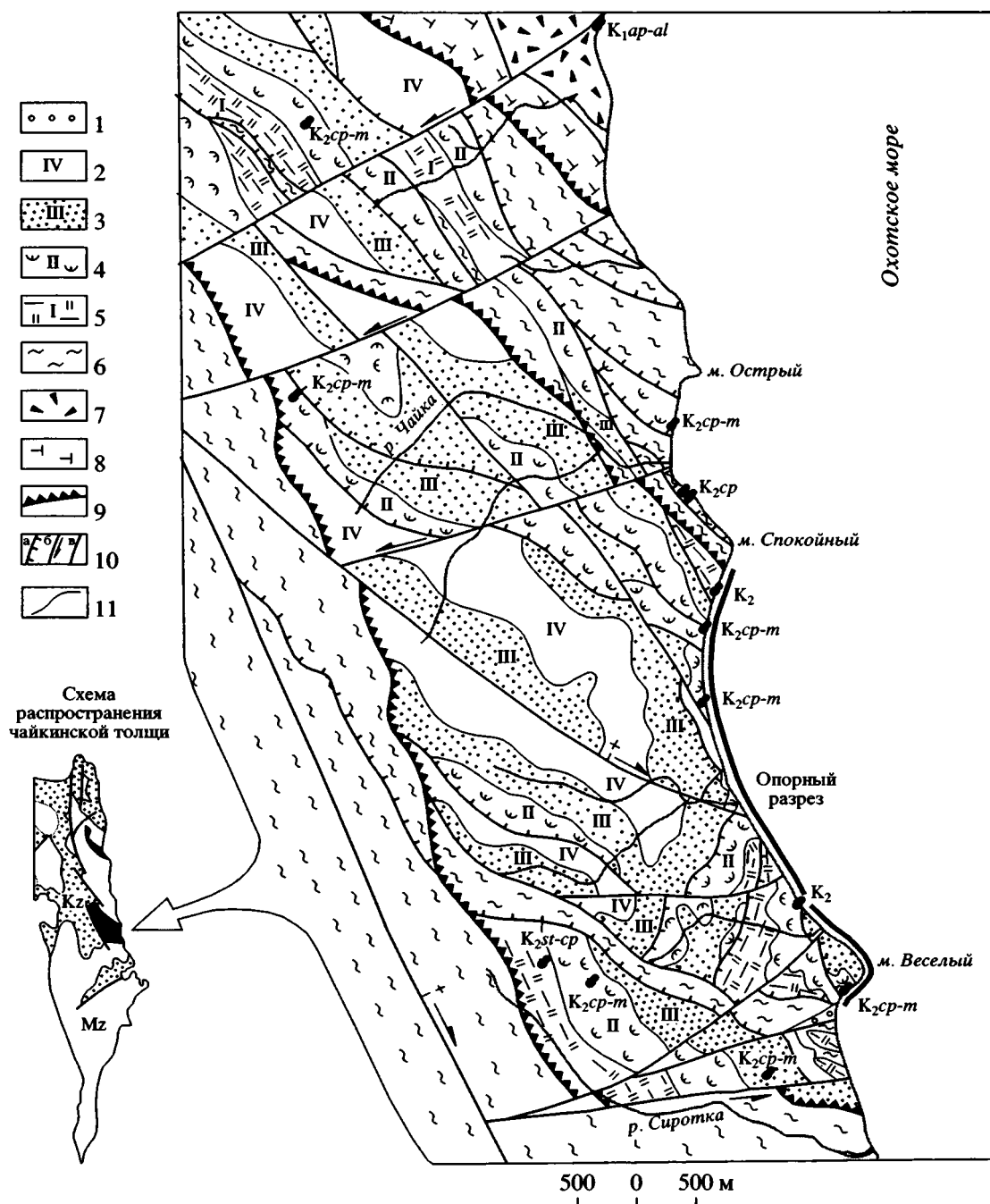


Рис. 8. Схематическая геологическая карта бассейна р. Чайка (Чайкинская аллохтонная пластина).

1 – миоценовые конгломераты; 2–5 – чайкинская толща, пачки: 2 – верхняя флишево-пелитовая, 3 – третья туфопесчаная, 4 – вторая пестроцветная туфогенная, 5 – нижняя кремнисто-глинистая; 6–8 – Вавайский меланж, комплексы: 6 – терригенный и полимиктовый меланж, 7 – пластина олистострома (K_{1-2}), 8 – перидотиты, серпентиниты; 9–10 – разломы: 9 – главные взбросо-надвиги, 10 – второстепенные: а – взбросы, надвиги, б – сдвиги, в – прочие; 11 – геологические границы.

вых и субщелочных базальтов в нижней и средней частях и преобладание щелочных базальтов до пикро-базальтов в верхней части; 2) ассоциация кремнистых и карбонатных пород с образованием яшмово-известкового флишеподобного переслаи-

вания; 3) преобладание среди песчаников кварцево-яшмовых и малокварцевых-полевошпатовых разностей с альбитофир-андизито-базальтовой кластиковой. Формационный облик толщи и петро-геохимические особенности базальтов определя-

ют обстановку ее формирования как океаническое вулканическое плато или цепь палеогайотов.

Состав и внутреннее строение апт-сеноманской утесненской толщи характеризуют ее как аккреционный комплекс, сформированный при аккретировании вышеназванного вулканического плато к Азиатской континентальной окраине. Для толщи характерно разнообразие составов сингенетичных песчаников, что подразумевает источники сноса различной природы: океанические, континентальные, окраинно-континентальные, вулканические. Присутствие среди турбидитов субаркозовых песчаников предполагает, что источниками аркозового материала были древние аккреционные или континентальные террейны (Северный и Южный Китаками на северо-востоке Хонсю, Ошима на юго-западе Хоккайдо), не известные вблизи Южного Сахалина. Следовательно, аккреционная призма зародилась южнее и заняла современную позицию в результате левосторонних перемещений вдоль континентальной окраины в позднем мелу – раннем палеогене. Свидетельством подобных перемещений являются системы сдвигов Мерейской шовной зоны и пояса Идоннаппу, в которых деформированы меловые аккреционные комплексы.

Напротив, среди верхнемеловых турбидитов евстафиевской свиты преобладают малокварцевые песчаники с андезит-базальтовой и фельзит-альбитофировой кластикой, что говорит об их формировании на удалении от континентальных блоков в обстановке преддугового бассейна Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса. Вертикальная смена в разрезах свиты гемипелагических фаций склоновыми турбидитами и флишем свидетельствует о проградации преддугового прогиба в восточном направлении.

Сопоставление толщ Тонино-Анивского террейна с одновозрастными подразделениями Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы обнаруживает их сходство с набильской серией Восточно-Сахалинских гор (Рождественский, 1983; Рихтер, 1986). На Хоккайдо возрастными и формационными эквивалентами утесненской толщи являются меланж-олистостромовые комплексы пояса Идоннаппу (комплекс Хоробетсу-гава), а евстафиевской свите соответствуют турбидиты западной части пояса Хидака (Kiminami et al., 1992; Nanayama, 1992; Kiyokawa, 1992; Ueda et al., 1994). Главным различием в стратиграфии этих структур является широкое развитие в поясе Хидака палеогеновых турбидитов, пока не известных в Тонино-Анивском террейне. Породы, сопоставимые со скальной толщей, установлены в поясах Идоннаппу и Хидака в виде олистолитов и тектонических пластин в меланжах (комплексы Тома и Шимокава). Там же описаны пермские и триасовые известняки.

Вещественные особенности большинства толщ Озерского террейна контрастируют с таковыми из Тонино-Анивского террейна. Верхнепермские–среднетриасовые великанские базальты соответствуют базальтам СОХ (Государственная геологическая..., 2001). Среди базальтов верхнетитонско-нижнемеловой кедровской толщи доминируют субщелочные разновидности с океаническими внутриплитными базальтами. Песчаники кедровской толщи являются высокощелочными, умеренно-низкокварцевыми с преобладанием средне-основной магматической кластики. Особенности строения и возраста океанического комплекса и таксономический состав триасовых, юрских и раннемеловых радиолярий указывают на его формирование в низких широтах в обстановке абиссальной равнины до конца юры и в зоне влияния внутриплитного вулканизма в раннем мелу.

Кампан-палеоценовая чайкинская толща отличается от стратиграфических подразделений и Тонино-Анивского и Озерского террейнов. Олистостромы чайкинской толщи содержат, наравне с океаническими, и островодужные базальты. Туфопесчаники толщи являются малокварцевыми с резким преобладанием андезито-базальтовой кластики и соответствуют по составу песчаникам энсиматических островных дуг (Государственная геологическая..., 2001; Баженов и др., 2002). Они обнаруживают тесное сходство с песчаниками групп Сарома и Юбетсу пояса Токоро восточного Хоккайдо, как по составу псаммитов, так и по вертикальной смене гемипелагических фаций на туфо-терригенные пачки с маркирующими горизонтами пестроцветных туфоалевролитов и терригенными флишоидами в верхах разреза (Tajika, 1988; Kanamatsu et al., 1992; Nanayama, 1992). Палеомагнитные данные, полученные для кампан-маастрихтских разрезов и чайкинской толщи, и пояса Токоро, свидетельствуют об их формировании в 2500–3000 км южнее современного положения в структуре единой энсиматической островной дуги (Kanamatsu, 1992; Баженов и др., 2002).

Чайкинская толща и подстилающий океанический комплекс прорваны массивом палеоцен-раннеэоценовых островодужных диоритов–гранодиоритов и поясом даек средне-кислого состава. Гранитоиды вместе с вмещающими толщами включены в чешуйчатую структуру Чайкинского субтеррейна. Следовательно, океанический комплекс являлся фундаментом энсиматической дуги либо был аккретирован к ней в процессе внутриокеанической субдукции до становления гранитоидов. В поясе Токоро подобную структурную позицию занимает среднеюрско-нижнемеловая группа Никоро, включенная в верхнемеловой–палеоценовый аккреционный комплекс (Kanamatsu et al., 1992; Kiminami et al., 1992;

Sakakibara et al., 1993). Она имеет терригенно-вулканогенно-кремнистый состав и сформирована, согласно формационным типам разрезов и геохимии базальтов, в обстановке подводных океанических гор. Внутриплитный вулканизм приурочен к границе юры и мела, а базальты перекрыты яшмами либо известково-кремнистым флишем. По-видимому, группа Никоро и кедровская толща представляют различные фациальные ряды, существовавшие в раннемеловой Мезопацифике, в области развития внутриплитного вулканизма.

Строение, возраст и тектоническая позиция алевропелитовых толщ Тунайчинского субтеррейна позволяют предположить их накопление в обстановке позднемелового эпикоеанического окраинного моря, сопряженного, с одной стороны, с энсиматической островной дугой, а с другой, с преддуговым бассейном континентальной окраины.

Явно чужеродной по отношению к вышерассмотренным толщам Озерского террейна является горбушинская толща. Песчаники толщи являются высоко щелочно-полевошпатовыми, высоко кварцевыми с преобладанием кислоэффузивной и гранитной кластики в нижней части и с альбитофир-яшмовым и андезибазальтовым составом обломков в верхней. Возраст, состав и строение горбушинской толщи обнаруживают наиболее тесную корреляцию с турбидитами утесненской толщи. Низкое содержание пирокластики и преобладание обломков кислых магматических пород говорят о формировании толщи вдали от зон активного вулканизма, но вблизи размываемых континентальных блоков или древних аккреционных террейнов. Тектоническая позиция толщи в параавтохтоне океанического комплекса может быть объяснена ее более поздним включением в структуру Озерского террейна в процессе его объединения с Тонино-Анивским террейном.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Синтез представленных и известных биостратиграфических и литолого-стратиграфических данных по Тонино-Анивскому полуострову показал, что в нем тектонически совмещены две стратиграфические последовательности, сохранившие основные черты стратификации. Они интерпретируются как разновозрастные террейны аккреционных призм, один из которых – Тонино-Анивский, имеет окраинно-континентальную природу, а второй – Озерский, формировался в структурах энсиматической островной дуги и эпикоеанического окраинного моря.

Тонино-Анивский террейн сложен верхнемеловыми турбидитами евстафиевской свиты и апт-сеноманской меланж-олистостромовой утесненской толщей, включающей крупные аллохтонные пластины и многочисленные олистолиты среднеюрско-нижнемеловой вулканогенно-кремнисто-тер-

ригенной скальной толщи. Тонино-Анивский террейн является северным продолжением пояса Хидака Центрального Хоккайдо. В отличие от последнего он не содержит раннепалеогеновых турбидитовых разрезов, которые либо были эродированы в процессе эоценовой структурной перестройки, либо еще не установлены.

Озерский террейн занимает аллохтонную позицию по отношению к Тонино-Анивскому террейну, поскольку в его паравтохтоне залегают субаркозовые турбидиты апт-сеноманской горбушинской толщи, сопоставимые по составу и возрасту с турбидитами утесненской толщи. В строении террейна доминирует океанический комплекс, состоящий из верхнепермских–среднетриасовых базальтов великанской толщи, среднетриасовых–юрских яшм юнонской толщи и верхнеюрских–нижнемеловых туфо-кремнистых пород кедровской толщи. Океанический комплекс, несмотря на интенсивные деформации, сохранил первичные стратиграфические особенности и является хорошим объектом для изучения океанической коры Палео-Мезопацифики. Он тектонически расслоен и совмещен с кампан-палеоценовыми терригенными толщами, различающимися по составу, строению и происхождению в восточной (Чайкинский субтеррейн) и западной (Тунайчинский субтеррейн) частях. В Чайкинском субтеррейне распространены островодужные туфотурбидиты чайкинской толщи, коррелирующиеся с разновозрастными формациями пояса Токоро Восточного Хоккайдо. В Тунайчинском субтеррейне преобладают алевропелиты, сформированные в окраинно-морской обстановке и имеющие черты сходства как с разновозрастными туфогенными флишоидами Чайкинского субтеррейна, так и с верхнемеловыми–палеоценовыми алевропелитами центральных районов Южного Сахалина.

Расчленение и корреляция сложно дислоцированных толщ Тонино-Анивского полуострова, считавшихся ранее единым аккреционным комплексом Восточно-Азиатской континентальной окраины, стали возможны в результате детального геологического картирования с комплексным применением современных биостратиграфических, минералого-петрографических и петрогеохимических методов исследований.

Авторы выражают благодарность В.Г. Гальверсену, участвовавшему в изучении опорных разрезов мезозойских толщ Тонино-Анивского террейна, и Л.И. Казинцовой, изучившей радиолярии из меловых терригенных толщ этого террейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баженов М.Л., Жаров А.Э., Левашова Н.М. и др. Палеомагнетизм позднемеловых островодужных комплексов юга Сахалина и конфигурация конвергентной границы на северо-западе Тихого океана // Геотектоника. 2002. № 1. С. 42–58.

- Брагин Н.Ю. Биостратиграфия триасовых отложений Южного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 61–75.
- Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. Вып. 469. 125 с.
- Брагин Н.Ю. Радиоляриевые зоны триаса Дальнего Востока России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 59–73.
- Брагин Н.Ю. Радиолярии триаса: зональная стратиграфия и палеобиогеографическое районирование. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2002. 54 с.
- Брагин Н.Ю., Королук Е.В., Рихтер А.В. Пермские известняки в разрезе о-ва Сахалин // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 10. С. 51–57.
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Новые данные о возрасте комплекса щелочных базальтоидов на Сахалине // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 6. С. 1466–1467.
- Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. Геологическое описание / Ред. Верещагин В.Н., Ковтунович Ю.М. М.: Недра, 1970, 432 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000 (новая серия). Лист N-(54), (55); K-(55). Южно-Сахалинск. Объяснительная записка / Ред. Ротман В.К. СПб.: ВСЕГЕИ. 1995. 146 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Изд. 2-е. Серия Сахалинская. Листы L-54-X, XI (Луговое), L-54-XII (Охотское), L-54-XVI, XXII (Шебунино), L-54-XVII, XXIII (Корсаков), L-54-XVIII (Озерский). Объяснительная записка / Ред. Ротман В.К. СПб.: Изд-во СПб картфабрики: ВСЕГЕИ, 2001. 276 с.
- Гранник В.М., Пискунов Б.Н., Стафеева Г.Н. Петрогеохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова // Тихоокеанская геология. 1990. № 3. С. 90–96.
- Елисеева В.К., Соснина М.И. О находке верхнепермских отложений на о-ве Сахалине // Геология и геофизика. 1964. № 10. С. 159–160.
- Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук, Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН. 1992. 30 с.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563–1574.
- Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986, 93 с.
- Рождественский В.С. Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор // Тихоокеанская геология. 1983. № 5. С. 48–58.
- Семенов Д.Ф. Позднепалеозойские-раннемеловые олистостромовые горизонты Сахалина // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220. № 5. С. 1155–1157.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Тарасевич Ю.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Сахалинская. Лист L-54-XVIII. Л.: ВСЕГЕИ. 1973. 94 с.
- Тарасевич Ю.Н., Слодкевич В.В. Геологическая карта СССР м-ба 1 : 200000. Серия Сахалинская. Лист L-54-XII. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ. 1973. 72 с.
- Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.
- Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S. et al. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology // Mem. Geol. Lausanne. 1995. № 23. 1172 p.
- Dobretsov N.L., Watanabe T., Natal'in B.A. et al. Comparison of ophiolites and blueschists of Sakhalin and Hokkaido // Ophiolites 1994. № 19. P. 157–176.
- Isozaki Y. Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Islands // The Island Arc. 1996. № 5. P. 289–320.
- Kanamatsu T., Nanayama F., Iwata K. et al. Pre-Tertiary systems on the western side of the Abashiri Tectonic Line in the Shiranuka area, eastern Hokkaido, Japan: Implications to the tectonic relationship between Nemuro and Tokoro belt // J. Geol. Soc. Japan. 1992. № 12. P. 1113–1128.
- Kiminami K., Niida K., Ando H. et al. Cretaceous-Paleocene arc-trench systems in Hokkaido // 29th IGCP Field Trip Guide Book. Geol. Surv. of Japan. Tsukuba. 1992. Part 5. P. 1–43.
- Kimura G., Rozhdestvenskiy V.S., Okamura M. et al. Mode of mixture of oceanic fragments and terrigenous trench fill in accretionary complex: example from southern Sakhalin // Tectonophysics. 1992. № 202. P. 361–374.
- Kiyokawa S. Geology of the Idonnappu belt, central Hokkaido, Japan: evolution of a Cretaceous accretionary complex // Tectonics. 1992. V. 11. № 6. P. 1180–1206.
- Nanayama F. Three petroprovinces identified in the Nakanogawa Group, Hidaka Belt, central Hokkaido, Japan, and their geotectonic significance // Mem. Geol. Soc. Japan. 1992. № 38. P. 27–42.
- Sugiyama K. Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino Terrane, Central Japan // Bull. Mizunami Fossil Mus. 1997. № 24. P. 79–153.
- Sakakibara M., Isozaki Y., Nanayama F., et al. Radiolarian age of greenrock-chert-limestone sequence and its accretionary process of the Nikoro Group in the Tokoro belt, eastern Hokkaido, Japan // J. Geol. Soc. Japan. 1993. V. 99. № 8. P. 615–627.
- Tajika J. Stratigraphy and structure of the Upper Cretaceous Yubetsu Group, Tokoro belt, eastern Hokkaido: An application of trench accretion model // J. Geol. Soc. Japan. 1988. V. 94. P. 817–836.
- Ueda H., Kawamura M., Kato M. Structure and Metamorphism of Mesozoic Accretionary Complex in North Pacific Rim – A study on the Idon'nappu Belt, Hokkaido, Northern Japan // IGCP Project 294, International symposium, Very Low Grade Metamorphism: Mechanisms and geological applications. The Seismological Press. 1994. P. 132–144.

Рецензенты М.А. Ахметьев, С.Д. Соколов

УДК 551.791:550.93(571.66)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

© 2005 г. О. А. Брайцева*, И. В. Мелекесцев*, Л. Д. Сулержицкий**

*Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН

**Геологический институт РАН

Поступила в редакцию 18.02.2004 г.

Приведены 34 ^{14}C датировки для плейстоценовых отложений Центральной Камчатской депрессии в диапазоне от “запредельных” значений (>55000 лет) до 10000 лет. Даты получены по древесине и торфу из межледниковых аллювиальных отложений, а также по погребенным почвам и остаткам млекопитающих из лесовидных покровных супесей. Ледниковые отложения II стадии позднеплейстоценового оледенения датированы возрастом 21 000 лет по найденным в них остаткам мамонта. В верхнеплейстоценовых отложениях депрессии фиксируются многочисленные мощные прослои вулканических пеплов, связанные с крупнейшими извержениями в Срединном хребте и в пределах Восточной вулканической зоны Камчатки.

Ключевые слова. Камчатка, плейстоценовые отложения, радиоуглеродный возраст, вулканические пеплы.

ВВЕДЕНИЕ

Центральная Камчатская депрессия располагается в центральной части полуострова Камчатка между Срединным хребтом на западе и хребтами Валагинский и Кумроч на востоке. Она представляет собой межгорную впадину, служившую в плиоцен-плейстоцене местом аккумуляции осадочных и вулканогенных отложений. В рельефе депрессии главную роль играют полого-наклонные к ее центру аллювиально-пролювиальные и флювиогляциальные равнины наземных дельт притоков р. Камчатки. Современная долина реки занимает узкую (2–7 км) полосу в осевой части депрессии. На периферии у подножия горных хребтов располагаются моренные комплексы позднеплейстоценового оледенения. В средней части депрессии (на участке поселков Мильково–Долиновка) выделяется новейшее Генеральское поднятие (рис. 1). В его пределах на поверхность выведены плейстоценовые отложения, вскрывающиеся в высоких (до 100 м) береговых обрывах р. Камчатки. На севере Центральной Камчатской депрессии располагаются вулканический массив гора Николка и Ключевская группа вулканов.

Разрез отложений депрессии является эталонным для изучения стратиграфии плейстоцена Камчатки. Его ценность определяется тем, что отложения залегают друг на друге в едином разрезе Генеральского поднятия, что позволяет однозначно трактовать последовательность их накопления. Изучение этого разреза представляет не только полноценную информацию о характере осадконакопления в депрессии, но дает воз-

можность получить основополагающие материалы для определения климатических колебаний в плейстоцене, количестве оледенений и изменении характера растительности.

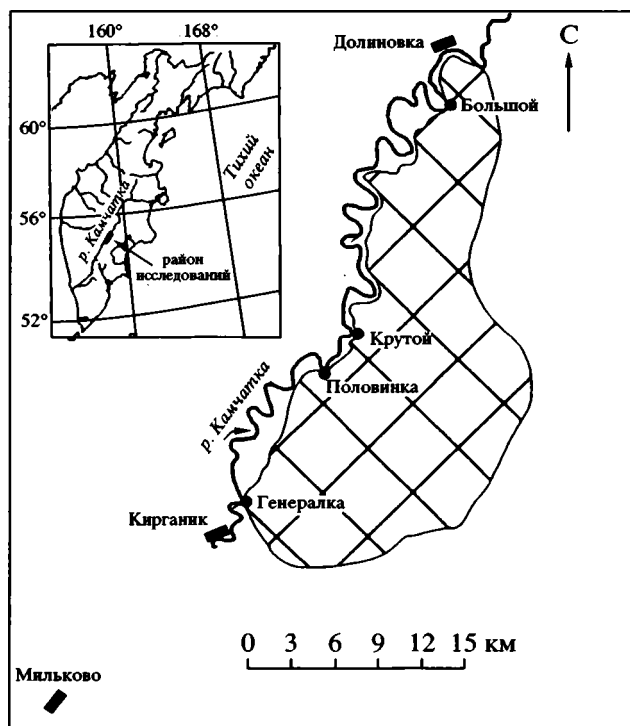


Рис. 1. Положение разрезов плейстоценовых отложений в долине р. Камчатки. Черными кружками показаны основные яры. Заштриховано Генеральское поднятие.

Детальные работы по изучению стратиграфии плейстоценовых отложений депрессии проводились сотрудниками Института вулканологии (г. Петропавловск-Камчатский) и Геологического института (Москва) в 1960–1965 годах. Результаты этих исследований изложены в двух монографиях (Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970). В основу возрастного расчленения осадков был положен климатостратиграфический критерий с использованием данных спорово-пыльцевого и диатомового анализов. В верхней части отложений были обнаружены многочисленные остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. В то же время данные об изотопном возрасте практически отсутствовали – имелась одна ^{14}C датировка (>50000 лет). Сведения о вулканических пеплах были суммированы в работе В.Ю. Кирьянова (1981).

В последние годы авторами настоящей статьи было проведено повторное описание ряда разрезов отложений депрессии и произведен отбор образцов для их радиоуглеродного датирования. Предлагаемая публикация посвящена изложению этих новых данных о возрасте плейстоценовых отложений, основанных на результатах радиоуглеродного датирования.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕПРЕССИИ

Практически непрерывный разрез плейстоценовых отложений вскрывается в высоких береговых обрывах р. Камчатки (так называемых ярах) в пределах Генеральского поднятия. Схема расположения основных яров дана на рис. 1, а разрезы их отложений на рис. 2. Плейстоценовые осадки повсеместно уходят под урез реки, максимальная их мощность составляет около 100 м в яре Половинка.

Все видимые в разрезе отложения депрессии прямо намагничены (Брайцева, Мелекесцев, 1974), что указывает на их накопление в неоплейстоцене в течение эпохи Брюнес. Нижняя часть разреза представлена отложениями толщ “синих глин”, “косослоистых песков” и ледниковыми отложениями максимального оледенения. Верхняя часть сложена верхнеплейстоценовыми аллювиальными осадками и покровными супесями.

Толща “синих глин” (А). В основании видимого разреза отложений депрессии залегает так называемая толща озерных “синих глин”. Это тонко-горизонтальнослоистые сизо-серые алевроиты, алевропелиты, тонко- и мелкозернистые пески, диатомиты с четкими прослоями вулканических пеплов. Видимая мощность “синих глин” в одном разрезе составляет 5–6 м, однако общая их мощность была оценена в 70–80 м, исходя из положения абсолютных отметок кровли отложений сверху вниз

по течению реки (Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970). Отложения накапливались в подпрудном озере, образовавшемся в депрессии в связи с проявлениями вулканизма в районе горы Николка и в Ключевской группе вулканов.

Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов показывают, что отложения “синих глин” накапливались в условиях существенного похолодания, однако обращает внимание отсутствие в это время ледниковых фаций. Присутствие небольшого количества (1.5–2%) вымерших видов диатомовых водорослей, характерных для эоплейстоцена, позволило отнести эти отложения к началу эпохи Брюнес (Брайцева и др., 1968). Г. Бергером (устное сообщение) трековым методом получена предварительная дата порядка 400 тыс. лет, что дает возможность уточнить эти представления и предполагать, что отложения накапливались в период похолодания, отвечающий окскому оледенению европейской части России. Отсутствие оледенения на Камчатке в это время объяснялось (Брайцева, Мелекесцев, 1974) небольшой высотой окружающих депрессию горных хребтов.

Толща “косослоистых песков” (В). На толще “синих глин” с четким размывом залегают аллювиальные отложения толщ “косослоистых песков”, которые начали накапливаться в депрессии после спуска озерного водоема. Толща состоит из переслаивающихся пачек рыхлых песков с четкой косой, иногда диагональной слоистостью; вверх по разрезу крупность материала возрастает, увеличивается количество песчано-галечных прослоев и пачек, иногда они начинают преобладать. В песках отмечается постоянное присутствие пирокластического материала в виде грубых пемзовых песков и гравия, однако, в отличие от озерных отложений, в аллювиальной толще они не образуют отдельных прослоев, а содержатся в виде большей или меньшей, но существенной примеси в общем балансе терригенного материала. Максимальная мощность толщ “косослоистых песков” составляет 30–40 м. Нижняя часть отложений “косослоистых песков” накапливалась в холодных условиях, аналогичных времени накопления “синих глин”, а верхняя – в весьма теплых условиях, отвечающих межледниковой эпохе (Брайцева и др., 1968). В основании “косослоистых песков” был найден череп *Alces latifrons postremus* Flerov et Wangenh.

Ледниковые отложения максимального оледенения (С). На толще “косослоистых песков” в ярах Половинка и Крутой залегают ледниковые отложения, представленные несортированными и неслоистыми валунными супесями. Присутствующие в них линзовидные прослои вулканических пеплов деформированы гляциодислокациями. Мощность морены в яре Половинка составляет

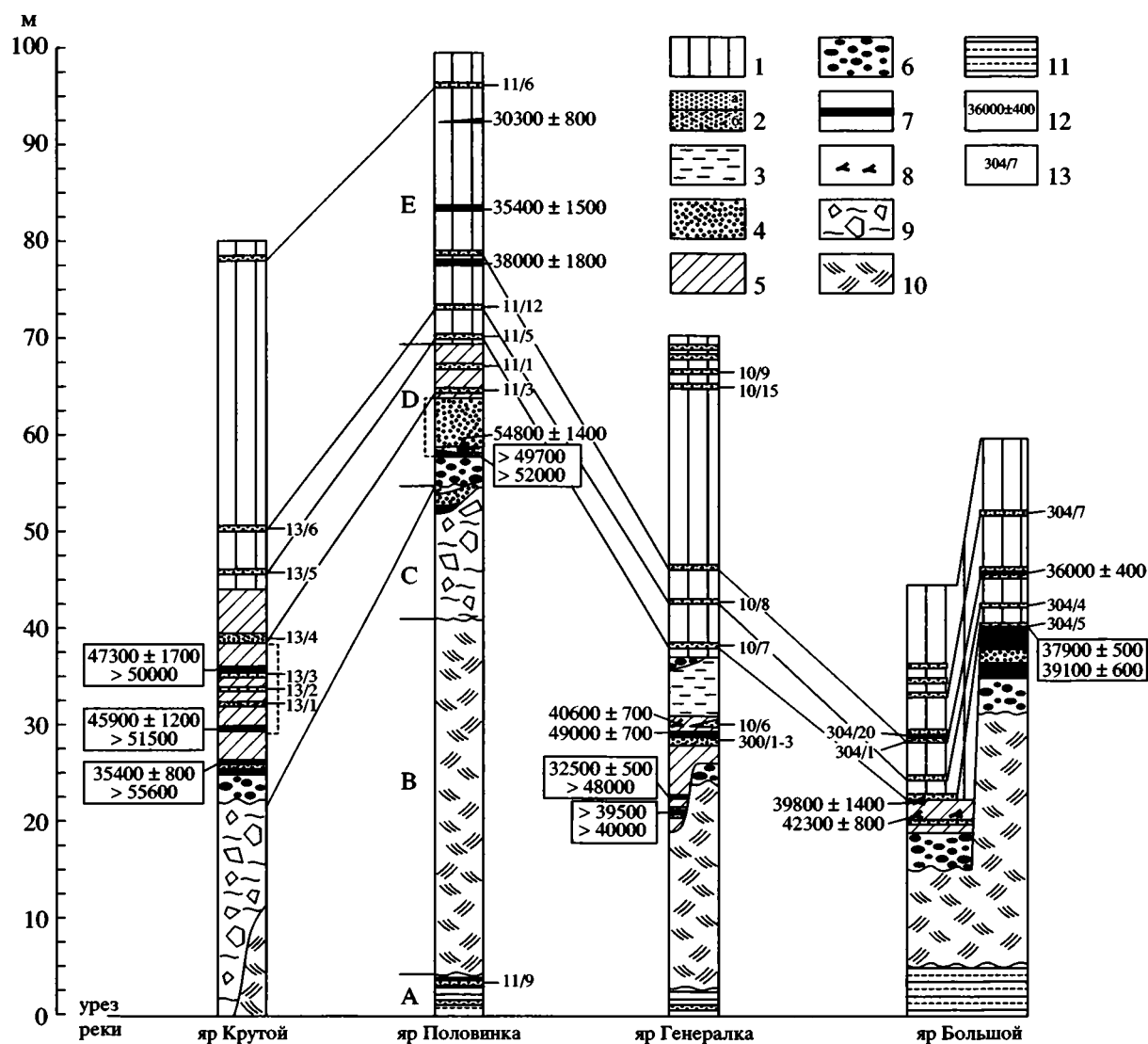


Рис. 2. Разрезы плейстоценовых отложений в долине р. Камчатки в пределах Генеральского поднятия.

1 – покровные супеси; 2 – вулканические пеплы: а – тонкие, б – грубые; 3 – супеси слоистые; 4 – пески, местами с примесью гравия и гальки; 5 – суглинки, супеси, слоистые пылеватые пески; 6 – галечно-валунные отложения; 7 – торф, прослой погребенных почв; 8 – древесина; 9 – морена максимального оледенения; 10 – аллювиальные “косослоистые пески”; 11 – озерные “синие глины”; 12 – радиоуглеродные даты; 13 – номера образцов пеплов согласно работы (Кирьянов, 1981) и по материалам авторов. А – толща “синих глин”, В – толща “косослоистых песков”, С – морена максимального оледенения, D – аллювиальные межледниковые отложения, Е – покровные супеси. Пунктирной скобкой на разрезах яров Половинка и Крутой показаны отложения со спорово-пыльцевыми спектрами, характеризующими климатические условия теплее современных.

около 30 м. Ледниковые отложения отнесены к максимальному оледенению Камчатки, о чем свидетельствует присутствие морены в осевой части депрессии, куда более молодые, позднеплейстоценовые, ледники не спускались. Развитие этого оледенения отвечает, по-видимому, эпохе днепровского оледенения на Русской равнине, самаровского оледенения Сибири.

Аллювиальные межледниковые отложения (D). Комплекс этих отложений представлен аллюви-ем высоких террас р. Камчатки. В ярах Половин-

ка и Крутой они залегают на вышеописанных ледниковых отложениях, а в других ярах на толще “косослоистых песков”. Если в предшествующее время депрессия была в целом областью прогибания, в которой накапливались озерные и аллювиальные осадки повышенной мощности, то в начале позднего плейстоцена в средней части депрессии на участке поселков Кирганик–Долиновка начинает расти местное Генеральское поднятие. В это время р. Камчатка вырабатывает серию цокольных террас на фоне растущей возвышеннос-

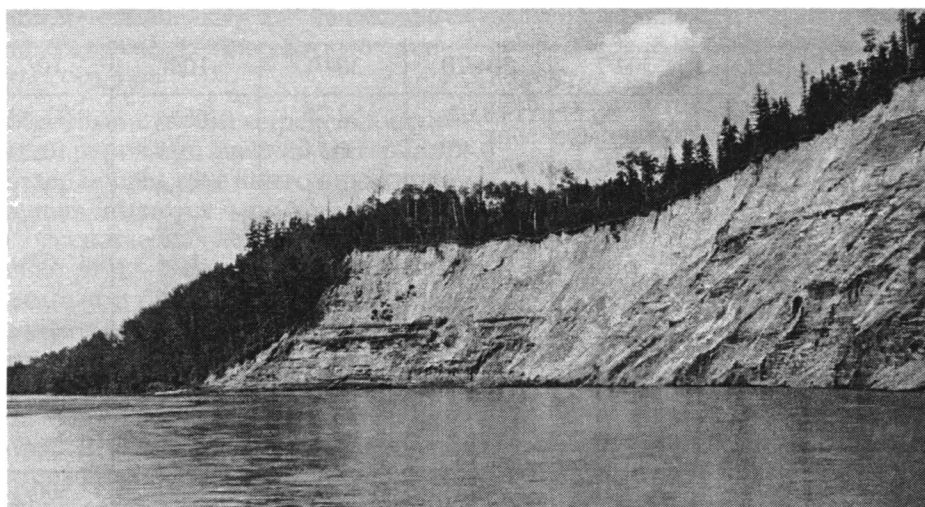


Рис. 3. Общий вид яра Большой. Хорошо видно сочленение двух террасовых уровней и обложение их покровными супесями.

ти, где цоколем служат более древние отложения “синих глин”, “косослоистых песков” и морены максимального оледенения. Эти террасы устанавливаются по горизонтам аллювиальных отложений, залегающих на разных уровнях над урезом Камчатки, т.е. террасы отличаются по высоте поверхности и высоте цоколя над урезом реки. Последовательность террас следующая: в яре Половинка высота поверхности террасы 70 м, высота цоколя 55 м, в яре Большом – 40 м и 30–33 м; в яре Генералка высота поверхности террасы (27–35 м) близка к террасе яра Большого за счет повышенной мощности пойменной фации аллювия, но высота цоколя здесь составляет 23–25 м; наиболее молодая терраса фиксируется в нижнем по течению конце яра Большого – высота ее цоколя 15 м, а поверхности 20–25 м. На рис. 3 хорошо видно, как эта терраса вложена в более высокий уровень террасы яра Большой. Таким образом, мы имеем серию последовательных террас р. Камчатки (рис. 4), но сложность заключается в том, что террасовые уровни в настоящее время в рельефе не выражены, так как они оказались погребены мощной толщей покровных отложений. Особое место занимают аллювиальные осадки яра Крутой. Они аналогичны аллювиальным отложениям террасы яра Половинка, что будет показано ниже. Их более низкое положение над урезом реки объясняется локальным опусканием яра Крутой, о чем свидетельствует отсутствие в разрезе “синих глин” и небольшая видимая мощность “косослоистых песков”.

Аллювиальные отложения террас р. Камчатки включают русловую фацию, представленную галечно-валунными отложениями, и пойменную фацию – сизовато-серые и серые суглинки, супеси, мелко- и тонкозернистые пески, прослой тор-

фа и оторфованные горизонты. В пойменных отложениях постоянно присутствуют многочисленные прослой пирокластического материала. Они имеют мощность от 0.5–1 см до 80 см и представлены белыми или желтовато-белыми тонкими и грубыми (вулканический пемзовый песок и гравий) пеплами (на рис. 2 показаны такие, наиболее мощные (>10 см) прослой). В яре Крутой описаны 4 горизонта грубых пеплов, в яре Генералка – один горизонт мощностью до 80 см, имеющий трехчленное строение: грубый пепел в нижней и верхней частях слоя и тонкий пепел в средней. В пепловых прослоях часто наблюдается слоистость, свидетельствующая об их отложении в вод-



Рис. 4. Уровни высоких погребенных террас р. Камчатки в пределах Генеральского поднятия.

1 – “синие глины”; 2 – “косослоистые пески”; 3 – морена; 4 – русловой аллювий; 5 – пойменный аллювий; 6 – покровные супеси.

Таблица 1. Химические анализы вулканических пеплов из отложений Центральной Камчатской депрессии

Окисел	11/6	10/9	304/7	304/20	304/1	10/8	10/7	11/12
SiO ₂	63.44	66.00	67.56	68.02	62.25	69.85	73.39	72.38
TiO ₂	0.63	0.76	0.68	0.40	0.74	0.55	0.29	0.42
Al ₂ O ₃	17.64	16.33	16.33	15.34	18.61	15.66	13.61	14.81
Fe ₂ O ₃	2.73	3.31	1.63	0.98	2.53	1.68	1.90	1.00
FeO	2.72	1.92	1.68	1.97	1.99	1.24	0.94	1.06
MnO	0.11	0.17	0.05	0.02	0.08	0.17	0.08	0.16
MgO	1.45	1.22	1.21	3.33	2.19	1.05	0.45	0.37
CaO	5.34	4.52	3.00	4.30	4.93	3.28	1.70	2.47
Na ₂ O	4.11	3.82	4.38	3.70	4.95	3.82	4.17	4.19
K ₂ O	1.83	1.92	3.48	1.94	1.73	2.70	3.47	3.14
Окисел	304/4	304/5	304/15	10/6	300/3	300/2	300/1	13/4
SiO ₂	71.54	72.28	66.76	70.77	68.91	72.40	65.98	71.69
TiO ₂	0.31	0.52	0.72	0.44	0.44	0.39	0.58	0.34
Al ₂ O ₃	16.05	12.96	17.63	14.42	16.28	13.58	16.64	14.75
Fe ₂ O ₃	0.64	1.32	1.47	1.54	1.03	1.34	1.72	0.93
FeO	0.75	1.61	1.42	1.60	0.92	0.88	2.51	1.03
MnO	0.03	0.03	0.05	0.08	0.03	0.03	0.05	0.07
MgO	0.80	1.31	2.23	1.20	1.06	1.33	1.42	0.23
CaO	2.26	3.39	3.73	2.93	3.83	2.73	3.91	2.13
Na ₂ O	3.77	3.79	3.86	3.97	4.51	4.07	4.61	4.45
K ₂ O	3.85	2.79	2.12	3.05	2.99	3.25	2.58	4.38

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Института вулканологии ДВО РАН и пересчитаны на безводный остаток. Химический состав пеплов приведен согласно работы (Кириянов, 1981) и по данным авторов. Положение образцов см. на рис. 2. Образцы 304/20, 300/3, 300/1, 13/4 – грубые пеплы, остальные – тонкие пеплы. Образцы 330/3, 300/2, 300/1 – соответственно верхняя, средняя и нижняя части одного и того же горизонта пепла.

ной среде. В яре Крутой в пойменной фации постоянно присутствует окатанная пемзовая галька.

Химический и минеральный состав пеплов может указывать на источник их поступления – для вулканитов Срединного хребта Камчатки характерна повышенная щелочность с высоким содержанием K₂O и присутствие в породах биотита, тогда как для восточной вулканической зоны типично низкое и умеренное содержание K₂O и отсутствие биотита (Volynets, 1994). Полученные данные о составе некоторых пеплов в рассматриваемых аллювиальных отложениях депрессии с высоким содержанием K₂O (табл. 1) и наличием биотита свидетельствуют о том, что центры извержения располагались в Срединном хребте. Справедливо утверждение В.Ю. Кириянова (1981), что грубые пеплы и пемзовая галька переносились в депрессию левыми притоками Камчатки и фиксировались в пойменных отложениях. Из всех горизонтов пеплов в аллювиальных отложениях сопоставляется только один горизонт – 13-4 в яре Крутой и 11-3 в яре Половинка. Это указывает на одновозрастность отложений этих яров. Отсутст-

вие сопоставимых горизонтов пеплов в осадках других яров объясняется разным возрастом террасовых уровней.

Данные спорово-пыльцевого анализа показывают, что аллювиальные отложения в ярах Половинка и Крутой накапливались в условиях существенно более теплых, чем современные (Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970), что позволяет отнести их к позднеплейстоценовому межледниковью (микулинские отложения европейской части России, казанцевские отложения Сибири). Для аллювиальных осадков в яре Крутом была получена дата >50000 лет. Спорово-пыльцевые спектры отложений следующих террасовых уровней характеризуют похолодание, следовавшее за температурным оптимумом (Брайцева и др., 1968).

Покровные супеси (Е). Эти отложения представляют собой лёссовидные палевые супеси (алевриты и алевропелиты), слагающие верхние части яров. Мощность их составляет 20–30 м. В обнажениях они образуют вертикальные, сильно пылящие в сухом состоянии обрывы. Обычно

супеси монолитны, но отмечаются и неяснослоистые разности; иногда в супесях присутствуют линзы четко слоистых осадков.

В составе покровных супесей определяющую роль играет тонкий пирокластический материал, терригенная составляющая дает ничтожную примесь. В отложениях имеются многочисленные четкие прослои вулканических пеплов, мощность которых составляет от 0,5–1 см до 20–30 см. В яре Большой при детальном описании части покровных супесей мощностью 11 м нами было установлено 22 прослоя пеплов мощностью 1–5 см и 7 прослоев мощностью от 10 до 20 см. Наиболее мощные прослои пеплов в покровных отложениях показаны на рис. 2. В покровных отложениях присутствуют горизонты слабо гумусированных погребенных почв.

Покровные супеси рассматриваются нами как эоловые отложения. Они представляют собой перенесенную ветром преимущественно тонкую фракцию пирокластиков, а отдельные четкие прослои пеплов отвечают наиболее мощным вулканическим извержениям. В такой интерпретации покровные супеси являются аналогами современных почвенно-пирокластических чехлов Камчатки. В обоих случаях отложения представлены чередованием прослоев пеплов и разделяющих их алевропелитовых и пелитовых существенно пирокластических горизонтов, однако покровные супеси накапливались в условиях более холодного времени, разреженной растительности и более напряженной вулканической активности, что определило их значительные мощности. Об эоловом генезисе свидетельствует и характер залегания супесей – они единым чехлом облекают разновозрастные формы рельефа, что типично и для голоценовых почвенно-пирокластических чехлов. На рис. 3 видно такое облекание супесями разновысотных террасовых уровней. Линзы слоистых отложений в покровных супесях накапливались в небольших озерах или руслах временных водотоков, отлагавших тонкослоистый пролювий, что подтверждается данными диатомового анализа (Брайцева и др., 1968).

Вулканические пеплы в супесях по составу отвечают андезито-дацитам, дацитам и риолитам (табл. 1). Центры извержений располагались как в Срединном хребте, так и в пределах Восточной вулканической зоны. В.Ю. Кирияновым (1981) было показано, что два четких прослоя пеплов в основании покровных супесей коррелируются во всех ярах, что свидетельствует об одновременности начала накопления покровных отложений. В покровных супесях Н.П. Куприной (1970) и авторами были обнаружены многочисленные остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса, что позволило датировать эти отложения поздним плейстоценом.

Ледниковые отложения позднеплейстоценового оледенения. За пределами Генеральского поднятия на периферии депрессии у подножия горных хребтов располагаются конечно-моренные комплексы с прекрасно сохранившимся холмисто-котловинным рельефом, которые фиксируют наступание ледников во время последней, II стадии позднеплейстоценового оледенения. От этих морен начинаются флювиогляциальные равнины, которые занимают в депрессии обширные площади. Отложения этого времени покровными супесями не перекрываются, на них имеется только голоценовый почвенно-пирокластический чехол.

За границами молодых конечно-моренных комплексов в депрессии (район р. Кимитиной) была обнаружена дугообразная конечно-моренная гряда, отложения которой перекрыты покровными супесями, нивелирующими ледниковый рельеф. Эта морена отнесена к I стадии позднеплейстоценового оледенения (Брайцева и др., 1968; Брайцева, Мелекесцев, 1974).

ДАТИРОВАНИЕ ВЕРХНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕПРЕССИИ

Датирование аллювиальных отложений высоких террас р. Камчатки. В предшествующих работах была приведена лишь одна дата для аллювиальных отложений яра Крутой (>50000 лет). Последующие исследования были направлены на получение новых ^{14}C датировок, и к настоящему времени мы располагаем датами по 11 образцам для отложений в ярах Крутой, Половинка, Генералка и Большой (табл. 2, рис. 2). Даты получены по древесине и торфу в пойменных аллювиальных осадках.

Для яра Крутой имеются даты по трем образцам торфа, для яра Половинка – по торфу и древесине. Для торфа получены значения по последовательным щелочным вытяжкам из одного и того же образца, на рис. 2 они показаны в рамках. Обращает внимание, что первая из щелочных вытяжек дает обычно конечные даты, а вторая и третья – “запредельные” значения возраста. Нам представляется, что на истинный возраст указывают “запредельные” значения, а даты по первым вытяжкам (35000, 47000 лет) в яре Крутом омоложены. Об этом свидетельствует и дата по древесине (около 55000 лет) в яре Половинка. Таким образом, отложения в ярах Крутой и Половинка с “запредельными” датировками (>57000 лет) являются аллювиальными осадками первых межледниковых террас в пределах Генеральского поднятия. Для них же установлены спорово-пыльцевые спектры, указывающие на наиболее теплые климатические условия в позднем плейстоцене. Присутствие одного и того же маркиру-

Таблица 2. Радиоуглеродные даты для отложений Центральной Камчатской депрессии

№ п/п	№ образца	Дата	Материал для датирования	Местонахождение
Аллювиальные отложения погребенных террас р. Камчатки				
1	ГИН-5304 ^a	39800 ± 1400	Древесина	20–25-метровая терраса у нижнего конца яра Большой
2	ГИН-5303	42300 ± 800	»	
3	ГИН-3401	40600 ± 700	Древесина	Яр Генералка
4	ГИН-5297	49000 ± 700	»	Яр Половинка
5	ГИН-5298	54800 ± 1400	Древесина	
6	ГИН-5299	>49700 _I >52000 _{II} + III	Торф	Яр Крутой
7	ГИН-5302	47300 ± 1700 _I >50000 _{II} + III	Торф	
8	ГИН-5301	45900 ± 1200 _I >51500 _{II} + III	»	Яр Генералка, отложения в понижении кровли “косослоистых песков”
9	ГИН-5300	35400 ± 800 >55600 _{II} + III	»	
10	ГИН-5296	32500 ± 500 _{II} >48600 _I	Торф	
11	ГИН-5295	>39500 _{II} >40000 _I	»	
Покровные супеси				
12	ГИН-3403	30300 ± 800	Почва	Яр Половинка
13	ГИН-3405	35400 ± 1500	»	Яр Большой
14	ГИН-3404	38000 ± 1800	»	
15	ГИН-3414	36000 ± 400	Почва	
16	ГИН-3412	37900 ± 500 _{II} 39100 ± 600 _{III}	»	

Примечание. Римские цифры у датировок обозначают последовательные щелочные вытяжки из одного и того же образца.

ющего пеплового горизонта (см. выше) подтверждает представление об одновозрастности отложений этих яров.

Близкие по возрасту отложения с “запредельными” датировками были описаны в яре Генералка, где они залегают в понижении кровли “косослоистых песков” (рис. 2). По-видимому, именно в них были получены аналогичные отложениям яров Половинка и Крутой теплолюбивые спорово-пыльцевые спектры, приведенные Н.П. Куприной (1970). Это снимает противоречия в данных спорово-пыльцевого анализа для яра Генералка в работах О.А. Брайцевой и др. (1968) и Н.П. Куприной (1970). О.А. Брайцевой с соавторами эти отложения ранее вообще не были описаны, приведенные ими спектры относились к более молодым осадкам аллювиальной террасы этого яра.

Для аллювиальных отложений высокой террасы яра Большой радиоуглеродные датировки от-

сутствуют. Для отложений террасы яра Генералка нами получены две даты – по древесине и торфу, а для более молодой террасы в нижнем по течению конце яра Большой – одна дата по древесине (рис. 2, табл. 2). “Запредельные” датировки в обоих случаях отсутствуют. Значения возраста близки между собой и указывают, что эти террасы формировались последовательно друг за другом в близком возрастном диапазоне в период после оптимума межледниковья.

Обращает внимание, что мощный горизонт грубого пепла в яре Генералка и тонкий пепел в террасе яра Большой не имеют аналогов в ярах Крутой и Половинка (Кириянов, 1981), что подтверждает разновозрастность этих аллювиальных отложений.

Датирование покровных супесей. Для покровных отложений получены даты по 5 образцам погребенных почв в ярах Половинка и Большой. В основании покровных отложений датировки по-

Таблица 3. Радиоуглеродные даты для остатков млекопитающих верхнепалеолитического комплекса из отложений Центральной Камчатской депрессии

№ п/п	№ образца	Дата	Материал для датирования	Местонахождение
1	ГИН-3420	12630 ± 50	Бивень мамонта	Бичевник против яра Длинный (устье р. Урц)
2	ГИН-224aI	21 200 ± 400	Череп мамонта	Долина р. Пахчи, морена II стадии позднеплейстоценового оледенения
3	ГИН-224aII	21 300 ± 300	»	
4	ГИН-224bI	21 300 ± 200	Зуб мамонта	
5	ГИН-5299 ^b	21 750 ± 150	Бивень мамонта	Яр Половинка
6	ГИН-3415	30000 ± 300	»	Яр Большой
7	ГИН-3418	31 000 ± 1000	Череп овцебыка	Бичевник против яра Длинный
8	ГИН-3421	33 000 ± 2000	Метаподий бизона	
9	ГИН-3425	36 000 ± 500	Бивень мамонта	Бичевник против яра Николка (устье р. Николки)
10	ГИН-10916	36 300 ± 1000	Зуб мамонта	Долина р. Николки
11	ГИН-3411	39 600 ± 1600	»	Р. Китильгина, первобытная стоянка
12	ГИН-3407	40 600 ± 600	Бивень мамонта	Яр Половинка
13	ГИН-10915	42 600 ± 1000	»	Долина р. Андриановки
14	ГИН-3419	43 400 ± 1000	Плечо бизона	Бичевник против яра Длинный
15	ГИН-3424	46 700 ± 1200	Позвонок носорога	Бичевник против яра Николка
16	ГИН-10917	>38 200	Берцовая кость мамонта	Район устья р. Щапина
17	ГИН-10918	>44 000	Рог бизона	Долина р. Урц
18	ГИН-10915	>44 800	Бивень мамонта	Долина р. Андриановки

Примечание. Остатки млекопитающих из сборов авторов и других исследователей, датированные в Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН.

казывают прекрасную сходимость: $39\,100 \pm 600$ на высоком и $39\,800 \pm 400$ на низком уровнях террас яра Большой. Эти данные, а также наличие во всех ярах в основании покровных супесей двух хорошо коррелирующихся горизонтов пеплов (Кирьянов, 1981) позволяют считать супеси одновозрастными и полагать, что накопление их началось субсинхронно около 40 000 лет назад.

Выше по разрезу в яре Половинка получены даты от 38 000 до 30 000 лет (табл. 2, рис. 2). Обращает внимание прослой грубого пепла, прослеживающийся в супесях яров Половинка, Генералка и Большой (отсутствие его в яре Крутой связано просто с недостаточной изученностью покровных отложений яра). Для этого пепла в яре Большой по почве над ним получена дата ~36 000 лет, а в яре Половинка ниже пепла дата ~38 000 лет, что позволяет считать корреляцию этого горизонта правомерной. Судя по химическому составу пепла (табл. 1), он связан с сильным извержением в пределах Восточной вулканической зоны. Возможно, это было мощное извержение во время формирования кальдеры Крашенинникова, когда на поверхность было вынесено большое количество пемзового материала. Аналогичный возраст для

этой кальдеры (35 000–38 000 лет) указан в работах Брайцевой и др. (Брайцева и др., 1994; Braitseva et al., 1995). Восточная вулканическая зона также служила поставщиком вулканических пеплов в верхней части покровных супесей (горизонты 11/6–10/9), которые могли быть связаны с формированием кальдер Карымское озеро и Малого Семьячика. Остальные прослои пеплов, указанных в табл. 1, судя по высокому содержанию K_2O и наличию биотита, являются пирокластикой извержений, имевших место в Срединном хребте. Возможно, что два горизонта пеплов в основании покровных супесей связаны с формированием 38 000–40 000 лет назад кальдеры Хангар (Брайцева и др., 1994; Braitseva et al., 1995).

Датирование остатков млекопитающих. Многочисленные остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса были обнаружены в отложениях депрессии еще в 60 годы прошлого столетия, однако датировки для них отсутствовали. Радиоуглеродное датирование, проведенное в процессе последующих работ в лаборатории Геологического института РАН, позволило получить 18 дат, которые приведены в табл. 3.

В покровных отложениях яров Половинка и Большой датированы бивни мамонта с возрастом $21\,750 \pm 150$, $30\,000 \pm 300$ и $40\,600 \pm 600$ лет. Эти датировки указывают на временной диапазон формирования покровных отложений. Однако можно полагать, что супеси формировались и позднее, вплоть до голоцена, так как они практически без перерыва переходят в голоценовый почвенно-пирокластический чехол. На это же указывает наиболее молодая датировка костей мамонта 12600 лет в районе яра Длинный в устье р. Урц (табл. 3). Дата 40600 лет хорошо согласуется с данными по погребенным почвам для начала формирования покровных отложений (см. выше).

В долине р. Камчатки на бичевниках против устья рек Урц и Николка были найдены остатки млекопитающих, возраст которых лежит в диапазоне от 13000 до 47000 лет (табл. 3). Большая часть этих костей вымыта, по-видимому, из покровных супесей, а часть (с возрастом 43400 и 46700 лет) – из более древних позднеплейстоценовых осадков.

Датирование ледниковых отложений. В долине р. Пахчи, правого притока р. Камчатки, на западной периферии Ключевской группы вулканов в пределах депрессии располагается прекрасно выраженный в рельефе конечно-моренный комплекс ледниковых отложений II стадии позднеплейстоценового оледенения (Краевая, Кураленко, 1983). Отложения представлены как типичной мореной, так и широким спектром водноледниковых и озерно-ледниковых осадков, связанных с развитием “мертвых льдов” в пределах ледника подножий. В ледниковых отложениях И.В. Мелекесцевым был найден череп мамонта, для которого была получена серия значений возраста порядка 21000 лет (табл. 3). Эти значения можно принять для датировки последней стадии позднеплейстоценового оледенения Камчатки, которая отвечает времени сартанского оледенения Сибири и хорошо согласуется с данными о возрасте последнего плейстоценового похолодания (10–24 тыс. лет) кислородно-изотопной стадии 2 морских осадков (Martinson et al., 1987).

Для погребенной почвы на ледниковых отложениях в г. Ключи была получена дата $10\,700 \pm 200$ лет, а в долине р. Студеной (правого притока р. Камчатки) дата $10\,000 \pm 200$ лет. Эти значения фиксируют здесь начало формирования почв в основании голоценового почвенно-пирокластического чехла.

Датировки для ледниковых отложений I стадии позднеплейстоценового оледенения отсутствуют. Можно полагать, что развитие этого оледенения имело место во время похолодания, последовавшего за оптимумом межледниковья, и отвечает времени накопления аллювиальных отложений в

ярах Генералка и Большой или, возможно, какой-то части покровных супесей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Все видимые в разрезе плейстоценовые отложения, которые вскрываются в пределах Генеральского поднятия в осевой части Центральной Камчатской депрессии, накапливались в неоплейстоцене в эпоху Брюнес. Нижняя часть разреза включает отложения озерных “синих глин”, аллювиальных “косослоистых песков”, на которых залегают ледниковые отложения максимального оледенения. Верхняя часть сложена верхнеплейстоценовыми осадками аллювиальных террас р. Камчатки и покровными эоловыми лёссовидными супесями. За пределами Генеральского поднятия ледниковые отложения позднеплейстоценового оледенения представлены моренами у подножия горных хребтов и водноледниковыми осадками обширных флювиогляциальных равнин в пределах самой депрессии.

2. Датировки для аллювиальных отложений высоких террас по торфу и древесине показывают значения от “запредельных” ($>55\,000$ лет) до 41000–42000 лет. “Запредельные” даты получены для осадков, накапливавшихся в климатических условиях теплее современных, которые отвечают оптимуму позднеплейстоценового межледниковья.

3. Датировки по погребенным почвам и остаткам млекопитающих в покровных супесях лежат в диапазоне от 40000 до 13000 лет. Близкие значения возраста для основания покровных отложений и наличие в них повсеместно двух хорошо коррелирующихся прослоев вулканических пеплов показывают, что супеси начали накапливаться практически одновременно, облекая подстилающие формы рельефа и отложения. Формирование покровных супесей в пределах Генеральского поднятия происходило на протяжении всего позднего плейстоцена, так как здесь они постепенно переходят в отложения голоценового почвенно-пирокластического чехла.

4. Значения возраста для остатков мамонта в ледниковых отложениях конечно-моренного комплекса в долине р. Пахчи позволяют датировать максимальное развитие ледников II стадии позднеплейстоценового оледенения временем 21000 лет назад. Для погребенных почв на морене и флювиогляциальных отложениях в основании голоценовых почвенно-пирокластических чехлов получены даты 10000–11000 лет.

5. Определяющая роль пирокластики в составе покровных отложений и многочисленные прослой вулканических пеплов как в них, так и в аллювиальных отложениях позднеплейстоценовых террас свидетельствуют об интенсивной вулкани-

ческой активности в пределах Срединного хребта и Восточной вулканической зоны Камчатки. Прослой пеплов в основании покровных отложений с возрастом 38000–40000 лет указывают на крупное извержение этого времени в Срединном хребте и, по-видимому, связаны с формированием кальдеры Хангар. Пепел с возрастом 36000–37000 лет фиксирует мощное извержение в пределах Восточной вулканической зоны и отвечает, видимо, формированию кальдеры Крашенинникова. Детальное изучение и датирование других многочисленных прослоев пеплов в позднеплейстоценовых отложениях может служить предметом дальнейших совместных исследований стратиграфов и вулканологов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. Аллювиальные равнины Центральной Камчатской депрессии. Четвертичные оледенения // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. С. 234–250. 402–426.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 226 с.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С. 5–32.
- Кириянов В.Ю. О возможности корреляции пепловых горизонтов в плейстоценовых отложениях Центральной Камчатской депрессии // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 30–38.
- Краевая Т.С., Кураленко Н.П. Верхнеплейстоценовые ледниковые образования подножий активных вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 25–35.
- Куприна Н.П. Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. М.: Наука, 1970. 148 с.
- Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulzerzhitsky L.D. The ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // Bull. Volcanology. 1995. V. 57/6. P. 383–402.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al. Age dating and orbital theory of the ice ages: development of high resolution 0 to 300.000-years chronostratigraphy // Quaternary Research. 1987. № 27. P. 1–29.
- Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kuril-Kamchatka island-arc system // Internati. Geol. Review. 1994. V. 36. № 4. P. 373–405.

Рецензенты И.И. Спасская, Ю.Б. Гладенков

УДК 551.791:551.569+564(235.223)

НАХОДКА ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ЮГО-ЗАПАДЕ ВОСТОЧНОГО САЯНА

© 2005 г. С. А. Лаухин*, А. Ф. Санько**, А. Н. Мотузко***

*Институт проблем освоения Севера СО РАН, Тюмень

**Институт геологических наук НАН Беларуси, Минск

***Беларусский государственный университет, Минск

Поступила в редакцию 17.02.2004 г.

В Дербинском районе (правый берег Красноярского водохранилища на юго-западе Восточного Саяна), где до последнего времени были известны только верхнеплейстоценовые отложения, обнаружен нижний плейстоцен. Последний представлен отложениями склонового ряда с серией фрагментов ископаемых почв. В разрезе нижнего плейстоцена выделено пять пачек, в которых найдена микротериофауна вяткинского (тираспольского) комплекса. Весь разрез детально охарактеризован малакофауной лёссового комплекса. Экологические характеристики как микротериофауны, так и малакофауны свидетельствуют о том, что нижнеплейстоценовые отложения формировались в перигляциальных условиях раннеайтанского (донского) ледникового времени.

Ключевые слова. Нижний плейстоцен, лёссовидные отложения, микротериофауна, малакофауна, юго-запад Восточного Саяна, Дербинский район.

На юге Средней Сибири, южнее Ангары, нижнеплейстоценовые отложения до последнего времени были известны в Куртакском районе Северо-Минусинской котловины, к югу, и в районе Красноярска, к северу от Восточного Саяна. В обоих районах нижний плейстоцен приурочен к долине Енисея.

В Куртакском районе нижний плейстоцен представлен старичной фацией размытого сверху аллювия раннеплейстоценовой террасы Енисея. В старичной фации содержится микротериофауна вяткинского (тираспольского) комплекса. На размытой поверхности аллювия залегает мощная покровная толща. Нижняя из почв, погребенных в этой толще, в том же обнажении (Куртацкий лог), что и старичная фация с вяткинской фауной, датирована по ТЛ 450 ± 42 тыс. лет (Архипов и др., 1992).

В районе Красноярска к нижнему плейстоцену отнесены отложения 100–120-метровой террасы Енисея (Лаухин, 1980 и др.). Аллювий этой террасы охарактеризован палинологически. Фауна из него неизвестна.

Между Северо-Минусинской котловиной и районом Красноярска Енисей пересекает Восточный Саян. Долина его там каньонообразная, за что получила название “Енисейская труба”. Но и в пределах “трубы” в долине Енисея довольно широко развиты террасы высотой 100 м и выше. В устьях крупных притоков закартированы низкие террасы. А на юге “трубы” до устья р. Дербина (правый приток Енисея) долина Енисея заметно расширяется, в основном, за счет островов в его русле. На левом его берегу, в этом месте рас-

пространены, кроме того, неширокие террасы высотой 10–12, 15–18, 25–28, 33–45 и 52–60 м. В настоящее время все эти террасы находятся ниже уровня воды в Красноярском водохранилище.

На правом берегу Енисея в устье р. Дербина Красноярское водохранилище образует довольно обширный Дербинский залив с более мелкими заливами в низовьях притоков р. Дербина (рис. 1). За 35 лет Красноярское водохранилище существенно переработало свои берега и вскрыло большие обнажения, которых до затопления водохранилища, да и в начальный этап его существования, не было. Этот залив лишь на крайнем юго-западе затрагивает террасы Енисея. В основном же обнажения, кроме девона, вскрывают плейстоценовые отложения склонов и низких водоразделов притоков Енисея. Местные рыбаки и охотники еще в 80-е годы сообщали о находках там фауны плейстоценовых млекопитающих. Однако из-за труднодоступности Дербинского залива красноярские археологи посетили его только в 1993 г. Тогда были сделаны первые находки палеолита (Акимова, Чеха, 1995). В 1996 г. там проведена археологическая разведка, а с 1998 г. началось стационарное археологическое изучение района. До 1999 г. включительно было открыто больше 20-и местонахождений позднего палеолита; сделаны описания ряда обнажений; собрана фауна млекопитающих, преимущественно с пляжа; для обнаруженного тогда педоседимента по древесным уголькам из этого педоседимента в лаборатории Института геологии СО РАН (Ново-

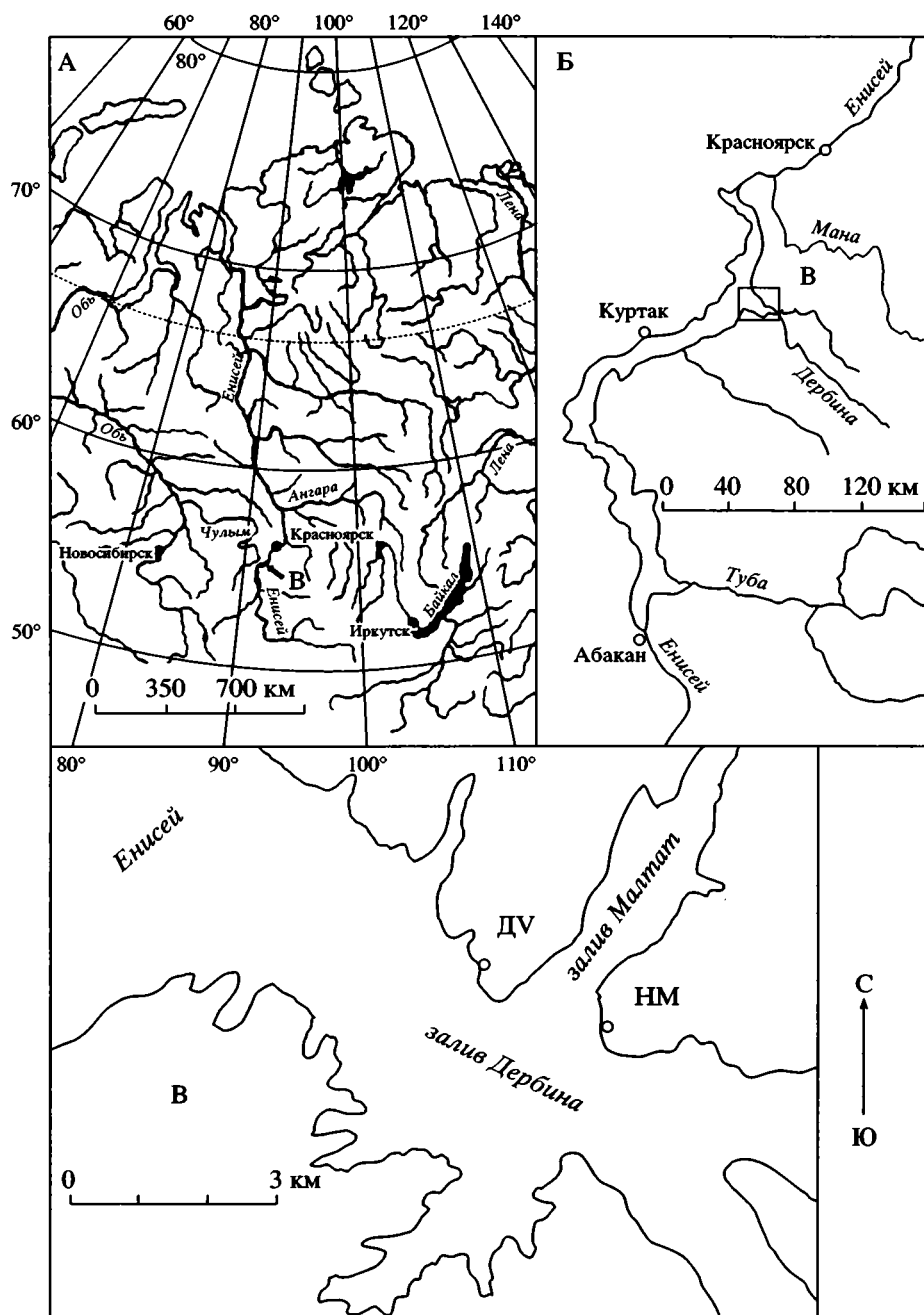


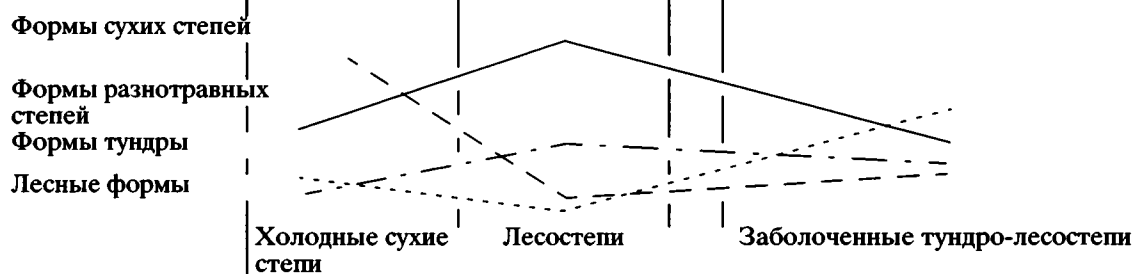
Рис. 1. Расположение Дербинского района на юге Средней Сибири (А) и на Красноярском водохранилище (Б). В – Дербинский район.

НМ – разрез нижнего плейстоцена Низовья Малтата, ДВ – опорный разрез верхнего плейстоцена Дербина V.

сибирск) получены ^{14}C даты 29–32 тыс. лет. С этим педоседиментом связано большинство местонахождений палеолита (Акимов и др., 1998, 1999). Фауна крупных млекопитающих относится к позднепалеолитическому комплексу и могла происходить из отложений как верхнего, так и второй половины среднего плейстоцена. Фауна мелких млекопитающих тогда не изучалась.

В 2000 г. в Дербинском районе началось стационарное изучение четвертичных отложений. Вы-

яснилось, что плейстоцен района представлен почти исключительно отложениями склонового ряда. Среди склоновых отложений биостратиграфически обосновано выделение и произведено расчленение верхнего плейстоцена. Подробно изучен опорный разрез верхнего плейстоцена Дербина V (Лаухин и др., 2002). Выделено три ископаемых почвенных образования. Дербинский педоседимент (слой, состоящий из переотложенной почвы, в данном случае почва сформировалась

[illegible]

Обращает на себя внимание группа животных, которые обитали только в раннем плейстоцене — представители вяткинского (тираспольского) комплекса: *Stenocranium hintoni-gregaloides*, *Microtus malei* Hint, *Microtus arvalidens* Kretzoi. Остатки *Microtus* ex. gr. *oeconomus* Pall. представлены также примитивными морфотипами. По данным А.Н. Мотузко эта фауна без сомнения свидетельствует

Анализ видового состава грызунов из пачек II, III и V разреза Низовья Малтата показывает, что в отложениях пачки II доминируют узкочерепные полевки – *Stenocranius hintoni-gregaloides* обитатели сухих степей. В подчиненном положении находились полевки влажных травяных местообитаний – *Microtus ex gr. oeconomus* Pall. и *Microtus maeli* Hint. Редко встречались копытные лемминги – *Dicrostonyx renidens* Zash. В пачке III резко падает количество узкочерепных полевок, но появляются рыжие лесные полевки – *Clethrionomys glareolus* Schreb. на фоне представителей луговых степей. В пачке V в составе грызунов появляется тундрово-степная группировка – *Ochotona hyperboreus* Pall., *Dicrostonyx* sp., *Lemmus sibiricus* Kerr., *Citellus undulatus* Pall. в сочетании с сообществом грызунов травянистых степей с участками леса. По составу мелких млекопитающих можно реконструировать палеогеографические условия формирования осадков. Отложения пачки II накапливались в условиях холодных сухих степей, пачки III – в условиях холодной лесостепи, а пачки

Таблица 2. Фауна моллюсков

Е	Таксон/№№ образцов	17	18	19	20	21	22	24	25	26	27	28	29a	29б	30	31	32	33	34	35	36
	<i>Bradybaena schrencki</i> (Middendorf)	—	—	—	—	1	2	2	—	—	—	2	—	—	1	1	2	1	5	—	—
4.10	<i>Pupilla sterri</i> (Voith)	—	—	5	—	3	1	16	—	—	—	2	—	—	—	—	1	1	—	—	—
4.10	<i>Pupilla cf. sterri</i> (Voith) (с зубами)	—	—	—	—	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5.1	<i>Columella columella</i> (Martens)	32	3	3	2	3	2	—	—	—	—	12	2	4	6	1	1	1	—	9	5
5.6	<i>Pupilla muscorum</i> (Linnaeus)	35	2	13	1	10	14	—	—	—	—	6	—	2	—	5	—	—	—	13	—
5.7	<i>Pupilla loessica</i> Ložek	38	1	20	3	4	2	129	190	300	83	1738	366	25	100	110	45	36	3	12	38
5.7	<i>Pupilla densegyrata</i> Ložek	10	90	75	28	127	66	703	16	2	14	217	5	52	11	2	4	—	1	228	16
5.8	<i>Vallonia costata</i> (Müller)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5.9	<i>Vallonia pulchella</i> (Müller)	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5.11	<i>Vallonia tenuilabris</i> (Braun)	20	40	140	6	46	54	1018	18	63	262	1516	185	146	239	153	123	59	48	160	446
5.11	<i>V. tenuilabris ladacensis</i> Nevill	15	6	16	2	86	48	24	—	8	11	27	5	3	12	11	16	6	52	1	17
7.1	<i>Cochlicopta librica</i> (Müller)	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	9	8	—	—	—	—	—	—	21	2
7.2	<i>Vertigo arctica</i> (Wallenberg)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.3	<i>Vertigo alpestris</i> (Alder)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	—	9	5	2	10	4	—	1
7	<i>Trichia</i> sp	—	—	1	—	3	2	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.10	<i>Nesovireia hammonis</i> (Strom)	—	—	5	1	6	6	2	—	—	—	11	—	18	—	—	—	—	12	1	—
7.14	<i>Limacidae</i> gen.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.15	<i>Euconulus fulvus</i> (Müller)	—	—	—	9	—	7	—	—	—	—	1	—	5	—	—	—	—	2	2	1
8.6	<i>Succinea oblonga elongata</i> Sandberger	66	56	192	3	107	84	427	20	22	249	447	75	34	95	63	18	20	11	113	308
8.7	<i>Nesovitrea petronella</i> (Pfeiffer)	—	—	2	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9.6	<i>Vertigo geyeri</i> Lindholm	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9.9	<i>Succinea putris</i> (Linnaeus)	71	144	48	51	6	4	1	1	—	—	119	4	36	5	4	2	—	5	121	63
9.12	<i>Monachoides cf. rubiginosa</i> (Schmidt)	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—
10.7	<i>Lymnaea truncatula</i> (Müller)	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Сумма раковин	287	342	531	106	406	294	2345	246	395	619	4133	656	327	478	355	214	133	134	681	897
	Коэффициент влажности	2	229	13	10	27	42	8	0.2	0.1	3	0.4	0.2	3.4	1	0.5	0.5	0.5	4	29	9
	% самых холодостойких видов	36.1	16.5	39.8	6	27.2	29.1	23.6	85.3	81.7	53.6	53.0	67.3	18	40.7	48.6	29.4	42	10.4	18.2	38.6

Таблица 2. Окончание

Е	Таксон/№№ образцов	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58
	<i>Bradybaena schrencki</i> (Middendorf)	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	2	8	–	2	1	2	2
4.10	<i>Pupilla sterri</i> (Voith)	1	2	–	–	1	2	–	–	–	3	–	–	2	–	6	–	2	–	–	2
4.10	<i>Pupilla cf. sterri</i> (Voith) (с зубами)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
5.1	<i>Columella columella</i> (Martens)	16	24	4	7	51	15	10	6	82	23	1	–	34	16	39	2	9	11	26	12
5.6	<i>Pulilla muscorum</i> (Linnaeus)	–	2	–	2	10	42	16	9	1	20	–	–	3	–	10	–	2	–	–	–
5.7	<i>Pupilla loessica</i> Ložek	140	233	120	120	95	4	85	38	207	150	98	4	100	65	497	12	9	3	12	65
5.7	<i>Pupilla densegyrata</i> Ložek	137	100	38	20	53	158	15	12	11	800	10	2	12	4	105	–	–	5	5	6
5.8	<i>Vallonia costata</i> (Müller)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–
5.9	<i>Vallonia pulchella</i> (Müller)	1	–	1	4	6	–	–	–	–	6	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
5.11	<i>Vallonia tenuilabris</i> (Braun)	256	1529	221	137	189	83	58	38	132	850	132	95	220	372	1633	204	12	10	12	190
5.11	<i>V. tenuilabris ladacensis</i> Nevill	20	37	11	10	7	9	7	4	22	37	–	15	23	6	65	14	1	–	–	17
7.1	<i>Cochlicopta librica</i> (Müller)	3	16	–	–	2	2	–	–	–	60	–	–	–	2	2	–	–	–	–	–
7.2	<i>Vertigo arctica</i> (Wallenberg)	–	1	–	4	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
7.3	<i>Vertigo alpestris</i> (Alder)	4	4	2	15	31	–	1	–	–	1	–	7	17	21	269	8	–	–	2	12
7	<i>Trichia</i> sp	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	2	5
7.10	<i>Nesovireia hammonis</i> (Strom)	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	1	28
7.14	<i>Limacidae</i> gen.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
7.15	<i>Euconulus fulvus</i> (Müller)	1	1	–	–	2	2	–	–	–	6	–	–	–	–	–	1	–	1	1	3
8.6	<i>Succinea oblonga elongata</i> Sandberger	328	1015	402	159	266	342	108	106	209	900	43	40	181	200	891	69	29	47	49	68
8.7	<i>Nesovitrea petronella</i> (Pfeiffer)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
9.6	<i>Vertigo geyeri</i> Lindholm	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
9.9	<i>Succinea putris</i> (Linnaeus)	39	101	25	8	44	47	12	34	51	142	12	1	32	25	45	2	10	18	24	28
9.12	<i>Monachoides cf. rubiginosa</i> (Schmidt)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
10.7	<i>Lymnaea truncatula</i> (Müller)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–
	Сумма раковин	946	3066	824	486	759	707	313	247	715	2999	296	165	625	713	3570	312	77	97	138	438
	Коэффициент влажности	3	4.5	3.6	1.5	3	58	1.4	3	1	18	0.5	10.5	1.8	3	2	5.8		1.8	4	1
	%% самых холодостойких видов	49.4	40.7	63.2	57.3	47.5	48.9	61.5	58.2	58.1	33	47.6	28.2	44.9	37.1	38.8	25.9		51	44.6	30.4

Е – символы экологических групп по V. Lozek (1964) и S.W. Alexandrowicz (1987).

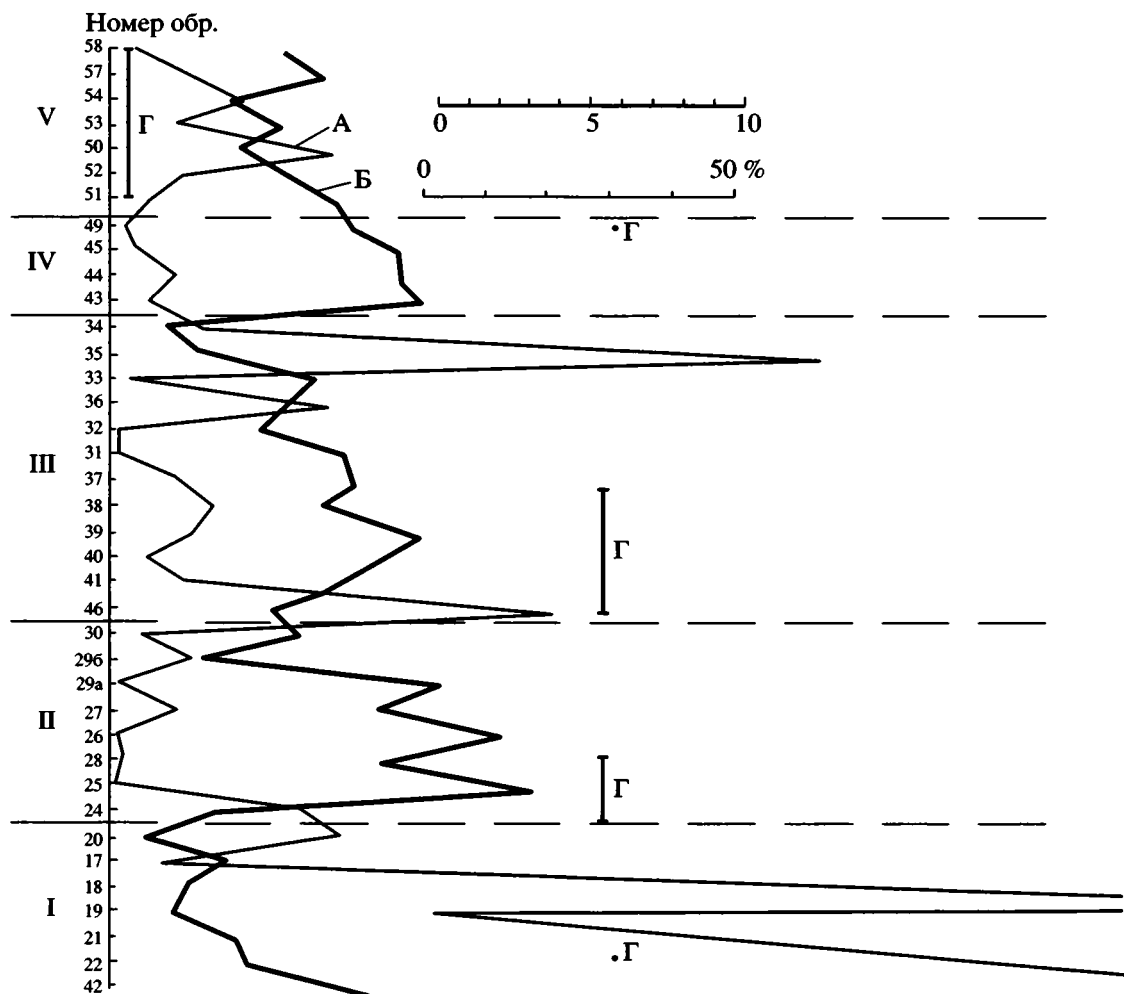


Рис. 3. Изменение вверх по разрезу коэффициента влажности (А), вычисленного по составу малакофауны, и процентное содержание наиболее холодостойких моллюсков (Б) в разрезе нижнеплейстоценовых отложений разреза Низовья Малтата. По вертикали показаны номера образцов; вертикальный масштаб не выдержан. I–V – номера пачек (см. в тексте). Г – точки (единичные образцы) и интервалы разреза, охарактеризованные микротермофауной (см. табл. 1). 58 и 229 – коэффициенты влажности, которые не поместились в масштаб диаграммы. А – коэффициент влажности: отношение суммы процентов *Succinea oblonga elongata* Sandberger + *Pupilla densegyrata* Ložek к сумме процентов *Pupilla loessica* Ložek + *Pupilla sterri* (Voith); Б – сумма процентов *Pupilla loessica* Ložek + *Succinea oblonga elongata* Sandberger.

V – в условиях холодной заболоченной тундро-лессостепи. (табл. 1). Отсюда следует, что фауна микромаммалий характеризует очень сложный процесс развития природы во время существования донского (раннешайтанского) оледенения.

Из нижней толщи разреза Низовья Малтата отобраны 43 образца для малакофаунистического анализа (рис. 2, табл. 2). Всего определено свыше 30 тыс. раковин. Малакофауна, в сравнении с позднечетвертичной в том же Дербинском районе (Лаухин и др., 2001б, 2002), таксономически относительно богатая. Она состоит из более чем 20-ти таксонов моллюсков. Основа малакофауны – виды лёссового комплекса: *Pupilla loessica* Ložek, *Pupilla densigyrate* Ložek, *Vallonia tenuilabris* (Braun), *Succinea oblonga elongata* Sandberger. Большинство видов транзитные – от раннего до позднего плейстоцена

включительно. Особенность малакофауны раннего плейстоцена разреза Низовья Малтата состоит в значительной роли в указанном лёссовом комплексе гидрофильных моллюсков, прежде всего *Succinea putris* (Linnaeus). Изредка, видимо в интергляциях, появляются лесные виды из родов *Bradybaena* и *Perforatella*. Для раковин моллюсков из нижнеплейстоценовых отложений отмечены морфологические отличия от тех же видов из верхнеплейстоценовых отложений. Особенно это заметно на раковинах рода *Pupilla*. Раннеплейстоценовые раковины гораздо крупнее позднеплейстоценовых.

Анализ коэффициента влажности, роли наиболее холодостойких видов (табл. 2) и кривых их изменений по разрезу (рис. 3) показывает довольно четкую закономерность: чем меньше влажность, тем больше роль самых холодостойких видов. Од-

новременный максимум холода и минимум влажности соответствует пессимуму перигляциальных, холодных и сухих условий внеледниковой области. Отсутствие морены и других отложений ледникового ряда в Дербинском и соседних с ним районах свидетельствует о том, что ледниковый покров в это время находился на значительном расстоянии от рассматриваемого местонахождения фауны.

Учитывая, что в нижнеплейстоценовых отложениях разреза Низовья Малтата фауна грызунов отмечена только в 16 образцах, а малакофауна – по всему разрезу (рис. 2, табл. 1, 2), можно говорить о хорошей сходимости палеоклиматических и палеоландшафтных реконструкций, которые позволяют сделать эти разные группы фауны. Как микромаммалии, так и малакофауна показывают, что II–V пачки нижнеплейстоценовых отложений формировались, в целом, в сухих и холодных перигляциальных условиях раннeshайтанского (донского) ледникового времени. На этом фоне по обоим группам фауны видны интервалы наибольшей сухости и холода: II, IV и самый верх пачки V, разделенные интервалами с относительно влажными условиями осадкообразования и меньшим количеством наиболее холодостойких форм. Естественно, что эти флуктуации климата более детально просматриваются по данным малакофауны, так как она характеризует разрез относительно непрерывно, тогда как микротериофауна обнаружена лишь в отдельных частях разреза (рис. 3). Не вызывает сомнения, что изучение палеопочв раннего плейстоцена, которые, как отмечалось, сохранились весьма фрагментарно, позволило бы более детально охарактеризовать изменения палеоклимата и палеоландшафтов перигляциальной зоны раннeshайтанского ледникового времени в Дербинском районе (и на юго-западе Восточного Саяна, в целом). Однако соответствующие исследования, учитывая плохую сохранность палеопочв, авторами не могли быть произведены.

Отложения пачки I, судя по малакофауне, накапливались в условиях относительно менее холодных, но намного более влажных, чем все вышележащие пачки. Коэффициент влажности для моллюсков пачки I в десятки и сотни раз (рис. 3) превышает этот коэффициент для малакофауны пачек II–V. Количество же наиболее холодостойких моллюсков в пачке I сопоставимо с их ролью в вышележащих пачках. Это позволяет предполагать, что пачка I образовалась в условиях повышенной влажности начала раннeshайтанского (донского) ледникового времени.

Таким образом, в склоновых отложениях юго-запада Восточного Саяна, где до сих пор были известны только верхнеплейстоценовые отложения, впервые выделена нижнеплейстоценовая толща, охарактеризованная почти по всей мощности микротериофауной вяткинского (тираспольского) комплекса и по всей мощности –

обильной наземной малакофауной. Обе группы фауны показывают, что эти отложения разреза Низовья Малтата формировались во время раннeshайтанского (донского) оледенения раннего плейстоцена и что изменения палеоклимата того времени на юго-западе Восточного Саяна были довольно сложными и нестабильными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акимов Е.В., Чеха В.П. Залив Дербина – новый археологический район на Красноярском водохранилище. Обзорение. 1993 г. Новосибирск: ИАЭ СО РАН, 1995. С. 129–133.

Акимов Е.В., Стасюк И.В., Томилова Е.А. Археологическое изучение Дербинского залива (Красноярское водохранилище). Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: ИАЭ СО РАН, 1998. Т. IV. С. 6–11.

Акимов Е.В., Стасюк И.В., Томилова Е.А., Тихомиров М.Ю. Изучение палеолита Дербинского залива. Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: ИАЭ СО РАН, 1999. Т. V. С. 11–16.

Архипов С.А., Гнибеденко З.Н., Зыкина В.С. и др. Геологическое строение и общая стратегия хроностратиграфического изучения Куртаковского археологического района // Палеоэкология и расселение древнего человека в Северной Азии и Америке. Красноярск: Зодиак, 1992. С. 10–14.

Лаухин С.А. Возрастные аналоги кочковского горизонта на юго-западе Сибирской платформы // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980. С. 70–81.

Лаухин С.А., Стасюк И.В., Волгина В.А. и др. К геологии Малтатской части Дербинского археологического района. Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: ИАЭ СО РАН, 2001а. Т. VII. С. 166–169.

Лаухин С.А., Санько А.Ф., Мотузко А.Н. Дербинский педоседимент в Восточном Саяне: геология, малако- и микротериофауна // Эволюция жизни на Земле. Томск: Изд-во науч.-технич. лит., 2001б. С. 73–75.

Лаухин С.А., Санько А.Ф., Еловичева Я.К. и др. Дербина V – опорный разрез Дербинского археологического района (юго-запад Восточного Саяна). Минск: Літасфера, 2002. Т. 16. № 1. С. 49–57.

Унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГТИМС, 2000. 66 с.

Alexandrowicz S.W. Analiza malakologiczna w badaniach osadow czwartorzędowych. Geologia. Kwartalnik. Krakow, 1987. 240 s.

Ložek V. Quartarmollusken der Tschechoslowakia. Rozpr. Ust. Geol. V. 31. Praha, 1964. 374 s.

Рецензенты В.А. Зубаков, М.Н. Алексеев

УДК (092):55

**КИРИЛЛА ИВАНОВНА КУЗНЕЦОВА
(К 75-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)**

14 июня 2004 года Кирилле Ивановне Кузнецовой – главному научному сотруднику Геологического института РАН, доктору геолого-минералогических наук, одному из ведущих специалистов в области стратиграфии, микропалеонтологу с обширным опытом изучения фораминифер мезозоя исполнилось 75 лет.

Кирилла Ивановна родилась в экспедиции в семье геологов, проводивших полевой сезон на Кавказе. Ждали мальчика, для которого приготовили имя – Кирилл. Поздней осенью семья вернулась в Ленинград, где жили и работали родители – отец в Геолкоме (ныне ВСЕГЕИ), мама в Педагогическом институте, где преподавала общую геологию и географию. Далее – счастливое детство в одном из прекраснейших районов Ленинграда – на набережной Невы на Васильевском острове, который в ту пору был местом “компактного проживания”

потомственных геологических семей и вообще научной интеллигенции, составлявшей основной круг общения родителей.

В 1952 г. Кирилла Ивановна окончила Геологический факультет Московского Государственного университета по кафедре палеонтологии. Окончание университета совпало с началом осуществления “Великих строек коммунизма” – масштабного строительства гидротехнических сооружений в стране и в первую очередь на Волге. Эти работы осуществлялись Гидропроектом, находившемся тогда в системе МВД, которому требовались специалисты – микропалеонтологи, для обеспечения палеонтологического обоснования стратиграфии, преимущественно мезозойских и в основном – юрских отложений. Не удовлетворить заявку на молодого специалиста от такого могущественного и страшного министерства, как МВД, кафедра не могла, и последующие шесть лет судьба Кириллы Ивановны была определена работой в Гидропроекте. Однако, собственной научной базы в Гидропроекте в ту пору не было, а результаты требовались срочно. Поэтому Кирилла Ивановна была прикомандирована к лаборатории микропалеонтологии Геологического института АН СССР, в которой, проработав шесть лет в статусе прикомандированного специалиста, в 1957 г. поступила в аспирантуру. Это стало возможным только после объявления в 1957 г. указа о праве специалистов переходить на другое место работы. Вся ее дальнейшая трудовая деятельность связана с Геологическим институтом. Именно здесь, в руководимом В.В. Меннером отделе стратиграфии, Кирилла Ивановна нашла свое призвание, оказавшись в лаборатории микропалеонтологии, во главе которой стояла профессор Д.М. Раузер-Черноусова.

Грандиозные масштабы бурения в 60–70 годы позволили собрать огромный материал по юрским отложениям Поволжья, богатейшие комплексы фораминифер составили основу будущей кандидатской диссертации, защищенной К.И. Кузнецовой в 1961 г., а к 1978 г. было завершено обобщение материала по стратиграфии и палеобиогеографии юры Бореального пояса по фораминиферам и защищена докторская диссертация.

Конец 70-х–80-е годы были временем активной и плодотворной деятельности рабочей группы по юрским фораминиферам, организовавшей

ряд совещаний и коллоквиумов в Москве, Вильнюсе, Тбилиси, Саратове, Грозном, Махачкале, Краснодаре. Неизменным участником и организатором их являлась Кирилла Ивановна. Опубликованные по этим материалам монографии и сборники статей являются и сегодня опорой микропалеонтологических и стратиграфических исследований по юре Европейской части России.

В последующие годы исследование стратиграфии юрских отложений К.И. Кузнецовой было сфокусировано на Ближнем Востоке, где по межправительственному соглашению с Сирией в течение 5 лет (1986–1991 г.) проводилось изучение юры, завершившееся разработкой первой зональной схемы юрских отложений Восточного Средиземноморья по фораминиферам и публикацией монографии, изданной в Англии в 1996 г.

Богатейший материал, собранный за несколько десятилетий при изучении юры разных палеобиогеографических провинций и широтно-климатических областей от бореально-арктической до Средиземноморской, позволил К.И. Кузнецовой не только разработать стратиграфические схемы юры по фораминиферам, но и решить ряд проблем эволюции этой группы ископаемых организмов, их морфологии, систематики и филогении. К.И. Кузнецова – автор более 200 научных публикаций, в том числе 6 монографий. Она является председателем Комиссии по микропалеонто-

логии, членом международной рабочей группы по границе юры и мела, редактором многих научных сборников и монографий.

Природа наделила Кириллу Ивановну замечательным даром человеческого участия и заинтересованности в успехах и судьбах коллег, она всегда готова откликнуться и помочь неизменно добрым, мудрым и тактичным советом не только в научных, но и повседневных житейских проблемах. В наше непростое время она остается цельной и независимой личностью, с обостренным чувством ответственности. Нельзя не сказать, какой Кирилла Ивановна прекрасный докладчик. Высокий профессионализм и личностные качества делают ее выступления на научных заседаниях яркими и выразительными. Это всегда праздник и пример для молодого поколения.

Многочисленные друзья и коллеги от всей души поздравляют Кириллу Ивановну с 75-летием и желают ей доброго здоровья, творческих сил на долгие годы и новых научных свершений.

*Геологический институт РАН,
Всероссийское палеонтологическое общество,
Редколлегия и Редакция журнала
“Стратиграфия. Геологическая корреляция”,
Комиссия по микропалеонтологии*

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ТОМА 12, 2004 г.

Акулов Н.И. Палеогеография и условия накопления девонских осадков на юге Сибирской платформы	3	26–39 (241–252)
Аркадьев В.В., Богданова Т.Н. Род <i>Berriasella</i> (Ammonoidea) и зональное расчленение берриаса Горного Крыма	4	54–67 (367–379)
Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Витухин Д.И., Глезер З.И., Гнибиденко З.Н., Дергачев В.Д., Доля Ж.А., Запорожец Н.И., Козлова Г.Э., Кулькова И.А., Николаева И.А., Овечкина М.Н., Радионова Э.П., Стрельникова Н.И. Новые данные по морскому палеогену Западно-Сибирской плиты. Статья 2	5	65–86 (495–513)
Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Витухин Д.И., Глезер З.И., Гнибиденко З.Н., Дергачев В.Д., Доля Ж.А., Запорожец Н.И., Козлова Г.Э., Кулькова И.А., Николаева И.А., Овечкина М.Н., Радионова Э.П., Стрельникова Н.И. Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Статья 1	1	67–93 (58–84)
Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Макулбеков Н.М. Растительные мегафоссилии, споры, пыльца и диноцисты эоцена из тавдинской свиты Павлодарского Прииртышья	2	64–71 (167–174)
Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В., Магомедов Р.Д., Сорокин В.М., Парукин О.Б., Бабак Е.В. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия	1	114–124 (102–111)
Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Радиолярии в разрезе верхнемеловых отложений у села Новодевичье (Самарская область, Среднее Поволжье)	3	76–86 (286–296)
Былинская М.Е., Головина Л.А. Корреляция зональных шкал плиоцена и квартера по фораминиферам и наннопланктону в Северной Атлантике	3	100–111 (309–319)
Васильев А.Н. Биогеохимические исследования бивальвий из нижнего сармата южной окраины Украинского щита и их стратиграфическое значение	2	115–122 (210–216)
Вейс А.Ф., Федоров Д.Л., Кузьменко Ю.Т., Воробьева Н.Г., Голубкова Е.Ю. Микрофоссилии в биостратиграфии рифея севера Восточно-Европейской платформы (Мезенская синеклиза)	6	16–35 (553–571)
Герман А.Б. Меловая флора района Как-Каолак, Северная Аляска	4	68–82 (380–393)
Герман А.Б., Моисеева М.Г., Спайсер Р.Э., Альберг А. Маастрихт-палеоценовые флоры Северо-Востока России и Северной Аляски и флористические изменения на границе мела и палеогена	5	55–64 (485–494)
Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б. Начало формирования межокеанических связей Пацифики и Арктики через Берингов пролив в неогене	2	72–89 (175–187)
Гладенков Ю.Б. Некоторые проблемы стратиграфии начала XXI века и ее основные направления	4	14–19 (331–335)
Головина Л.А., Гончарова И.А., Ростовцева Ю.В. Новые данные по биостратиграфии (наннопланктон, моллюски) и литологии среднего миоцена Таманского полуострова и Западного Предкавказья	6	103–112 (637–646)
Девяткин Е.В. Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа	2	102–114 (199–209)
Ермакова С.П. О верхнеиндском и нижнеоленинском подъярусах Боральной области (критические замечания на статью Ю.Д. Захарова и др.)	5	107–110 (534–537)
Жамойда А.И. Проблемы Международной (Общей) стратиграфической шкалы и ее совершенствование	4	3–13 (321–330)
Жаров А.Э., Гальверсен В.Г., Серова М.Я., Фотьянова Л.И. Тунайчинская свита эоцена Южного Сахалина и ее возрастные аналоги	4	97–109 (406–417)

- Захаров Ю.Д.* К проблеме границы индского и оленекского ярусов (ответ на критические замечания С.П. Ермаковой) 5 111–112 (538–539)
- Кабанов П.Б.* Стратотип серпуховского яруса в карьере Заборье (Подмосковье). Часть II. Профили субаэральной экспозиции и цикличность 3 40–50 (253–261)
- Киселев Д.Н.* Динамика термического режима келловей-оксфордских морей Северо-Западной Евразии по относительным палеотемпературным данным 4 32–53 (347–366)
- Котляр Г.В., Коссовая О.Л., Шишилов С.Б., Журавлев А.В., Пухонто С.К.* Граница отделов перми в разнофациальных отложениях Севера Европейской России: событийно-стратиграфический подход 5 29–54 (460–484)
- Кузьмин Я.В.* О статье С.А. Лаухина, А. Ронена, В.А. Ранова, Г.А. Поспеловой, Я.М. Бурдукевича, З.В. Шароновой, В.А. Волгиной, О.А. Куликова, В.К. Власова, А. Цацкина “Новые данные о геохронологии палеолита Южного Леванта (Ближний Восток)” 2 123–124 (217–218)
- Лаухин С.А.* Ответ на критическую заметку Я.В. Кузьмина 2 125–126 (219–220)
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В., Дудаури О.З., Вашикидзе Г.Т.* Геохронология неоген-четвертичного дацитового вулканизма северо-западной части Малого Кавказа (Грузия) 1 94–113 (85–101)
- Левен Э.Я.* Фузулиниды и пермская шкала Тетиса 2 33–47 (139–151)
- Левен Э.Я., Озкан Р.* Новые находки пермских фузулинид в Турции и некоторые вопросы их биогеографии 4 20–31 (336–346)
- Макулбеков Н.М.* Стратиграфическое положение альбских и позднемеловых флор Южной Монголии 6 53–68 (588–602)
- Мизенс Г.А., Черных В.В., Мизенс Л.И.* Корреляция пограничных отложений франа и фамена западных районов Магнитогорской мегазоны (восточный склон Южного Урала) 1 27–40 (22–34)
- Олферьев А.Г., Алексеев А.С., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Иванов А.В., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Харитонов В.М., Щербинина Е.А.* Опорный разрез верхнего мела у села Мезино-Лапшиновка и проблемы границ сантона и кампана в Саратовском Поволжье 6 69–102 (603–636)
- Очев В.Г., Шишкин М.А., Кухтинов Д.А., Твердохлебов В.П., Макарова И.С.* О некоторых нерешенных проблемах стратиграфии триаса Восточной Европы 3 51–64 (262–274)
- Певзнер М.А., Семенов В.Н., Вангенгейм Э.А., Садчикова Т.А., Коваленко В.А., Люльева С.А.* О морском генезисе и понтическом возрасте отложений опорного разреза Любимовка в Крыму 5 96–106 (523–533)
- Подгайная Н.Н.* Особенности эволюции основных типов стратотипности миофор фанерозоя 3 12–25 (229–240)
- Рогов М.А.* Корреляция нижневолжского и зоны *randei* средневолжского подъяруса с титонем по аммонитам 1 41–66 (35–57)
- Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Толкачев М.Д.* Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение 3 3–11 (221–228)
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В.* Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом 5 3–28 (435–459)
- Сергеев В.Н., Сень-Джо Ли.* Новые данные об окремненных микрофоссилиях саткинской свиты стратотипа нижнего рифея (Южный Урал) 1 3–26 (1–21)
- Серова М.Я.* Нижний палеоцен полуострова Кроноцкого (Восточная Камчатка) 5 87–95 (514–522)
- Скляров Ю.А.* О галактическом варианте геохронологической шкалы 4 118–126 (425–432)
- Смирнова Т.Н., Барабошкин Е.Ю.* Валанжин-нижнеготеривские комплексы брахиопод междуречья Кача–Бодрак (Юго-Западный Крым) 2 48–63 (152–166)

<i>Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Григоренко Е.С.</i> Возраст барабской свиты по данным U/Pb (SHRIMP) датирования (Срединный хребет, Камчатка): геологические следствия	4	110–117 (418–424)
<i>Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К.</i> Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна	6	36–52 (572–587)
<i>Ступин С.И.</i> Фораминиферы и особенности формирования верхнепалеоценовых отложений Северо-Восточного Пери-Тетиса	3	87–99 (297–308)
<i>Чащин В.В., Баянова Т.Б., Левкович Н.В.</i> Кислогубская свита верхнеархейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса (Кольский полуостров, Россия): стратотипический разрез и U-Pb возраст	6	3–15 (541–552)
<i>Чумаков Н.М.</i> Закономерности глобальных климатических изменений по геологическим данным	2	7–32 (117–138)
<i>Шанцер А.Е., Челебаева А.И.</i> Стратиграфия, геологические события и новая модель рифтового развития Центральной Камчатки в позднем мелу–раннем палеогене	4	83–96 (394–405)
<i>Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Щербинина Е.А., Леднева Г.В., Брэндон М.Т.</i> Возраст терригенных пород северо-восточной части острова Карагинский (Восточная Камчатка)	2	90–101 (188–198)
<i>Ярошенко О.П., Лозовский В.Р.</i> Палинокомплексы континентального нижнего триаса Восточной Европы и их межрегиональная корреляция. Статья 1. Палинокомплексы индского яруса	3	65–75 (275–285)
К девятидесятилетию академика Бориса Сергеевича Соколова	2	3–6 (113–116)
Виктор Ефимович Хаин (к 90-летию со дня рождения)	3	112 (320)
Памяти Никиты Алексеевича Богданова (1931–2003)	4	127–128 (433)
Правила для авторов	1	125–126
Авторский указатель тома 11, 2003 г.	1	127–128

Сдано в набор 01.10.2004 г.

Подписано к печати 05.12.2004 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Цифровая печать

Усл. печ. л. 16.0

Усл. кр.-отт. 4.0 тыс.

Уч.-изд. л. 16.0

Бум. л. 8.0

Тираж 241 экз.

Зак. 9073

Учредитель: Российская академия наук

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/Интерпериодика”

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099 Москва, Шубинский пер., 6

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 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 Российского 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*