

ISSN 0869-592X

Том 9, Номер 2

Март - Апрель 2001



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



<http://www.maik.ru>



“Н А У К А”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 9 № 2 2001 Март–Апрель

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

**А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев,
И. А. Басов, М. Бассет, В. А. Берггрен, Е. В. Бибилова,
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко,
Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков**

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

Адрес редакции: 109180 Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы РАН, комн. 2, тел. 951-21-64

**Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука/Интерпериодика”**

СОДЕРЖАНИЕ

Том 9, номер 2, 2001

Хемотратиграфическая С-изотопная корреляция верхнего рифея Арктики и Урала <i>М. Е. Раабен</i>	3
О возможностях использования глобальной ярусной шкалы пермской системы в пределах Тетиса <i>Э. Я. Левен</i>	15
Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты <i>М. А. Ахметьев, Г. Н. Александрова, Э. О. Амон, В. Н. Беньямовский, Э. М. Бугрова, О. Н. Васильева, З. И. Глезер, [В. И. Железко], Н. И. Запорожец, Г. Э. Козлова, И. А. Николаева, Т. В. Орешкина, Л. А. Панова, Э. П. Радионова, Н. И. Стрельникова, А. И. Яковлева</i>	30
Опорный разрез палеогеновых отложений полуострова Крильон (Южный Сахалин, р. Китосия) <i>Л. И. Фотьянова, [М. Я. Серова], В. Г. Гальверсен, А. Э. Жаров, Н. М. Трохотова, В. П. Тузов</i>	58
Кайнозой Сахалина – современные стратиграфические схемы и корреляция геологических событий <i>Ю. Б. Гладенков</i>	77
Стратиграфическое и географическое распространение верхнеэоценовых фораминифер на северной окраине бассейна Тетис <i>Э. М. Бугрова</i>	92
Трансгрессивные и регрессивные сейсмофазии Дунайского палеоконуса выноса <i>В. Н. Москаленко</i>	105

Contents

Vol. 9, No. 2, 2001

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

C-Isotope Chemostratigraphic Correlation of the Upper Riphean in the Urals and Arctic region <i>M. E. Raaben</i>	3
On Possibility of Using the Global Permian Stage Scale in the Tethyan Region <i>E. Ja. Leven</i>	15
Biostratigraphy of the Marine Paleogene in the West Siberian Plate <i>M. A. Akhmet'ev, G. N. Aleksandrova, E. O. Amon, V. N. Ben'yamovskii, E. M. Bugrova, O. N. Vasil'eva, Z. I. Glezer, [V. I. Zhelezko], N. I. Zaporozhets, G. E. Kozlova, I. A. Nikolaeva, T. V. Oreshkina, L. A. Panova, E. P. Radionova, N. I. Strel'nikova, and A. I. Yakovleva</i>	30
The Paleogene Reference Section of the Kril'on Peninsula (the Kitosiya River, Southern Sakhalin) <i>L. I. Fot'yanova, [M. Ya. Serova], V. G. Gal'versen, A. E. Zharov, N. M. Grokhotova, and V. P. Tuzov</i>	58
The Cenozoic of Sakhalin: Modern Stratigraphic Schemes and Correlation of Geological Events <i>Yu. B. Gladenkov</i>	77
Stratigraphic and Geographic Distribution of Late Eocene Foraminifers in the Northern Periphery of the Tethys <i>E. M. Bugrova</i>	92
Transgressive and Regressive Seismic Facies of the Danube Deep-sea Paleofan <i>V. N. Moskalenko</i>	105

Сдано в набор 01.12.2000 г.	Подписано к печати 06.02.2001 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кр.-отт. 3.9 тыс.	Уч.-изд. л. 14.9	Бум. л. 7.0
	Тираж 270 экз.	Зак. 4413		

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации
Учредители: Российская академия наук,
Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН

Адрес издателя: 117997, Москва, Профсоюзная ул., 90
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УДК 539.163:551.72(987+470.5)

ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ С-ИЗОТОПНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ АРКТИКИ И УРАЛА

© 2001 г. М. Е. Раабен

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 04.03.99 г.

Обсуждаются две кривые изменений изотопного состава карбонатного углерода в позднем рифее. Кривая, установленная на основании изучения верхнерифейских отложений Шпицбергена, Гренландии, Северо-Западной Канады и Юго-Западной Африки (Kaufman, Knoll, 1995), в настоящее время рассматривается как модельная для второй половины позднего рифея и широко используется для глобальных корреляций. Анализ данных, положенных в основу возрастной калибровки этой кривой, приводит к выводу об уязвимости такой калибровки ее нижней, относительно более древней части. Сравнение же модельной кривой с недавно полученной для стратотипа верхнего рифея – разреза каратавской серии Южного Урала (Подковыров и др., 1998) выявляет общую их синфазность. В той и другой кривых фиксируется одинаковое количество крупных положительных и отрицательных вариаций, которые проявляются на фоне общей меньшей амплитуды изменений $\delta^{13}\text{C}$ в уральском разрезе за счет более низких значений положительных экстремумов. Эта синфазность в комплексе с биостратиграфическими, изотопно-геохронологическими и регионально-геологическими данными свидетельствует о том, что модельная кривая относится не ко второй половине верхнего рифея, а почти ко всему верхнему рифею. Наблюдаемые различия в конфигурации и амплитуде самых верхних частей сравниваемых кривых, видимо, объясняются стратиграфической неполнотой изученного разреза стратотипа верхнего рифея, обусловленной крупным предвандским и ранее недооцененным преддукским перерывами.

Ключевые слова. Неопротерозой, верхний рифей, каратавий, хемотратиграфия, С-изотопная корреляция, Южный Урал, Шпицберген.

Перспективы использования в стратиграфии верхнего докембрия вариаций изотопного состава карбонатного углерода широко обсуждаются в современной литературе. Наряду с изучением таких вариаций в пограничных слоях протерозоя и кембрия (Brasier et al., 1990, 1993; Fairchild et al., 1990; Kirschvink et al., 1991; Magaritz et al., 1991; Kaufmann et al., 1996) исследователи все чаще обращаются к позднему рифею и венду. Данные, полученные по ряду разрезов, расположенных в западном секторе Арктики (Knoll et al., 1986; Fairchild, Spiro, 1987; Kaufman et al., 1992; Narbonne et al., 1994), а также в Экваториальной Африке (Kaufman et al., 1991), Малой Азии (Burns, Matter, 1993) и Южном Китае (Lambert et al., 1987) синтезированы в недавно опубликованной кривой неопротерозойских вековых вариаций $\delta^{13}\text{C}$ (Kaufman, Knoll, 1995). Эта кривая отнесена к двум верхним подразделениям неопротерозоя, которые соответствуют второй половине позднего рифея и венду традиционной российской шкалы и обычно рассматривается как модельная для этой части геологической летописи. Почти одновременно появились первые корректные данные по рифейским разрезам различных районов Северной Евразии (Покровский, Виноградов, 1991; Подковыров и др., 1997; Подковыров, Виноградов, 1996;

Подковыров, 1997; Semikhatov et al., 1995; Knoll et al., 1995), которые в значительной мере восполнили недостаток данных по С-изотопной характеристике первой половины позднего рифея и терминальной части среднего рифея. В конце 1998 г. вышла из печати работа с результатами полного исследования изотопного состава карбонатного углерода в типе верхнего рифея – каратавской серии Южного Урала (Подковыров и др., 1998). Как справедливо подчеркнуто авторами этой работы, тем самым реализована удачная возможность установить изотопную хемотратиграфическую характеристику значительной части верхнего рифея в единой типовой последовательности. Важно отметить, что принятые в этом исследовании критерии отбора наименее измененных образцов отвечают, впервые в нашей литературе, всем современным требованиям, придавая полученным аналитическим данным особую весомость. Сравнение уральских данных с теми, которые отражены в упомянутой современной модели (Kaufman, Knoll, 1995), позволили прийти к выводу, что установленные в каратавской серии вариации $\delta^{13}\text{C}$ при относительно низкой их амплитуде согласуются с общим трендом изменения этого параметра в модельной кривой. Отмечено, однако, что в интервале, отвечающем верхней половине верх-

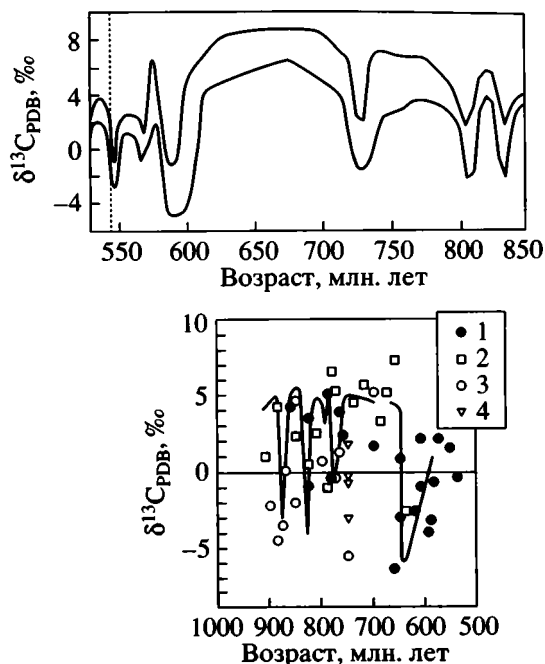


Рис. 1. Модельная кривая неопротерозойских вековых вариаций $^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (Kaufman, Knoll, 1995): внизу – исходная кривая по позднему рифею Арктики (Шпицберген, Гренландия) из работы Knoll et al., 1986. 1–3 – количество анализов: 1 – пять и более, 2 – четыре–два; 3 – один; 4 – данные по породам, возможно, не морским по происхождению.

него рифея, на Урале отсутствуют протяженные участки высоких значений $\delta^{13}\text{C}$, и это, возможно, является следствием неполноты уральской летописи из-за присутствия в разрезе каратавской серии ранее не опознанных скрытых хиатусов (Подковыров и др., 1998). Важность этого вопроса в отношении типовой верхнерифейской серии, которую чаще всего считают непрерывной, совершенно очевидна.

Но сравнение кривых ставит и другой, более общий вопрос – в какой мере надежна принятая возрастная привязка модельной кривой изменений $\delta^{13}\text{C}$ в верхнем рифее. Он возникает в связи с некоторыми другими расхождениями, хорошо заметными при унификации способа изображения данных на сравниваемых кривых. При опубликовании они изображены в разных масштабах и в неодинаковой форме: значения $\delta^{13}\text{C}$ на модельной кривой привязаны к шкале времени (рис. 1), на уральской – к шкале мощностей, а приемы изображения мелких вариаций не совпадают. Все это маскирует реальные соотношения между ходом изменений параметра; несколько лучшее представление дает сопоставление уральской кривой (рис. 2А) с кривой по Шпицбергену и Гренландии (рис. 2Б), относительно близкими по способу изображения.

На рис. 3 исходные данные, положенные в основу модельной и уральской кривых, изображены в одинаковой форме. Поскольку на модельной кривой мелкие флуктуации отражены только шириной контура между максимальными и минимальными значениями $\delta^{13}\text{C}$, уральская кривая упрощена таким же образом. Это сводит возможности сравнения только к крупным вариациям; межрегиональные корреляции коротких флуктуаций так или иначе наталкиваются на серьезные трудности не только в неопротерозое, но и в кембрии (например, Kaufman et al., 1997; Hoffman et al., 1998).

МОДЕЛЬНАЯ И УРАЛЬСКАЯ КРИВЫЕ ИЗМЕНЕНИЙ $\delta^{13}\text{C}$: ЧЕРТЫ СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ

Модельная кривая представляет, как упоминалось, результат обобщения данных по ряду регионов, но важнейшая роль в ее построении принадлежит архипелагу Шпицберген; данные по другим регионам лишь дополняют эту последовательность (Kaufman, Knoll, 1995). На основе разрезов о. Западный Шпицберген с учетом данных по смежной Северо-Восточной Земле и по Восточной Гренландии была ранее получена (Knoll et al., 1986) кривая изменений $\delta^{13}\text{C}$, которую современная модель почти повторяет по конфигурации, но при несколько измененной привязке к хронометрической шкале (рис. 1). Ниже мы рассматриваем только довендскую часть модельной кривой, так как уральская кривая не захватывает вендских отложений, в которых на Южном Урале нет карбонатных пород. Довендская часть модельной кривой, по мысли ее авторов, ограничена криогением (начало 850 млн. лет), который подразделен на ранний и поздний криогений с границей между ними 730 млн. лет. Конец криогения совмещен с основанием венда, он проведен по появлению варангерских тиллитов и датирован 590 млн. лет на основе данных по Массачусетсу и Ньюфаундленду, где тиллиты подстилаются вулканитами с U-Pb возрастами по циркону 602 ± 3 и 606 ± 2.4 млн. лет (Kaufman, Knoll, 1995 и ссылки в этой работе). В Европе для этого рубежа обычно принималась более древняя дата 650 ± 20 млн. лет (см. подробнее Семихатов и др., 1991), однако, в свете современных данных она кажется преувеличенной.

Уральская кривая охватывает большую часть типового разреза верхнего рифея (каратавия), которая включает отложения и раннего, и позднего каратавия, и отражает изменения $\delta^{13}\text{C}$ в последовательности пород каратавской серии, залегающих над базальной силикокластической зильмердакской свитой. В этой последовательности карбонатные породы могут составлять до 90%, но на большей части западного склона Южного Урала средний ее интервал слагают силикокластические породы инзерской свиты. Только в западной

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 9 № 2 2001

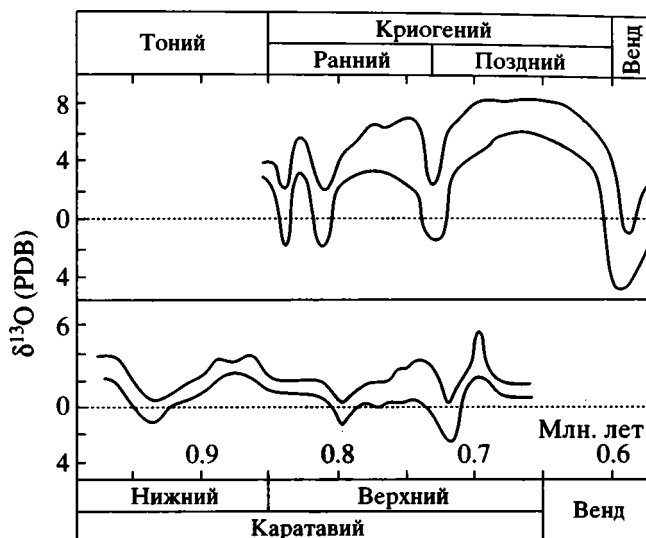


Рис. 3. Унифицированные кривые вариаций $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ для позднего рифея: сверху – фрагмент неопротерозойской модели (криогений); внизу – уральская кривая (упрощена).

периферической полосе Башкирского мегантиклинория карбонатные породы господствуют в надзильмердакском разрезе и лишь в среднем интервале этого разреза заключают три небольшие силикокластические пачки. Подошва нижней и кровля верхней пачки коррелируются соответственно с подошвой и кровлей инзерской свиты восточных разрезов. В связи с этим, название “инзерская свита” в последнее время (Козлов и др., 1991) иногда считают возможным относить к среднему интервалу разреза каратавской серии даже там, где он представлен существенно карбонатными породами (см. рис. 2А); более корректно его выделение в качестве инзерского регионального горизонта или надгоризонта (Комар, 1978; Раабен, Комар, 1983). Указанные силикокластические пачки имеют прерывистое распространение и изменчивую мощность, и это придает некоторое своеобразие разрезам почти каждой из структур западной полосы распространения каратавской серии (рис. 4).

Стратиграфическая колонка, на которую опирается уральская кривая $\delta^{13}\text{C}$, отвечает в своей главной части разрезу антиклинали Аджигардак, приуроченному к западной зоне Башкирского мегантиклинория. Наиболее яркая особенность этого хорошо изученного разреза, обнаженного близ г. Миньяр – минимальная для западной зоны мощность нижней и верхней силикокластических пачек при довольно значительной (110 м) мощности средней; эта пачка в колонке (рис. 2А) обозначена как нижняя пачка верхней подсвиты инзерской свиты (Козлов и др., 1991), но чаще описывалась и картировалась как инзерская свита (Беккер,

1961; Раабен, 1975; Раабен, Комар, 1983; Раабен, Козлов, 1983; Келлер, Раабен, 1989). С-изотопная характеристика самой верхней части каратавской серии – укской свиты и подстилающих слоев миньярской – получена по разрезу западного крыла Сулеймановской антиклинали у пос. Шубино, где они представительнее, чем у Миньяра. Кровля каратавской серии датирована 660 млн. лет, а основание карбонатного интервала ее разреза – 970 млн. лет (рис. 2А).

При сравнении графиков (рис. 3) прежде всего обращает на себя внимание то, что на уральской и на модельной кривой, несмотря на их, казалось бы, различную протяженность во времени, вырисовывается одинаковое число крупных вариаций $\delta^{13}\text{C}$ – четыре выступа положительных значений, разделенных тремя отрицательными экстремумами. Примечательно и сходство средних отрезков графиков, где примерно совпадают положения второго и третьего отрицательных экстремумов и конфигурация выступа между ними. При этом весьма наглядна разница амплитуд положительных вариаций. Несоответствия в конфигурации сравниваемых кривых $\delta^{13}\text{C}$ (Подковыров и др., 1998) наиболее отчетливо выступают на самом позднем отрезке графика (рис. 3). На модельной кривой вырисовывается протяженный выступ высоких значений, достигающий до начала венды, а на уральской – их узкий пик с возрастом около 690 млн. лет.

На начальных отрезках кривых, имеющих возраст более 800 млн. лет, выделяются два выступа и разделяющий их отрицательный экстремум $\delta^{13}\text{C}$, но они не совпадают ни по положению в шкале, ни по продолжительности. На уральском графике они принадлежат раннему каратавию и растягиваются более чем на 100 млн. лет, тогда как на модельной кривой помещаются в начало криогения, в интервал длительностью 50 млн. лет. Опираясь на модель в ее современном виде, пришлось бы допустить, что из уральской кривой выпали три резкие крупные вариации $\delta^{13}\text{C}$ в раннем криогении. Для объяснения такого несоответствия надо прежде всего оценить, насколько прочно в модельной кривой установлены, во-первых, последовательность крупных вариаций и, во-вторых, положение их в хронометрической шкале.

На первый вопрос надо ответить положительно. Хотя к обоснованию модели привлечены данные по нескольким разобобщенным регионам, основу ее составляет единая, уникальная по полноте, мощности и обнаженности последовательность осадочных пород верхнего рифея, вскрытая на полуострове Нью-Фрисланд, о. Западный Шпицберген. Она представлена надсерией Средняя Гекла Хук с двумя сериями, верхняя из которых (Академикербрэн), сложена карбонатными породами

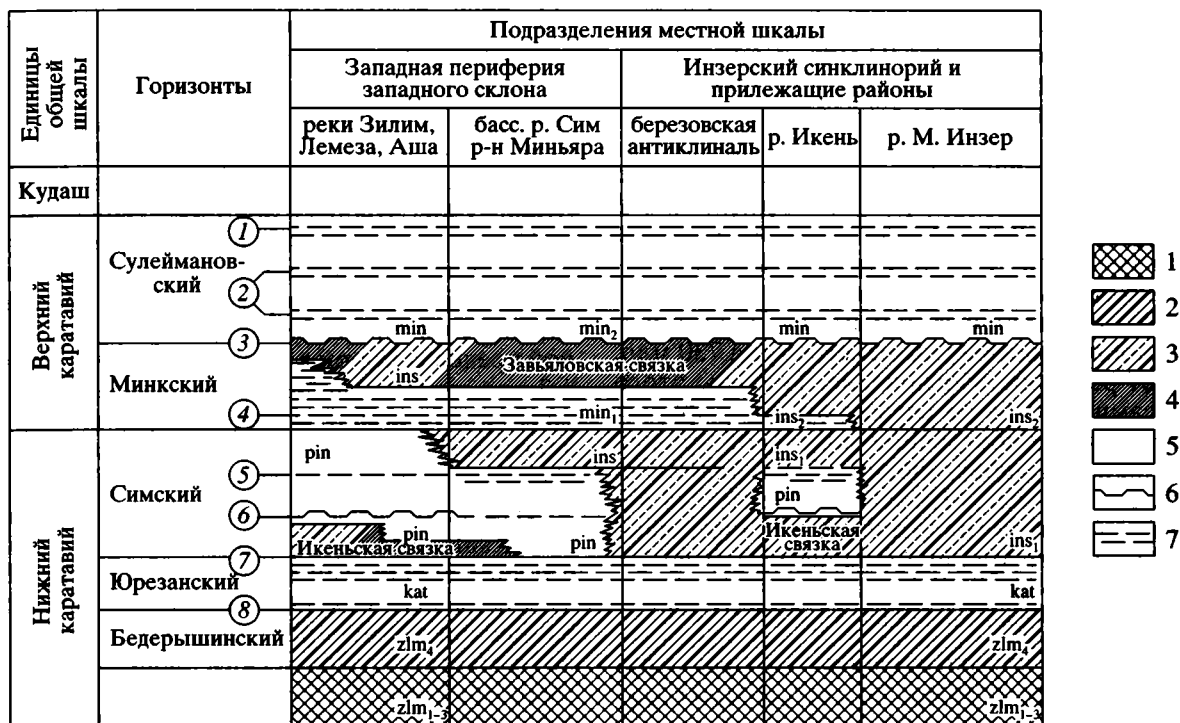


Рис. 4. Соотношение карбонатных и силикокластических толщ в разрезах каратавской серии на западном склоне Южного Урала (из работы Раабен, Комар, 1983).

1–4 – существенно терригенные толщи: 1 – базальной части каратавия, 2 – бедерышинского горизонта, 3, 4 – симского и миньковского горизонтов (3 – инзерская свита, в картируемом объеме, 4 – связки и пачки в составе миньярской и подинзерской свит); 5 – существенно карбонатные толщи; 6, 7 – вспомогательные подразделения – слои с фитолитами и микрофоссилиями: 6 – с конофитонами, 7 – с другими органическими остатками. Цифры в кружках – со строматолитами и микрофитолитами: 1 – с *Heterostylia* и микрофитолитами III и IV комплексов, 2 – с *Minjaria*, *Parmites nubilosus* и бяньской ассоциацией микрофитолитов, 3 – с *Conophyton miloradivici* var. *krylovi*, 4 – с *Gymnosolen ramsayi*, *Parmites meridionalis* и миньской ассоциацией микрофитолитов, 5 – с *Baicalia* и проблематиками *Paleoduction*, 6 – с *Conophyton garganicus* var. *ikeni*, 7 – с *Malginella*, 8 – слои с *Inzeria tjomusi*. Свиты: min – миньярская (min₁ – миньская подсвита, min₂ – карбонатная толща бяньской подсвиты); ins – инзерская (подсвиты: ins₁ – нижнеинзерская, ins₂ – верхнеинзерская), pin – подинзерская, kat – катавская; zlm – зильмердакская (zlm₁ – бедерышинская подсвита, zlm₁₋₃ – три нижние подсвиты).

практически целиком. В нижней серии (Ветеранен) карбонатные породы подчинены силикокластическим толщам, и для построения соответствующей кривой изменений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ широко использована аналогия с измеренными вариациями $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в аргиллитах. Представительность полученной кривой подтверждена результатами исследований на смежном острове архипелага Шпицберген – Северо-Восточной Земле. Обобщающая модель вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в криогении по существу повторяет шпицбергенскую кривую, расширяется лишь диапазон мелких флуктуаций (рис. 1). Данные по другим скоррелированным разрезам, более или менее фрагментарным и разобщенным, привлечены главным образом для обоснования глобального характера модели, а отчасти (разрезы Северо-Западной Канады и Намибии) – и для привязки элементов модельной кривой к хронометрической шкале.

Вторым вопросом является именно привязка модельной кривой к шкале времени. Начало кри-

вой, как видно из графика (рис. 3), совмещено с началом криогения (850 млн. лет), а возраст двух отрицательных экстремумов принимается равным 800 и 730 млн. лет. Ни одна из этих оценок возраста не имеет прямого изотопно-геохронологического обоснования: опорный разрез Шпицбергена, превосходный в других отношениях, лишен изотопных датировок, кроме несомненно омоложенных поздними, преимущественно каледонскими событиями (Harland et al., 1993). Для названных выше оценок использованы межрегиональные и даже межконтинентальные корреляции. Датировка более молодого из этих экстремумов 730 млн. лет обосновывается данными по неопротерозою Северо-Западной Канады, где данный экстремум связывается с тиллитами серии Репитен гор Маккензи и их аналогами на о. Виктория; те и другие сопоставляются с тиллитами Стерт Австралии (700–750 млн. лет). Максимальный предел возраста тиллитов Репитен определяется их залеганием выше серии Литтл Дал. Дайки и силлы диаба-

зов, не проходящие выше ее кровли, имеют U-Pb возраст по цирконам 766 ± 24 млн. лет (Kaufman, Knoll, 1995). Позднее по цирконам из интрузивов, занимающим такое же положение, получена дата $778-779$ млн. лет, а по цирконам из гранитного валуна в тиллитах – 755 ± 18 млн. лет (Kaufman et al., 1997). Минимальный возрастной предел этого гляциогоризонта установлен на о. Виктория, где аналоги тиллитов Репитен перекрыты базальтами с U-Pb возрастом 723 ± 3 млн. лет (Kaufman, Knoll, 1995 и ссылки в этой работе). Таким образом, датировка упомянутого экстремума 730 млн. лет имеет реальное обоснование. Тиллиты этого уровня сами по себе не служат стратиграфическим репером при построении модельной кривой, так как ни на Шпицбергене, ни в Гренландии они не прослеживаются. В Намибии, где имеется несколько горизонтов тиллитов, один из них сопоставляется с рассматриваемыми канадскими гляциогоризонтами, но имеет U-Pb цирконовый возраст 748 ± 2 млн. лет (Kaufman et al., 1997).

Дату 800 млн. лет для предшествующего отрицательного экстремума можно считать только слабо ориентировочной. Она соотнесена с U-Pb возрастом 802 ± 10 млн. лет цирконов из Туфа Рук “геосинклинали” Аделаида Австралии, исходя из того, что “если подтвердится стратиграфическая связь между геосинклиналью Аделаида и горами Маккензи, эта дата может определять максимальный возраст карбонатов Шалер...” (Kaufman, Knoll, 1995, с. 34), на низы которых в разрезе о. Амундсен падает рассматриваемый отрицательный экстремум.

Принятая для начала модельной кривой датировка 850 млн. лет не обоснована конкретными изотопно-геохронологическими данными: эта датировка отражает лишь изменение взгляда ее авторов на стратиграфический объем Средней Гекла-Хук: в оригинальной публикации, освещающей изотопный состав углерода в этой надсерии, она по объему приравнивалась почти ко всему позднему рифею, а серия Ветеранен была отнесена к его первой половине (Knoll et al., 1986).

Такая точка зрения согласовалась с биостратиграфическими данными, полученными по биолитам (Голованов, Раабен, 1967; Раабен, 1960, 1975; Голованов, 1967; Забродин, 1968; Красильщиков, 1970; Раабен, Забродин, 1969, 1972; Milstein, Golovanov, 1979). К аналогичным выводам приводили и исследования микрофоссилий. Возраст однообразной биоты, заключенной в сланцах из всех формаций серии Ветеранен, считали близким к 900 млн. лет (Knoll, Swett, 1985; 1987). Эта биота сравнивалась с несколькими другими из радиометрически датированных толщ различных регионов, в том числе с биотой из “осадочных пород типового разреза верхнего рифея Урала с возрастом от 940 до 850 млн. лет” (Knoll,

Sweet, 1985, с. 458), по-видимому, с шишеняжской биотой (Янкаускас, 1980).

Богатый комплекс органостенных и минерализованных микрофоссилий, появляющийся в формации Сванбергфьеллет и характеризующий всю верхнюю половину серии Академикербрэн (Knoll, 1982; Knoll et al., 1986; Butterfield et al., 1994), отнесен к “молодому” позднему рифею, а его изотопный возраст оценен в $700-750$ млн. лет по сопоставлению с формацией Винниат уже упоминавшейся серии Шалер, минимальный возрастной предел которой в то время оценивался в 723 ± 3 млн. лет (см. выше); формация включает характерные для биоты Сванбергфьеллет крупные акантоморфные акритархи “зоны” *Trachyhystri-chosphaera/Cymatiosphaera*.

Изменение взглядов на возраст серии Ветеранен (Kaufman, Knoll, 1995) не связан с какими-либо новыми данными о заключенной в ней биоте. Тем не менее, микрофоссилии играют при этом изменении важную роль. Действительно, согласно хемотратиграфическим данным, формация Сванбергфьеллет оказалась моложе отрицательного экстремума, датированного 730 млн. лет, а формация Винниат – древнее него, однако, в свете развиваемой А. Ноллом концепции узко распространенных во времени комплексов неопротерозойских микрофоссилий, позволяющих различать, в частности, интервал $700-750$ млн. лет, охарактеризованный биотой Сваенор (Knoll, 1994a, b), возникла необходимость вместить в этот возрастной интервал формацию Винниат. Это и стало, очевидно, причиной выбора минимальных из возможных значений изотопного возраста для подстилающей части разреза серии Шалер, а вместе с тем – и для сопоставленных с ней на Шпицбергене нижней половиной серии Академикербрэн или, альтернативно, этой части разреза вместе с серией Ветеранен (Kaufman, Knoll, 1995, с. 41). Можно напомнить, что уточненный минимальный возраст серии Шалер – $778-799$ млн. лет уже выводит биоту Винниат за указанные рамки. Важнее другое: концепция зональных комплексов микрофоссилий не подтверждается современными исследованиями. Крупные акантоморфные акритархи *Trachyhystri-chosphaera* появляются в основании верхнего рифея и существуют до начала венда (Сергеев, 1997). Они присутствуют в нескольких раннекаратавских биотах, таких как мулдакаевская Южного Урала, лахандинская Юдомо-Майского района, деревнинская Туруханского района и др. (Янкаускас, 1982; Вейс и др., 1998). Практически весь набор таксонов биоты Сваенор присутствует в мироедихинской свите Туруханского района Сибири (Вейс и др., 1998), возраст которой на основании комплекса палеонтологических, изотопно-геохронологических и хемотратиграфических данных оценивается примерно в $850-900$ млн. лет. Все сказанное не позволяет со-

гласиться с мнением А. Нолла и его соавторов о необходимости пересмотра тех представлений о возрасте нижней части верхнерифейского разреза Шпицбергена, которые сложились на основе данных по биолитам.

Сходство облика строматолитов в карбонатных толщах Шпицбергена и в каратавской серии Урала было первым указанием на позднерифейский возраст Средней Гекла Хук (Раабен, 1960; Крылов, 1960; Голованов, Раабен, 1967). Расширение исследований на Шпицбергене позволило отнести верхние горизонты серии Академикербрен к верхнему, а подстилающую серию Ветеранен – к нижнему каратавию, причем данные по строматолитам дополнились данными по микробиолитам (Раабен, Забродин, 1969, 1972; Красильщиков, 1970). Было показано, что строматолитовый комплекс надсерии Средняя Гекла Хук Шпицбергена обнаруживает близкое сходство с верхнерифейским комплексом стратотипа не только по общему таксономическому составу (почти все формальные роды и около половины формальных видов являются для них общими), но по сукцессии строматолитовых слоев, охарактеризованных неповторяющимися формами или тесными их ассоциациями. Нижним членом обеих сукцессий является *Inzeria tjomusi* Kryl., образующая биостромные пласты в нижней формации серии Ветеранен и у основания катавской свиты стратотипа. В средней части Академикербрен и в миньярской свите Урала наблюдается одинаковая последовательность слоев, охарактеризованных следующими формами: а) *Gymnosolen gamsayi* Steinm., *Inzeria djejimi* Raab. в сопровождении эндемичных для каждого района видов общих родов *Alternella* и *Tungussia*; б) *Conophyton miloradovici* Raab.; в) *Minjaria uralica* Kryl. Верхний член в ряду общих форм – *Poludia russa* Raab. была описана как шпицбергенский эндемик, но затем установлена в аналогах укской свиты на Северном Урале, а также в Восточной Гренландии (Bertrand-Sarfati, Siedlezka, 1980).

Высокая степень таксономического сходства и аналогии в последовательности таксонов связывают верхнерифейский строматолитовый комплекс Шпицбергена не только с южноуральским, но и наблюдаемым в других разрезах верхнерифейской карбонатной платформы, развитой вдоль восточной и северной окраин Русской плиты. В полосе, протягивающейся от Южного Урала до северной оконечности Среднего Урала и далее на Полуодов Кряж, Тиман, п-ов Канин, о. Кильдин и далее до Северной Норвегии, прослеживаются, как и на Шпицбергене, элементы той сукцессии строматолитовых слоев, которая установлена в каратавской серии (Раабен, Комар, 1983; Раабен, 1997; Raaben et al., 1995). Это обстоятельство позволяет рассматривать перечисленные районы в составе единой строматолитовой

провинции. Некоторое своеобразие верхнерифейскому строматолитовому комплексу Шпицбергена придают лишь отдельные эндемики, которые в своем большинстве не выходят за пределы тех или иных частей архипелага и лишь иногда прослеживаются в Северной Норвегии (Голованов, 1967; Раабен, Забродин, 1972; Milstein, Golovanov, 1979; Raaben et al., 1995). В целом же, сукцессия общих с Уралом верхнерифейских строматолитовых слоев на Шпицбергене по полноте лишь немногим уступает развитым на Среднем и Северном Тимане (Раабен, Опаренкова, 1997).

Внутри строматолитовых провинций слои с определенными таксонами служат надежными стратиграфическими реперами (Семихатов, 1995); одним из таких реперов в нашем случае являются слои с *Inzeria tjomusi*. Поскольку их место в сукцессии остается неизменным на огромной территории, можно уверенно относить вмещающие их породы серии Ветеранен (по аналогии с Южным Уралом, Полуодовым Кряжом, Средним Тиманом) к раннему каратавию и сравнивать с катавским уровнем.

Из сказанного следует, что несовпадение конфигурации начальных отрезков рассмотренных С-изотопных кривых скорее всего является результатом различной интерпретации их возраста. Наблюдаемый на той и на другой кривой одинаковый ряд крупных вариаций $\delta^{13}\text{C}$ свидетельствует о синфазности этих кривых, а приведенные выше биостратиграфические данные позволяют с большой долей вероятности говорить, что наблюдаемые на Урале и Шпицбергене наиболее значительные вариации $\delta^{13}\text{C}$ коррелятивны и приблизительно совпадают по положению в хроностратиграфической и хронометрической шкалах. Иначе говоря, мы приходим к выводу, что начальный отрезок кривой $\delta^{13}\text{C}$, который включает два положительных экстремума с разделяющим их отрицательным экстремумом на Урале, в стратотипе принадлежит нижнему каратавию, следует сопоставлять с синфазным отрезком модельной кривой, который в настоящее время отнесен к позднему каратавию (криогению). Подобное отнесение, как показано выше, не имеет строгих обоснований. На Урале же, напротив, возраст обсуждаемого интервала определен достаточно строго: Pb-Pb изохронный возраст известняков нижней части инзерской свиты (подинзерских слоев), ограничивающей этот интервал сверху, равен 836 ± 24 млн. лет (Овчинникова и др., 1998), K-Ar датировки глауконита из этого интервала лежат в пределах 970–890 млн. лет, остатки *Melanocyrtium Bloeser*, характерные для отложений моложе 850 млн. лет (Сергеев, 1997), появляются на Урале только в миньярской свите (Подковыров и др., 1998 и ссылки в этой работе).

Таким образом, если крупные С-изотопные вариации $\delta^{13}\text{C}$, о которых идет речь, коррелятивны, то модельная кривая охватывает не только криогений, но и часть нижнего каратавия. Если же допустить, что возрастная привязка модельной кривой не требует корректив, то обсуждаемые вариации не могут рассматриваться как коррелятивные. В таком случае пришлось бы предположить, что в уральской кривой они не находят аналогов, и в ней имеется значительный пробел, падающий на середину каратавия. Это в свою очередь ставило бы вопрос о том, с какими особенностями строения каратавской серии или ее миньярского разреза может быть связан такой пробел. Ниже будет показано, что такое объяснение мало вероятно.

Средние отрезки каждой из сравниваемых кривых $\delta^{13}\text{C}$ включают третий по счету выступ и смежные депрессии (рис. 3). Этому отрезку в миньярском разрезе Урала отвечает интервал разреза от кровли подинзерских слоев (симской свиты) до уровня, проходящего несколько ниже кровли миньярской свиты. Согласно имеющимся изотопно-геохронологическим данным (Подковыров и др., 1998), он может считаться лежащим в интервале от 836 ± 24 до 720 млн. лет. В модельной кривой, сопоставимой по рисунку вариаций $\delta^{13}\text{C}$, средний отрезок отнесен к раннему криогению и ограничен датами 800 и 730 млн. лет. В опорном разрезе Шпицбергена в него включена нижняя половина серии Академикербрен-формация Груздиврен и пограничные с ней слои формации Сванбергфьеллет. Надо также отметить, что корреляция синфазных отрезков кривых на Урале и Шпицбергене хорошо согласуется с биостратиграфическими данными: с появлением миньярских ассоциаций строматолитов в тех интервалах этих разрезов, которые демонстрируют сходные вариации $\delta^{13}\text{C}$. Различия в рассмотренном интервале проявляются лишь в низкой амплитуде положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ на Урале.

Последние отрезки графиков $\delta^{13}\text{C}$ отвечают на модельной кривой верхним горизонтам серии Академикербрен – доломитам Сванбергфьеллет, формациям Дракен и Баклундтоппен, на Урале – верхним слоям миньярской свиты и укской свите (рис. 1 и 2). На этих отрезках, как уже говорилось, резко проявляется несоответствие в конфигурации кривых, но они имеют одну общую особенность – к ним приурочены самые высокие значения $\delta^{13}\text{C}$, наблюдавшиеся в верхнем рифее каждого из этих регионов. В каратавской серии они достигают 5.6‰, а на модельной кривой превышают 10‰; столь высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ считают специфичными для того интервала позднего рифея, который непосредственно предшествовал варангерскому оледенению (Kaufman, Knoll, 1995).

Оценить в цифрах изотопных возрастов продолжительность формирования обсуждаемых интервалов разреза с высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ на Урале и Шпицбергене мешает недостаток данных, но ясно, что эта разница достаточно велика. Такие значения на Урале установлены только в верхней, шубинской пачке миньярской свиты, притом в слоях мощностью в несколько метров, тогда как в разрезах Шпицбергена, а также в Гренландии, Северо-Западной Канаде и Намибии они прослежены в толщах мощностью в сотни метров. Однако стоит отметить, что на Шпицбергене наряду с высокими значениями (от 5–6 и до 10‰ PDB), нередки и значения низкие, иногда до отрицательных (Knoll et al., 1986). Таким образом, этот интервал может выступать и как характеризующийся резкими короткими флуктуациями со значительной амплитудой (рис. 1 и 3). Подтверждением служат данные о вариациях $\delta^{13}\text{C}$ в горах Маккензи Северо-Западной Канады, а также в Намибии: в обсуждаемом интервале разреза отмечены резкие колебания $\delta^{13}\text{C}$ от высоких положительных до отрицательных (Kaufman et al., 1997; Hoffman et al., 1998).

Конечная точка уральского графика $\delta^{13}\text{C}$ была достаточно правомерно датирована 660 млн. лет на основании Rb-Sr изохронного возраста глауконита из основания укской свиты 688 ± 20 млн. лет (Подковыров и др., 1998). Учитывая современные данные о возрасте варангерского оледенения, начинающего собой венд (Kaufmann et al., 1997 и ссылки в этой работе), приходится признать, что запись вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в самом конце позднего рифея, хорошо выраженная на Шпицбергене и в горах Маккензи, на Урале отсутствует. Этот вывод подтверждается тем, что верхний член типовой последовательности верхнего рифея – криволукская свита – лишен карбонатных пород. На модельной кривой конфигурация позднекриогенового отрезка обоснована данными по карбонатному разрезу пород верхней половины серии Академикербрен Западного Шпицбергена, которая лишена сколько-нибудь значительных перерывов и без следов несогласия перекрывается вендской серией Полярисбрен (Wilson, 1961; Harland, Wilson, 1956; Harland et al., 1993; Butterfield et al., 1994).

Представительность модельной кривой в поздней ее части заставляет согласиться с мнением В.Н. Подковырова и его соавторов (1998), что своеобразие, которое обнаруживает на том же участке уральская кривая, должно быть отнесено за счет имеющихся в ней отдельных скрытых пробелов. Другие возможные факторы такого несоответствия справедливо отвергнуты только что названными исследователями.

ПРОБЕЛЫ В УРАЛЬСКОЙ
С-ИЗОТОПНОЙ ЛЕТОПИСИ

Неполнота С-изотопной летописи, представленной в уральской кривой, связывается со стратиграфической неполнотой верхнекаратавской карбонатной последовательности, обусловленной присутствием силикокластических пачек и стратиграфических хиатусов (Подковыров и др., 1998). Предполагается, что достаточно крупные интервалы разреза могли выпасть из названной последовательности в результате предвендских, предукских, а возможно и предминьярских событий; для проверки такого вывода уже ведутся дополнительные хемотратиграфические исследования (Подковыров и др., 1998). Такие контрольные исследования представляются необходимыми, чтобы исключить элемент случайности, который может быть связан либо с особенностями опробованных разрезов каратавской серии, строение которой весьма изменчиво (рис. 4), либо с неточностями корреляции частных разрезов, положенных в основу сводной колонки (рис. 2А).

Из тех перерывов, с которыми может быть связана стратиграфическая неполнота каратавской серии, предвендский перерыв не вызывает никакого сомнения с региональных геологических позиций. Стратиграфическое несогласие, благодаря которому на Восточно-Европейской платформе венд залегает на различных подразделениях верхнего и нижнего докембрия (Беккер, 1988; Аксенов, 1998), прекрасно выражено и на Южном Урале. Развита здесь вендская ашинская серия переходит в западном направлении с укской свиты на различные горизонты миньярской (Стратотип..., 1983; Беккер, 1988). В разрезе у пос. Шубино, давшем материал для построения завершающего отрезка уральской С-изотопной кривой, отмечено трансгрессивное залегание ашинской серии на укской свите (Козлов, 1982). Однако даже если бы укские отложения были представлены здесь в полном объеме, между их кровлей и основанием венда остался бы интервал, отвечающий времени отложения криволукской серии, которая завершает разрез верхнего рифея Южного Урала. В силу указанных причин уральская кривая не отражает ряда самых поздних рифейских вариаций $\delta^{13}\text{C}$.

Проведенное выше сравнение хемотратиграфических данных по Уралу и Шпицбергену привлекает внимание к предукскому перерыву. Его существование практически общепризнано, но обычно его считали и считают небольшим или повсеместно развитым (Гарань, 1963; Козлов, 1982; Козлов и др., 1990, 1997; Шалагинов, Гилева, 1990; Шалагинов, Маслов, 1997); подчеркивается тесная структурная связь укских отложений с подстилающими (Келлер, 1968; Стратотип..., 1983). Имеется, однако, ряд геологических дан-

ных, показывающих, что перерыв мог быть достаточно длительным. У границы миньярской и укской свит описаны выветрелые брекчированные железисто-марганцевые породы (Домрачев, 1952), отмечены осадочные железные руды и установлено небольшое стратиграфическое несогласие, в результате которого укская свита с верхней (шубинской) пачки миньярской свиты иногда переходит на подстилающую кремнесодержащую толщу той же свиты (Беккер, 1961, 1988). Дополнительный вес этим геологическим данным придает рассмотренное выше сравнение уральской и модельной С-изотопных хемотратиграфических кривых.

Кроме рассмотренных перерывов, вероятно и еще одна причина пробела в представленной В.Н. Подковыровым и др. (1998) С-изотопной летописи обсуждаемого интервала. Речь идет о вероятной неточности корреляции миньярского и шубинского разрезов – двух частей сводной колонки каратавской серии, на которую опирается уральская кривая $\delta^{13}\text{C}$. Действительно, мощность отложений миньярской свиты (бьянской толщи), опробованных в разрезе у г. Миньяр, составляет 290 м (рис. 2А); между тем, согласно всем ранее приведенным данным, она здесь не меньше 400–450 м (Беккер, 1961; Крылов, 1963; Раабен, 1975; Раабен, Козлов, 1983; Маслов, 1988). Приведенная цифра – 290 м – почти точно отвечает мощности той части миньярского разреза свиты (265 м), которая вскрыта в нем полностью; его верхние 150–200 м обнажены фрагментарно (Раабен, Козлов, 1983; Маслов, 1988). При корреляции с разрезом у пос. Шубино эти 150–200 м, или большая их часть, очевидно, выпали из сводной колонки. Таким образом, в той последовательности пород каратавской серии, которая послужила основанием для построения С-изотопной кривой, может не хватать фрагмента, способного повлиять на конфигурацию последнего отрезка этой кривой. Можно надеяться, что упомянутые дополнительные исследования прольют свет на этот вопрос. Особенно привлекательны были бы данные по единому, а не составному разрезу свиты.

В той части каратавской серии, которая отвечает среднему отрезку С-изотопной кривой, имеется два уровня, несущие следы размыва. Они описаны в кровле завьяловской силикокластической пачки, завершающей верхнюю подсвиту инзерской свиты, а также у основания миньярской толщи и сопровождаются признаками субэвальной экспозиции – ожелезнением пород и мелкими рудопоявлениями (Беккер, 1961; Раабен, 1975, 1981). Однако они, по-видимому, не представляют в контексте этой статьи особого интереса, так как не нашли отражения в рассмотренных сравнительных С-изотопных данных. То же относится и к подстилающей миньярскую толщу силикокластической пачке (Подковыров и др., 1998).

Нижележащий интервал интересующего нас разреза, представленный подинзерскими слоями, заслуживает пристального внимания, так как он примерно совпадает с тем интервалом хронометрической шкалы – 800–850 м – в который на модельной кривой помещены три крупные вариации $\delta^{13}\text{C}$, составляющие первый ее отрезок. Полученный для подинзерских слоев Pb-Pb изохронный возраст, равный 836 ± 24 млн. лет, считается наиболее надежной изотопной датировкой в каратавской серии (Овчинникова и др., 1998) и в пределах ошибки совпадает с упомянутым выше отрезком хронометрической шкалы.

Регионально-геологические данные не допускают наличия перерывов внутри подинзерских слоев (симской свиты). Сколько-нибудь значительный перерыв исключается и в их основании: близ г. Миньяр в подошве карбонатных пород обособляется маломощная алевропелитовая пачка (5–7 м), не несущая признаков размыва; они отсутствуют и в тех западных разрезах, где эта пачка возрастает в мощности и выделяется как икеньская связка (Раабен, Козлов, 1983 и ссылки в этой работе). В восточных разрезах, где инзерская свита, как уже отмечено, представлена целиком силикокластическими толщами (рис. 4), постепенный переход от карбонатных пород подстилающей катавской свиты к этим обломочным толщам описан в многочисленных работах, начиная с труда А.И. Олли (1948) и кончая новейшими сводками. Отметим, что характер данной границы исследовался весьма тщательно в связи либо с ранними воззрениями о трансгрессивном залегании инзерской свиты на подинзерской и катавской (Львов, Кондияин, 1956), либо с трактовкой этой границы как раздела двух циклов развития Урала в позднем рифее (Олли, 1948; Беккер, 1972, 1994 и др.). В итоге, отсутствие хиатуса в нижних горизонтах каратавской серии может считаться установленным. Следовательно, несоответствие начальных участков уральской и модельной С-изотопных кривых не может быть связано с пробелом в последовательности пород каратавской серии. Все сказанное выше показывает, что это несоответствие является лишь кажущимся и связано с ошибкой в определении возраста соответствующего участка модельной кривой, ошибкой, во многом связанной с недооценкой сравнительных биостратиграфических данных по строматолитам верхнего рифея Южного Урала и Шпицбергена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кривая изменения изотопного состава карбонатного углерода, установленная на основании изучения верхнерифейских отложений Шпицбергена, Гренландии, Северной Канады и Юго-Западной Африки (Kaufman, Knoll, 1995), в настоящее время рассматривается как модельная для

второй половины верхнего рифея и широко используется для глобальных хемотратиграфических корреляций. Анализ данных, положенных в основу возрастной калибровки этой кривой, приводит к выводу об уязвимости такой калибровки ее нижней, относительно более древней части. Сравнение же модельной кривой с недавно полученной для стратотипа верхнего рифея – разреза каратавской серии Южного Урала (Подковыров и др., 1998) выявляет общую их синфазность. В той и другой кривых фиксируется одинаковое количество крупных положительных и отрицательных вариаций, которые проявляются на фоне общей меньшей амплитуды изменений $\delta^{13}\text{C}$ в уральском разрезе за счет более низких значений положительных экстремумов. Эта синфазность в комплексе с биостратиграфическими, изотопно-геохронологическими и регионально-геологическими данными свидетельствует о том, что так называемая модельная кривая относится не ко второй половине верхнего рифея, как это принято считать, а почти ко всему верхнему рифею. Наблюдаемые различия в конфигурации и амплитуде верхних частей сравниваемых кривых, видимо, объясняются стратиграфической неполнотой верхов карбонатного разреза стратотипа верхнего рифея, обусловленной несомненным крупным предвандским перерывом и ранее не оцененным преддукским хиатусом. Сделанные выводы о возрастной привязке вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в модельной кривой и новые С-изотопные данные по каратавской серии Урала влекут за собой необходимость пересмотра многих хемотратиграфических корреляций в пределах верхнего рифея.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 99-05-64054, 98-05-64259.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов Е.М. Геологическое развитие Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое. СПб.: ИГГД, 1998. 105 с.
- Беккер Ю.Р. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратавской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 49–60.
- Беккер Ю.Р. Основные проблемы стратиграфии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления // Сов. геология. 1972. № 5. С. 13–23.
- Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Преобразование фациальной экологической структуры древних биот во времени и стратиграфия рифея // Геология и геофизика. 1988. Т. 39. № 1. С. 85–96.
- Гарань М.Н. Западный склон и центральная зона Южного Урала // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 114–161.

- Голованов Н.П. Строматолиты рифея района Мерипсон-фьорд (Северо-Восточная Земля) // Материалы по геологии Шпицбергена. Л.: НИИГА, 1967. С. 6–20.
- Голованов Н.П., Раабен М.Е. Аналогичные верхнего рифея на архипелаге Шпицберген // Докл. АН СССР. 1967. Т. 173. № 5. С. 1141–1144.
- Домрачев С.М. Девон хребта Каратау и прилегающих районов Южного Урала. Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1952. Вып. 61. 162 с.
- Забродин В.Е. О расчленении миньярско-укских отложений по микрофитолитам // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. № 2. С. 418–421.
- Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей, венд). М.: Изд-во МГУ, 1968. 95 с.
- Келлер Б.М., Раабен М.Е. Горизонты верхнего докембрия // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 6–13.
- Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 130 с.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Козлова Е.В. и др. Стратиграфия рифея в стратотипическом разрезе Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. 38 с.
- Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н. и др. Верхний докембрий Южного Урала и сопредельных районов востока Русской платформы // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН. 1997. С. 85–93.
- Комар В.А. О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 50–60.
- Красильщиков А.А. Схема стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя архипелага Шпицберген // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194. № 5. С. 1097–1100.
- Крылов И.Н. О значении строматолитов *Collenia burigatica* Masl. для стратиграфии позднедокембрийских отложений окраины Русской платформы // Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 132–139.
- Крылов И.Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 133 с.
- Львов К.А., Кондияин О.А. Инзерская свита. Катавская свита // Стратиграфический словарь СССР. М.: ГОНТИ, 1956. С. 336–432.
- Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 135 с.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. Осадочные последовательности рифея типовой местности. Уфа: УрО РАН, 1998. 225 с.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.
- Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1948. 408 с.
- Подковыров В.Н. Сибирский гипостратотип рифея и венда: геохимическая цикличность и изотопная хемотратиграфия разреза // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 36–44.
- Подковыров В.Н., Виноградов Д.П. Эпигенез и сохранность изотопной системы углерода и кислорода карбоната лахандинской и юдомской серий верхнего рифея-венда разрезов р. Белой (ЮВ Якутия) // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 5. С. 541–551.
- Подковыров В.Н., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А. и др. Изотопный состав С и Sr в карбонатных породах верхнего рифея (каратавская серия Ю. Урала) // Докембрий Северной Евразии. Тез. докл. СПб, 1997. С. 84.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.
- Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1256.
- Раабен М.Е. О стратиграфическом значении слоев с Gumplosolen // Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 125–129.
- Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.
- Раабен М.Е. Миньярская свита Южного Урала – литостратиграфическое подразделение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4. С. 55–65.
- Раабен М.Е. Строматолиты в стратиграфии рифея Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 13–20.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. К биостратиграфической характеристике рифея Арктики // Докл. АН СССР. 1969. Т. 181. № 6. С. 676–679.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. Водорослевая проблематика верхнего рифея. М.: Наука, 1972. 130 с.
- Раабен М.Е., Козлов В.И. Верхний рифей // Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. С. 8–28.
- Раабен М.Е., Комар В.А. Граница нижнего и верхнего каратавия в уральском стратотипе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 84–96.
- Раабен М.Е., Опаренкова Л.И. Новые данные по стратиграфии рифея Тимана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 13–20.
- Семихатов М.А. Строматолиты в стратиграфии докембрия. Анализ '84 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 3–21.
- Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.
- 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.
- Сергеев В.Н. Микрофоссилии в стратиграфии протерозоя: современное состояние // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 21–27.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Шалагинов В.В., Гилева Н.И. Проблемы докембрия Урала // Проблемы стратиграфии Урала (Докембрий-

ские образования. Кембрийская система). Свердловск: УрО АН, 1990. С. 4–23.

Шалагинов В.В., Маслов А.В. Рифей Урала. Проблемы стратиграфии и корреляции // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 78–84.

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

Bertrand-Sarfati J., Siedlecka A. Columnar stromatolites of the terminal Precambrian Prosanger Dolomite and Grasdal Formation of Finnmark, north Norway // *Nor. Geol. Tidsskr.* 1980. V. 60. № 1. P. 1–27.

Burns S.J., Matter A. Carbon isotopic record of the latest Proterozoic from Oman // *Eclogae Geol. Helv.* 1993. V. 86. P. 595–607.

Brasier M.D., Magaritz M., Corfield R. et al. The carbon and oxygen isotope record of the Precambrian–Cambrian boundary interval in China and Iran and their correlation // *Geol. Mag.* 1990. V. 127. P. 319–332.

Brasier M.D., Khomentovsky V.V., Corfield R.M. Stable isotopic calibration of the earliest skeletal fossil assemblages in eastern Siberia (Precambrian/Cambrian boundary) // *Terra Nova*. 1993. V. 5. P. 225–232.

Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K. Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjället Formation, Spitzbergen // *Fossils and Strata*. 1994. № 34. P. 1–84.

Fairchild I.J., Spiro B. Petrological and isotopic implications of some contrasting Late Precambrian carbonates, NE Spitzbergen // *Sedimentology*. 1987. V. 34. № 6. P. 973–989.

Fairchild I.J., Marshall J.O., Bertrand-Sarfati J. Stratigraphic shifts in carbon isotope from Proterozoic stromatolitic carbonates (Mauritania): influences of primary mineralogy and diagenesis // *Amer. Soc. Geol. Bull.* 1990. V. 290A. P. 46–76.

Harland W.B., Hambrey M.J., Waddams P. Vendian geology of Svalbard // *Skifter*. 1993. № 193. 150 p.

Harland W.B., Wilson C.B. The Hecla-Hock succession in Ny-Friesland, Spitzbergen // *Geol. Mag.* 1956. V. 93. № 4. P. 256–292.

Hoffman P.F., Kaufman A.J., Helmerson G.P. Comings and Goings of Global Glaciations on a Neoproterozoic Tropical Platform in Namibia // *GSA Today*. 1998. V. 8. № 5. P. 1–9.

Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // *Proc. Res.* 1995. V. 73. P. 27–49.

Kaufman A.J., Hayes J.M., Knoll A.H., Germs G.J.B. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from Upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effect of diagenesis and metamorphism // *Precamb. Res.* 1991. V. 49. P. 301–327.

Kaufman A.J., Knoll A.H., Awramik S.M. Biostratigraphic and chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic sedimentary successions: Upper Thidir Group, NW Canada as a test case // *Geology*. 1992. V. 20. P. 181–185.

Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A. et al. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic–Cambrian boundary beds in Western Anabar region, N. Siberia // *Geol. Mag.* 1996. V. 133. № 5. P. 509–533.

Kaufman A.J., Knoll A.H., Narbonne G.M. Isotopes, ice ages terminal Proterozoic earth history // *Proc. Natl. Ac. Sci. USA*. 1997. V. 94. № 6. P. 6600–6605.

Kirschvink J.L., Magaritz M., Ripperdan R.J. et al. The Pcm/Cm boundary: magnetostratigraphy and C isotopes resolve correlation problems between Siberia, Morocco and Sutu China // *GSA Today*. 1991. № 1. P. 69–91.

Knoll A.H. Micro-fossil based biostratigraphy of the Precambrian Hecla-Hock sequence. Nordaustlandet, Svalbard // *Geol. Mag.* 1982. V. 119. № 3. P. 169–179.

Knoll A.H. Proterozoic and Early Cambrian Protists. Evidence for accelerating evolutionary tempo // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 1994a. V. 91. № 7. P. 6743–6750.

Knoll A.H. Neoproterozoic evolution and environmental changes // *Early life on Earth*. New York: Columbia Press, 1994b. P. 233–246.

Knoll A.H., Sweet K. Micropaleontology of the Late Proterozoic Veteranen Group, Spitzbergen // *Paleontology*. 1985. V. 28. P. 451–473.

Knoll A.H., Sweet K. Micropaleontology across the Precambrian – Cambrian boundary in Spitzbergen // *Journ. Paleontol.* 1987. V. 61. P. 898–926.

Knoll A.H., Hayes I.M., Kaufman A.J. et al. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland // *Nature*. 1986. V. 321. P. 856–857.

Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from Northern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift) // *Amer. J. Sci.* 1995. V. 295. № 6. P. 823–850.

Lambert I.B., Walter M.R., Zang W., Lu S., Ma G. Paleoenvironment and carbon isotope stratigraphy of Upper Proterozoic carbonates of the Yangtze Platform // *Nature*. 1987. V. 235. P. 140–142.

Magaritz M., Latham A.J., Kirschvink J.L. et al. Carbon isotope correlations for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco // *Geology*. 1991. V. 19. P. 847–850.

Milshtein V.E., Golovanov N.P. Upper Precambrian microphytolites and stromatolites from Svalbard // *Norsk Polarinstittut Skifter*. 1979. V. 167. P. 219–224.

Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H. Integrated carbon isotope and biostratigraphy in the upper Windermere Supergroup (Neoproterozoic), Mackenzie Mountains, NW Canada // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1994. V. 106. P. 1281–1291.

Raaben M.E. Columnar stromatolites and Late Precambrian Stratigraphy // *Amer. J. Sci.* 1969. № 1. P. 1–48.

Raaben M.E., Lyubtsov V.V., Predovskii A.A. Correlation of stromatolitic formations of northern Norway (Finnmark) and northwestern Russia (Kildin Island and Kanin Peninsula) // *Norv. geol. Uvires. Spec. Publ.* 1995. № 7. P. 233–246.

Semikhatov M.A., Pldkovyrov V.N., Vinogradov D.V. et al. A carbon isotopic composition of the Riphean carbonate: the type Upper Riphean succession, the South Urals // *Precambrian of Europe: stratigraphy, structure, evolution and mineralisation MAEG-9*. Abstr. St. Petersburg IPGG. 1995. P. 101.

Wilson C.B. The Upper Middle Hecla Hoek Rocks of Ny-Friesland, Spitzbergen // *Geol. Mag.* 1961. V. 98. № 2. P. 98–116.

Рецензенты А.В. Маслов,
В.Н. Подковыров, М.А. Семикатов

УДК 551.551.736

О ВОЗМОЖНОСТЯХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ЯРУСНОЙ ШКАЛЫ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ В ПРЕДЕЛАХ ТЕТИСА

© 2001 г. Э. Я. Левен

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 18.04.2000 г.

В статье оценивается возможность использования глобальной хроностратиграфической шкалы пермской системы в пределах области Тетис. Разрезы перми этой области подтверждают принципиальную целесообразность подразделения системы на три отдела: предуральский, гваделупский и лопинский, но только в том случае, если будет доказано, что нижняя граница гваделупского отдела отвечает основанию кубергандинского яруса тетической шкалы. Пока этот вопрос не решен. Ярусы ассельский, сакмарский и артинский предуральского отдела примерно отвечают ассельскому, сакмарскому и яхташскому ярусам тетической ярусной шкалы. Сопоставление кунгурского яруса с болорским зависит от того, как решится вопрос о положении нижней границы гваделупского отдела. Конодонтовые критерии, положенные в основу выделения роадского, вордского и кэпитенского ярусов гваделупского отдела не позволяют использовать их в пределах Тетиса. Ярусы уцзяпинский и чансинский лопинского отдела отвечают джюльфинскому (в широком понимании) и дорашамскому ярусам тетической шкалы.

Ключевые слова. Глобальная хроностратиграфическая шкала, тетическая шкала, корреляция, отделы: предуральский, гваделупский, лопинский, ярусы: ассельский, сакмарский, артинский, кунгурский, роадский, вордский, кэпитенский, уцзяпинский, чансинский, яхташский, болорский, кубергандинский, мургабский, мидийский.

ВВЕДЕНИЕ

Итогом активной деятельности Международной подкомиссии по стратиграфии перми (SPS), осуществляемой в последние годы, явилась разработка проекта глобальной хроностратиграфической шкалы пермской системы (Jin et al., 1997). В нем система подразделяется на три отдела: предуральский, гваделупский и лопинский. Первый из них отвечает нижнему отделу традиционной восточноевропейской шкалы, второй выделяется по разрезам Гваделупских гор в Западном Техасе (США) и третий базируется на разрезах Южного Китая. Ярусное расчленение отделов производится в соответствии с тем, как последние подразделяются в типовых для каждого из них регионах. В декабре 1999 г. SPS путем голосования утвердила гваделупский отдел и составляющие его ярусы – роадский, вордский и кэпитенский. Нет оснований сомневаться, что это решение будет ратифицировано во время предстоящего Международного геологического конгресса в Рио де Жанейро в августе 2000 г. На очереди предуральский и лопинский отделы. Таким образом, в ближайшее время следует ожидать официального принятия новой ярусной шкалы пермской системы. Переход к ней неизбежно вызовет множество проблем, связанных с трудностями использования новых критериев проведения границ ярусов и их прослеживания за пределы районов расположения типовых разрезов.

Цель настоящей статьи – оценить новую шкалу с точки зрения возможности ее применения в Тетической области, выявить возникающие при этом проблемы и наметить пути их преодоления.

ГЛОБАЛЬНАЯ И ТЕТИЧЕСКАЯ ЯРУСНЫЕ ШКАЛЫ И ПРИНЦИПЫ ИХ ПОСТРОЕНИЯ

Первый вариант ярусной шкалы для области Тетис (Кавказско-Синийской биогеографической области) был предложен А.Д. Миклухо-Маклаем (1958). Отрицая возможность использования ярусов восточноевропейской шкалы в этой области, он, подразделив систему на два отдела, выделил четыре новых яруса: карачатырский и дарвазский в нижнем отделе, мургабский и памирский – в верхнем. В дальнейшем работами Э.Я. Левена (1963, 1967, 1974, 1975, 1979, 1980а, 1980б, 1981; Leven, 1981), К.О. Ростовцева и Н.Р. Азаряна (1974) шкала претерпела значительные изменения и была существенно детализирована. В 1979 г. она была официально рекомендована МСК для использования в южных (Тетических) регионах СССР. Одобренный МСК вариант был опубликован в 1980 г. (Левен, 1980а) и стал широко применяться как российскими, так и зарубежными специалистами в качестве стандарта для расчленения и корреляции пермских отложений различных регионов Тетиса. В опубликованном варианте пермская система традици-

онно подразделена на два отдела. Однако ранее предлагалась и трехчленная схема с яикским, кушанским и арианским отделами (Левен, 1974, 1975). Обсуждалась также возможность подразделения перми на четыре отдела, объединяемых в два надотдела (Leven, 1992a, 1992b, 1997; Jin et al., 1994).

Выделение всех ярусов тетической шкалы, кроме верхних двух, производилось по фузулинидам. При этом ассельский и сакмарский ярусы выделялись на основании сравнения фузулинидовых комплексов, характерных для этих ярусов в типовых уральских разрезах, с комплексами из соответствующих частей тетических разрезов. Большинство остальных ярусов основывалось на естественной этапности в эволюции высших фузулинид. Границы ярусов проводились по появлению новых таксонов родового и семейственного ранга в непрерывной филогенетической линии их развития от примитивной *Pamirina* до наиболее высокоорганизованных *Yabeina* и *Lepidolina*. Учитывались также изменения в сопутствующих комплексах фузулинид. Такой подход к выделению ярусов обеспечивал непрерывность их последовательности и однозначность в понимании границ между ними. Это, а также широкое распространение и частая встречаемость фузулинид способствовали относительно легкой распознаваемости ярусов в пределах всего Тетиса от Средиземноморья до Японии и Индокитая. В конце мидийского века большинство фузулинид вымерло и поэтому два верхних яруса – джильфинский и дорашамский – были установлены по аммоноидеям, а позже получили дополнительную характеристику по конодонтам.

Как было показано в ряде работ (Левен, 1993; Левен и др., 1996), этапность в развитии фузулинид тесно связана с крупными абиотическими событиями, охватывавшими область Тетиса, и, прежде всего, с трансгрессиями и регрессиями. Эти события отражались на всей биоте и поэтому основные рубежи в развитии фузулинид и связанные с ними границы ярусов и отделов в той или иной степени подкрепляются другими группами фауны, в том числе аммоноидеями, брахиоподами и конодонтами.

Обсуждаемая глобальная хроностратиграфическая шкала пермской системы, как уже было сказано во “Введении”, является сборной. Ее три отдела имеют естественно-исторический характер, отражая крупные этапы в развитии морской биоты. Ярусы, составляющие отделы, установлены в разное время представителями различных геологических школ и в регионах, принадлежавших к разным биогеографическим провинциям. Поэтому, в отличие от тетической шкалы, их выделение не подчинено какому-то одному принципу. Так, ассельский, сакмарский и артинский яру-

сы выделены на Урале как отложения, отвечающие определенным этапам развития аммоноидей (Карпинский, 1874; Руженцев, 1951, 1954, 1956). Границы между ярусами уточнялись по фузулинидам. Кунгурский ярус изначально выделялся как местное литостратиграфическое подразделение (Штукенберг, 1890) и его биостратиграфическая характеристика до сих пор точно не определена. Ярусы гваделупского отдела – роадский, вордский и экпитенский также вначале рассматривались как свиты (формации) и лишь в последующем им был придан статус ярусов и сделана попытка дать им палеонтологическое обоснование. В наиболее четкой и последовательной форме это сделано У.М. Фернишем (Furnish, 1973). Выделив роадский ярус, он отнес его к верхней части нижней перми, определив для него характерный комплекс аммоноидей, наиболее типичными из которых указывал *Perrinites hilli* (Smith), *Paraceltites elegans* (Girty), *Texoceras texanum* (Girty), *Glossoceras normani* (Miller et Furnish) и некоторые другие. Вордский ярус Фернишем отождествлялся с зоной *Waagenoceras*, а экпитенский – с зоной *Timorites*. Кроме того, в гваделупском отделе выделялся амарассийский ярус, характеризующийся появлением *Cyclolobus*. Фузулиниды, в целом, не противоречили выводам Ферниша, хотя и не давали столь четкой картины. Так, по мнению Ч. Росса (Ross, 1963) роадский комплекс фузулинид почти не отличается от вордского. Граница вордского и экпитенского ярусов отмечается появлением *Polydiexodina*. Своеобразен комплекс фузулинид из известняков Ламар, относимых Фернишем к амарассийскому ярусу. Однако аммоноидеи в них не найдены и их соответствие названному ярусу строго не доказано.

Ярусная шкала гваделупского отдела в интерпретации Ферниша, благодаря широкому распространению аммоноидей и достаточно четким различиям их ярусных комплексов, получила широкую известность во всем мире. Однако, когда этот отдел и составляющие его ярусы были предложены в качестве международного стандарта и возникла необходимость для каждого из ярусов определить точку глобального стратотипа границы (GSSP), аммоноидеи оказались для этого непригодными, поскольку в типовых разрезах они встречаются эпизодически. Фузулиниды и брахиоподы также не могли быть использованы из-за их ярко выраженного эндемизма. В результате, решение проблемы гваделупских ярусов и их границ было полностью переориентировано на конодонты. При этом, основное внимание было уделено не комплексному анализу этой группы фауны в ее развитии, а поиску непрерывных филогенетических линий, в которых можно было бы проследить смену одного вида другим с тем, чтобы привязать к этому моменту GSSP. Процедура выделения и разграничения ярусов была

формализована и, в конечном счете, сведена к “забиванию золотых гвоздей” безотносительно от того, в какой степени это отражало естественный ход геологических событий и развития биоты в целом. В новой интерпретации ярусы, которые носили те же названия, что и ярусы Ферниша, были существенно изменены в объемах, и критерии, которыми руководствовался Ферниш, выделяя ярусы, в значительной степени потеряли свое значение. Ярусами теперь предлагается называть отложения, отвечающие трем видовым филозомам конодонтов – *Jinogondolella nankinensis* (роадский ярус), *J. aserrata* (вордский ярус) и *J. posterrata* (кэпитенский ярус). Границы ярусов связываются с первым появлением зональных видов и проходят они примерно посредине одноименных формаций и выше уровней, на которых происходит обновление комплексов аммоноидей и фузулинид (рис. 1).

Ставка исключительно на конодонты и отход от комплексного метода в выделении ярусов и определении их границ сказались на возможности широкого трассирования предлагаемых ярусов и, следовательно, их использования в качестве мирового стандарта. Декларируемый космополитизм конодонтов сильно преувеличен. Их мало в Бореальной и Нотальной областях, да и в Тетисе они встречаются значительно реже, чем фузулиниды. Так же как и другие группы фауны, конодонты подвержены влиянию условий внешней среды и фациально зависимы (Kozur, 1995, 1998). Все это не позволяет разделять оптимизма адептов введения в глобальную шкалу гваделупских ярусов в вопросе о возможностях использования последних за пределами Мидконтинента.

Ярусы лопинского отдела глобальной шкалы – уцзяпинский и чансинский – выделяются по разрезам Южного Китая. Они имеют хорошую комплексную палеонтологическую характеристику (аммоноидеи, фузулиниды, конодонты). По комплексу признаков проводятся и их границы. Однако все эти признаки “работают” исключительно в пределах области Тетис и в ближайшей перспективе вряд ли будет возможно протянуть ярусы в другие биогеографические области.

Все сказанное показывает, что введение новой глобальной хроностратиграфической шкалы в том варианте, который предлагается ее авторами, не решает ни одной из проблем пермской стратиграфии, а в ряде случаев их умножает. Это, прежде всего, обусловлено ограничением критериев, используемых при выделении гваделупских ярусов и установлении их границ, что затрудняет распознавание ярусов за пределами стратотипической области. Ниже я постараюсь “примерить” глобальную шкалу к пермским разрезам Тетиса с

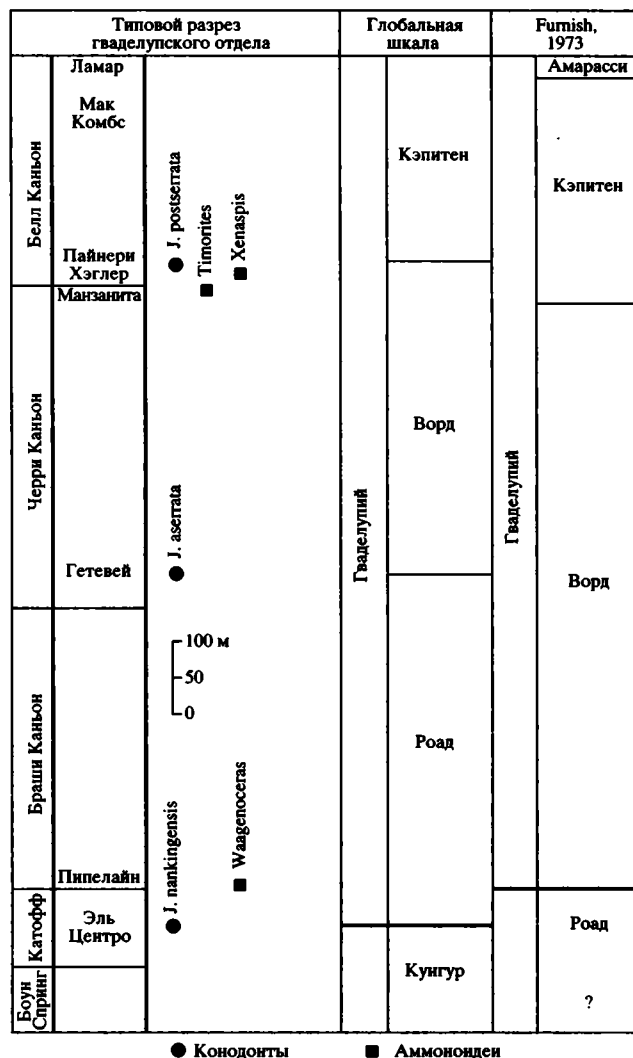


Рис. 1. Типовой разрез гваделупского отдела и варианты подразделения его на ярусы. Показаны уровни первого появления конодонтов и аммоноидей, которые определяют границы ярусов в глобальной шкале (конодонты) и в схеме У.М. Ферниша (аммоноидеи).

целью оценить возможности ее применения в пределах этой области.

ГРАНИЦЫ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

Нижняя граница перми, принятая в глобальной шкале, установлена по конодонтам в разрезе Айдаралаш (Davydov et al., 1995). Она подкреплена фузулинидами и аммоноидеями и легко прослеживается во многих разрезах Тетиса по смене фузулинидовых комплексов зон *Ultradaixina bosbytaensis* и *Sphaerjischwagerina vulgaris*–*S. fusiformis* (Leven, Davydov, 1979; Watanabe, 1991; Leven, 1992b; Davydov, 1995; Krainer, Davydov, 1998).

Верхняя граница пермской системы официально еще не принята. В глобальной шкале она

проводится в основании конодонтовой зоны *Hindeodus parvus*, согласно рекомендациям рабочей группы SPS по границе перми и триаса (Yin, 1997; Vote on..., 1999). Поскольку эти рекомендации основаны на разрезах, расположенных в Южном Китае, нет никаких проблем с ее трассированием в пределах Тетиса. Распознаваема она и в некоторых бореальных разрезах, где проходит в верхней части аммоноидной зоны *Otoceras boreale* (Kozur, 1998).

ОТДЕЛЫ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

В глобальной шкале в перми выделяется три отдела. В принципе, это вполне приемлемо и для тетической шкалы. Трехчленной схемы уже давно придерживались многие специалисты по стратиграфии перми Тетиса. Действительно, средняя пермь начиналась с широкой кубергандинской трансгрессии, обусловившей существенную перестройку всей морской биоты (Левен, 1993; Левен и др., 1996). В Китае долгое время с этим событием связывали границу карбона и перми. На рубеже средней и поздней перми происходило катастрофически быстрое вымирание, охватившее большинство групп морских организмов. Вероятно, оно было связано с быстрой регрессией и явилось началом Великого позднепермского вымирания (Левен, 1993; Левен, Корчагин, в печати; Jin, 1993; Jin et al., 1994). Таким образом, идея о трехчленном делении перми не нова и вполне согласуется с естественными событиями пермской истории. Поэтому введение в глобальную шкалу гваделупского отдела можно лишь приветствовать. При этом, однако, следует констатировать, что признак (появление конодонтового вида *Jinogondolella nankingensis*), положенный в основу при проведении нижней границы отдела в типовых разрезах Делаварского бассейна Северной Америки, не может эффективно использоваться при трассировании этой границы в пределах Тетиса, где этот вид встречается крайне редко. Подробное об этом будет сказано при рассмотрении вопросов корреляции ярусов и их границ.

Верхняя граница отдела, устанавливаемая в разрезах Южного Китая в кровле известняков маокоу (Jin, 1999), по конодонтам довольно точно фиксируется в кровле формации экпитен Делаварского бассейна (Mei et al., 1998).

ЯРУСЫ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

Ассельский ярус. Все ярусы, вошедшие в нижний, предуральский, отдел перми, установлены на Урале. Возможность их использования в пределах Тетиса уже неоднократно обсуждалась (Левен, 1967, 1979, 1980б; Левен, Давыдов, 1991; Левен и др., 1992; Левен, Щербович, 1978; Мовшович и др., 1979 и др.). Общий вывод из этих

обсуждений, состоящий в том, что из-за начавшейся в сакмарском веке изоляции Восточноевропейского бассейна прослеживание уральских ярусов в пределы Тетиса становится все более затруднительным, остается в силе и по настоящий день. Свободные связи, существовавшие между бассейнами Урала и Тетиса в самом начале перми, способствовали широкому обмену фауны, благодаря чему ассельский ярус, в том числе и его зоны, хорошо распознается по фузулинидам на всем пространстве Тетиса. Так же как и в стратотипическом регионе Южного Урала, для ассельского комплекса фузулинид характерно присутствие субсферических форм со свободно навитой спиралью, принадлежащих родам *Sphaeroschwagerina*, *Pseudoschwagerina*, *Paraschwagerina*, *Zellia*, в сочетании с многочисленными *Rugosofusulina*, *Dutkevitchia*, *Pseudofusulina*. Особую близость с южноуральскими имеют фузулинидовые комплексы из относительно близко расположенных районов Тетиса и, в частности, Ферганы и Дарваза. Благодаря этому, здесь возможно подразделение ассельского яруса на те же три зоны, что и на Урале (Бенш, 1972; Левен, Щербович, 1978; Левен, Давыдов, 1991). Ассельские фузулиниды отсутствуют в южных, Перигондванских районах Тетиса (Южный Афганистан, Южный Памир, Каракорум, Гималаи, Южный Тибет) и выделение ассельского яруса здесь пока невозможно. Попытки сделать это по другим группам фауны не внушают доверия, поскольку, как правило, они основываются на косвенных данных, а не на прямых корреляциях с типовыми разрезами стратотипической области.

Сакмарский ярус. Так же как и ассельский, сакмарский ярус включен в тетическую шкалу, хотя выделение его в разрезах этой области сопряжено с большими трудностями, чем ассельского. Причин тому две: отсутствие точной дефиниции границ яруса в стратотипической области и начавшаяся изоляция Восточноевропейского бассейна от Тетиса.

Выделив сакмарский ярус и определив характерные комплексы аммоноидей как для яруса в целом, так и для составляющих его тастубского и стерлитамакского горизонтов, В.Е. Руженцев обошел вниманием проблему его нижней границы, что связано с отсутствием разрезов, где можно было бы наблюдать характер смены этих комплексов. Установив эту границу в кровле курманской свиты Кондуровского разреза в Оренбургском Приуралье, он ориентировался не столько на аммоноидей, сколько на фузулинид. Согласно представлениям Д.М. Раузер-Черноусовой (1965), с этой границей связана крупная перестройка фузулинидовых сообществ. На смену ассельскому, в котором большую роль играли *Sphaeroschwagerina*, *Pseudoschwagerina*, *Rugosofusulina*, *Dutkevitchia*, пришло существенно обедненное со-

общество, состоящее преимущественно из видов рода *Pseudofusulina*. Среди последних в нижней зоне сакмарского яруса наиболее заметными были *Pseudofusulina moelleri* (Schellwien). Для этой зоны характерны также парашвагеринины типа *Paraschwagerina mira* Rauser.

В разрезах Тетиса сакмарский ярус выделяется по фузулинидам, хотя по сравнению со стратотипической областью, комплекс последних имеет существенные отличия. Так, в сакмарский ярус проходят почти все роды и многие виды, характерные для ассельского яруса. Поэтому граница между ярусами здесь выглядит более размытой. Тем не менее, появление многочисленных парашвагерин, типа *P. mira*, и псевдофузулин из группы *Ps. moelleri* позволяет проводить ее более или менее уверенно (Бенш, 1972; Левен, Щербович, 1980). На этой же границе в разрезах Дарваза, Японии и Карнийских Альп появляются робустошвагеринины типа *Robustoschwagerina schellwieni* (Hanzawa), *R. geyeri* (F. et G. Kahler), целлии, типа *Zellia heritschi* F. et G. Kahler, а также первые *Darvasites* (Левен, Щербович, 1978, 1980; Watanabe, 1991; Forke, 1995). Все перечисленные роды и виды фузулинид, а также многочисленные *Pseudofusulina* и *Rugosofusulina*, в совокупности позволяют считать содержащие их слои, выделяемые в генозону *Robustoschwagerina*, *Paraschwagerina*, относящимися к сакмарскому ярусу, хотя при этом нет полной уверенности, что границы этой зоны (особенно верхняя) и яруса в точности совпадают.

Правильность отнесения зоны *Robustoschwagerina*, *Paraschwagerina* к сакмарскому ярусу подтверждается данными по аммоноидеям и конодонтам. Так, на Дарвазе вместе с фузулинидами названной зоны обнаружены аммоноидеи, в числе которых несколько видов родов *Bosites*, *Synartinskia*, *Medlicottia*, *Paragastrioceras*, близких к видам из сакмарских отложений Приуралья. По мнению Т.Б. Леоновой, этот комплекс позволяет коррелировать вмещающие слои с сакмарским ярусом (Левен и др., 1992). В Карнийских Альпах с аналогичными фузулинидами найдены конодонты *Mesogondolella cf. bisselli* (Clark et Behnken), *Sweetognathus inornatus* Ritter и *Sw. aff. whitei* (Rhodes), характерные для верхов сакмарского яруса и низов артинского (Forke, 1995). Аналогичные находки известны из разрезов Японии и Китая.

Артинский ярус. В тетической шкале место артинского яруса занимает яхташский. Последний выделяется по фузулинидам и охватывает генозону *Pamirina*, *Chalaroschwagerina*. Его нижняя граница проводится по появлению этих родов, верхняя – по первому появлению рода *Misellina*, представленного подродом *Brevaxina*. Если сообщество сакмарских фузулинид Тетиса еще имеет определенные черты сходства с таковым Восточ-

ноевропейского бассейна, то артинские и яхташские сообщества совершенно различны. Поэтому прямые корреляции соответствующих ярусов по фузулинидам невозможны. Проводить параллели между этими ярусами позволяют аммоноидеи и конодонты.

Так на Дарвазе в стратотипе яхташского яруса в его верхней части, наряду с типичными для яруса фузулинидами, такими как *Pamirina darvasica* Leven, *Chalaroschwagerina vulgaris* (Schellwien et Dyhrenfurth), *Darvasites ordinatus* (Chen), *Pseudofusulina krafftii* (Schellwien et Dyhrenfurth), обнаружен богатый комплекс аммоноидей. По данным Т.Б. Леоновой среди них имеются виды родов *Daraelites*, *Propinacoceras*, *Thalassoceras*, *Metalegoceras*, *Eothinites*, *Kargalites*, *Almites*, *Cardiella*, *Crimites*, *Neocrimites*, по уровню развития "...близкие с уральскими позднеартинскими видами соответствующих родов". Это позволяет сделать вывод, что "...верхнюю половину яхташского яруса можно коррелировать с верхней половиной артинского яруса Урала" (Левен и др., 1992). Конодонты, найденные вместе с аммоноидеями, представлены *Mesogondolella bisselli* (Clark et Behnken) и *Sweetognathus inornatus* Ritter, на Урале встречающимися в верхах сакмарского и в артинском ярусах. Аналогичные данные получены по разрезу Южного Китая, где в слоях с *Pamirina darvasica* (формация лонглин или лонглинский ярус) обнаружены артинские аммоноидеи – *Propinacoceras simile* Haniel, *Popanoceras kueichowense* (Chao), *Daraelites cf. elegans* Tchernow, *Eothinites sp.* и др. и конодонты – *Sweetognathus whitei* (Rhodes) (Zhou, 1988, 1989a, 1989b; Sheng, Jin, 1994).

Из приведенных данных следует, что яхташский ярус примерно отвечает артинскому. Однако, чтобы говорить о полном их соответствии, требуется более точная корреляция границ этих подразделений, дефиниция которых должна быть уточнена на основе дополнительных сборов аммоноидей и конодонтов как в разрезах Урала, так и Тетиса. Кроме того, необходима более точная, чем сейчас, корреляция конодонтовой, аммоноидной и фузулинидовой зональных схем.

Кунгурский ярус. Обычно с этим ярусом в тетической шкале сопоставляется болорский ярус. Это следует, главным образом, из залегания последнего выше яхташского яруса, сопоставляемого, в свою очередь, с артинским. Возможности прямого сопоставления этих ярусов очень незначительны, имея в виду плохую палеонтологическую охарактеризованность кунгурского яруса на Урале и эндемизм многих характеризующих его ископаемых. Фузулиниды в кунгурском ярусе крайне редки и представлены видами парафузулин, близкими таковым из верхов артинского яруса и не встречающимися в пределах Тетиса. Аммоноидеи из нижней части яруса (саранинский

горизонт) мало чем отличаются от верхнеартинских. Вверх по разрезу происходит резкое обеднение комплекса и уже в средней части яруса аммоноидеи представлены почти исключительно эндемичными видами рода *Uraloceras*, проходящего сюда из артинского яруса. В разрезах же Юго-Восточного Памира из слоев с типично болорскими фузулинидами описан богатый комплекс аммоноидей (бузтеринский). По мнению Т.Б. Леоновой (Леонова, Дмитриев, 1989) составляющие его формы "...несколько моложе байгенджинских (верхнеартинских – Э.Л.) Урала, а охарактеризованные ими болорские отложения занимают в общей стратиграфической шкале положение выше артинского яруса и соответствуют кунгурскому...". К аналогичному выводу приходит Х. Козур на основании изучения конодонтов (Kozur, 1995, 1998; Kozur et al., 1994). В рассматриваемом интервале разреза перми Юго-Восточного Памира он выделяет два комплекса – *Mesogondolella shindyensis* – *M. intermedia* и *Neostreptognathodus idahoensis* – *N. leonovae*. В первом из них отмечен *Neostreptognathodus exculptus* Igo – вид, который на западе Северной Америки появляется вместе с *N. pnevi* Kozur et Movshovich. Последний, в свою очередь, характерен для основания саранинского горизонта в разрезах Урала (сылвинские рифы и шуртанские слои), и по его появлению сейчас предлагается проводить нижнюю границу кунгурского яруса (Kozur, 1995, 1996, 1998; Jin et al., 1997; Чувашов и др., 1999). *N. idahoensis* (Youngquist, Hawley et Miller) из второго комплекса является наиболее распространенным видом в кунгурских и коррелируемых с ними отложениях разных районов Земного шара.

Таким образом, на основании приведенных данных можно говорить о примерном соответствии кунгурского яруса болорскому, но, как и в случае с сакмарским и артинским ярусами, проблема точной корреляции границ этих ярусов еще остается нерешенной. Действительно, пока нет ни одного свидетельства одновременности появления первых *Misellina*, с чем связывается начало болорского яруса, и первых *N. exculptus* и *N. pnevi*, обозначающих нижнюю границу кунгурского яруса. О степени соответствия верхних границ этих ярусов будет сказано ниже.

Рoadский ярус, как уже говорилось, установлен У.М. Фернишем (Furnish, 1973) по аммоноидеям. Основу комплекса этих ископаемых составили обнаруженные в формации Рoad Каньон Стекланых Гор Техаса первые представители отряда цератитов (род *Paraceltites*), новые роды *Glassoceras*, *Texoceras*, и новые виды родов *Perrinites*, *Eumedicotia*, *Perritrochia*. Близкий комплекс встречен также в формации Катофф Гваделупских гор и в слоях Мид Пик формации Фосфория в штате Айдахо. В последнем из названных местонахождений обнаружен также род *Daubichites*, имеющий широ-

кое распространение во многих разрезах Бореальной области, а также в Южном Китае и даже Австралии, что, как будто, обеспечивало возможность глобального трассирования роадского яруса. Ниже будет показано, что это не совсем так.

Ферниш не определил точных границ роадского яруса и не указал стратотипа. Из его данных, впрочем, как и данных других специалистов по аммоноидеям, принимающим роадский ярус, остается неясным, как быстро происходила смена каседральского (артинского по Фернишу и кунгурского по современным представлениям) комплекса роадским и насколько одновременно появились составляющие его роды и виды. Нет четких указаний и о верхней границе яруса, хотя можно понять, что она связывалась с появлением рода *Waagenoceras*, как это впоследствии стало общепринятым.

В обсуждаемой глобальной ярусной шкале проблема объема и границ роадского яруса решается на основе конодонтов (Glenister et al., 1999). По объему ярус приравняется конодонтовой зоне *Jinogondolella nankingensis*. Его нижняя граница проводится по первому появлению зонального вида, отпочковавшегося от *Mesogondolella idahoensis idahoensis* (Youngquist, Hawley et Miller). В Гваделупских горах Техаса это наблюдалось в 43 м выше основания формации Катофф – в верхней части слоя Эль Центро (рис. 1). Именно здесь зафиксирована точка глобального стратотипа (GSSP) нижней границы яруса и, соответственно, всей гваделупской серии. В Стекланых горах переход *M. idahoensis idahoensis* (Youngquist, Hawley et Miller) в *J. nankingensis* (Ching) отмечен в нижней трети формации Рoad Каньон (Wardlaw, Grant, 1987). Граница роадского яруса с вордским проводится по первому появлению *Jinogondolella asertata* (Clark et Behnken) – прямого потомка *J. nankingensis*. GSSP этой границы располагается внутри известняков Гетевей формации Черри Каньон Гваделупских гор. В Стекланых горах граница проходит между слоями Виллис Рэнч и Эпел Рэнч внутри формации Ворд в классическом понимании объема последней. В обоих случаях она занимает существенно более высокое положение, чем уровень первого появления аммоноидного рода *Waagenoceras*. Соответственно, объем роадского яруса в новой (конодонтовой) интерпретации превышает таковой, предложенный Фернишем по аммоноидеям.

Фузулины роадского яруса однообразны и представлены, в основном, родом *Parafusulina*. Фузулиновые границы яруса весьма расплывчаты. Видовой состав роадских парафузулин эндемичен, что препятствует их использованию для широких корреляций, в том числе и с разрезами Тетиса. При таких корреляциях обычно упор делается на конодонты и аммоноидеи. Ниже будет

показано, как в настоящее время решается проблема прослеживания роадского яруса из стратотипического региона (Делаварский бассейн Северной Америки) в область Тетиса.

В разрезах тетического типа аммоноидеи, сравниваемые с роадскими, обнаружены на Юго-Восточном Памире, в Афганистане, возможно, в Крыму, а также в ряде разрезов Южного Китая.

В первом случае это так называемый “кубергандинский комплекс”, описанный О.Г. Туманской (1935), которая сравнивала его с вордским комплексом Техаса. Заметим, что слои, впоследствии выделенные как роадские, в то время включались в формацию Ворд. С роадским кубергандинским комплексом аммоноидей сопоставила М.Ф. Богословская. По ее мнению, “...кубергандинские аммоноидеи бесспорно более молодые, чем артинско-кунгурские, так как имеют в своем составе виды родов *Epiglyphioceras*, *Stacheoceras*, *Paraceltites*, впервые появившихся в роадском комплексе Северной Америки... Одновременно кубергандинские аммоноидеи определенно древнее вордских, поскольку среди них присутствуют роды *Batyaniceras*, *Rorapoceras*, неизвестные выше роада...” (Чедия и др., 1986). Кубергандинские аммоноидеи приурочены к нижней зоне кубергандинского яруса (зоне *Armenina*, *Misellina ovalis*) в разрезе его стратотипа (р. Куберганды, ЮВ Памир). Непосредственно ниже залегают отложения болорского яруса с *Misellina termieri* (Deprat), *M. parvicostata* (Deprat), *Brevaxina otakiensis* (Fujimoto) и др. Аммоноидеям сопутствуют *Misellina ovalis* (Deprat), *Armenina salgirica* A. M.-Maklay, первые *Yangchienia* и *Pseudodoliolina* (Левен, 1981; Чедия и др., 1986).

На Памире верхняя зона кубергандинского яруса (зона *Cancellina cutalensis*) аммоноидеями не охарактеризована, но они хорошо представлены в этом интервале разреза в обнажении Тезак Центрального Афганистана (Termier et al., 1972; Desprat et al., 1972). Родовой и в значительной степени видовой состав комплекса этих ископаемых почти не отличается от кубергандинского и с полным основанием может быть сопоставлен с роадским. Аммоноидеям сопутствуют фузулиниды зоны *Cancellina cutalensis* (Leven, 1997). Несколькими выше по разрезу встречены фузулиниды низов мургабского яруса, такие как *Neoschwagerina simplex* Ozawa и *Presumatrina neoschwagerinoides* (Deprat).

С фузулинидами нижней зоны мургабского яруса аммоноидеи встречены в образце 110/1 обнажения Кичхи-Бурну на р. Марта в Крыму (Kotlyar et al., 1999). Отсюда определены *Propinacoceras* sp., *Prostacheoceras tauricum* (Toumansky) и *Cardiella* (?) *kussica* (Toumansky). Ю.Д. Захаров, производивший определения, считает этот комплекс кубергандинским или роадским, что по

мнению М.Ф. Богословской (личное сообщение) не имеет достаточного обоснования. Ю.Д. Захаров в своих выводах, кроме личных материалов, опирается также на данные О.Г. Туманской (1931), приводя большой список форм, описанных ею из обнажения Кичхи-Бурну (мартинский комплекс). Однако это обнажение состоит из нескольких известняковых глыб, в которых, наряду с нижнемургабскими, встречаются фузулиниды из более высоких зон этого яруса (Миклухо-Маклай, 1957). Поэтому не исключено, что аммоноидеи, собранные О.Г. Туманской, приурочены именно к этим глыбам и датироваться они должны как более молодые. О.Г. Туманская сравнивала их с сицилийскими (т.е. вордскими), в чем ее поддерживает М.Ф. Богословская (1984).

В Южном Китае с роадским обычно сопоставляется комплекс аммоноидей из формации Куфен, включающий такие роды, как *Kufengoceras*, *Altudoceras*, *Paraceltites*, *Daubichites*, *Cibolites* (Zhou, 1986, 1989a; Sheng, Jin, 1994). Перечисленные аммоноидеи не сопровождаются находками фузулинид и определить их точное положение в тетической шкале трудно. Чаще всего это делается на основании положения в разрезе формации Куфен, которая перекрывает формацию Чися и замещает по простираанию формацию Маокоу или какую-то ее часть. В последних работах китайскими стратиграфами выделяется куфенский ярус в объеме двух фузулинидовых зон (*Neoschwagerina craticulifera* и *N. margaritae*), отвечающих верхней половине мургабского яруса, и трех цефалоподовых зон – *Altudoceras*–*Paraceltites*, *Kufengoceras* и *Waagenoceras* (Sheng, Jin, 1994). С роадскими сопоставляются аммоноидеи нижних двух зон.

Суммируя приведенные данные о распространении аммоноидей роадского типа в разрезах Тетиса, можно констатировать, что они встречаются от основания кубергандинского яруса (зона *Armenina*, *Misellina ovalis*) и, по крайней мере, до середины мургабского (зоны *Neoschwagerina craticulifera*). Если ориентироваться на аммоноидеи, то нижняя граница роадского яруса, а, следовательно, и гваделупского отдела, отвечает основанию кубергандинского яруса. В разрезах Тетиса на этом уровне наблюдаются очень существенные изменения в составе фузулинидовых и цефалоподовых сообществ и он в наибольшей степени отвечает границе отделов пермской системы (Левен и др., 1996). Что касается верхней границы роадского яруса в разрезах тетического типа, то по аммоноидеям она не определяется. Во-первых, как мы видели, даже в типовых разрезах Техаса она аммоноидеями не обозначена, поскольку наиболее характерные представители вордского комплекса (род *Waagenoceras*) появляются внутри роадского яруса в современной его трактовке. Во-вторых, в разрезах Тетиса первое появление этого комплекса, включающего ваагеноцерасов, точно

Левен (в настоящей статье)		Henderson et al., 1999	
Мидий	Yabeina, Metadoliolina	Слой 50–55	J. aserrata
	Yabeina, S. longissima	49	J. nankingensis
Мургаб	N. margaritae	46–48	J. nankingensis
	S. annae, A. schencki		
		28–45	Swetognathus subsymmetricus
Куберганда	N. simplex, P. neoschwagerinoides		
	C. dutkevitchi		
	Yangchenia, M. ovalis, Armenina salgirica, Paraf. ynnanica	25–27	M. siciliensis M. phosphoriensis, M. saraciniensis, M. saraciniensis, H. gulloides
Болор		22–24	
	M. termieri	18–21	M. gujoensis
	M. changmoensis		

Рис. 2. Расчленение разреза Луодиань в подразделениях тетической фузулинидовой шкалы (слева) и конодонтовой глобальной шкалы (справа).

Фузулиниды: S. – Sumatrina; N. – Neoschwagerina; A. – Afghanella; P. – Presumatrina; C. – Cancellina; M. – Mischellina; Paraf. – Parafusulina.

Конодонты: M. – Mesogondolella; H. – Hindeodus; J. – Jinogondolella.

не зафиксировано. Можно лишь отметить, что бесспорно вордские аммоидеи пока не известны ниже верхней половины мургабского яруса.

Переходя к конодонтам и оценивая возможности их использования для трассирования роадского яруса в область Тетиса, можно сказать следующее.

В том варианте, в каком ярус принят в глобальной шкале, четко обозначены его нижняя и верхняя границы, связываемые с первым появлением видов *Jinogondolella nankingensis* и *J. aserrata*, соответственно. Однако при этом не определен характерный для яруса комплекс родов и видов. Учитывая, что названные виды обитали лишь в теплых водах и их нет в отложениях, накапливавшихся в условиях более холодного климата или на относительно больших глубинах, отсутствие комплексной конодонтовой характеристики рассматриваемого яруса сильно сужает возможности его распознавания. Это в полной мере отразилось в разногласиях между специалистами по конодонтам в трактовке границ роадского яруса в разрезах Тетиса.

Зональный вид конодонтовой зоны *J. nankingensis*, в объеме которой предлагается выделять роадский ярус, в пределах Тетиса встречен пока лишь в двух-трех разрезах Южного Китая, что крайне ограничивает возможности применения этого вида для целей корреляции. Проблему можно было бы решить, если бы удалось определить точное положение указанной зоны по отношению к фузулинидовым зонам, по которым корреляция тетических разрезов осуществляется достаточно просто. Такая попытка была осуществлена на примере разреза Луодиань в провинции Гуйчжоу Южного Китая (Excursion Guidebook, 1994; Zhu, Zhang, 1994; Jin, 1998a, 1998b; Henderson et al., 1999). В этом разрезе (рис. 2) *J. nankingensis* впервые отмечена в слое 46, т.е. в 150 м выше первого появления зонального вида (*Neoschwagerina simplex*, слой 28) нижней зоны мургабского яруса и всего лишь в 25 м ниже появления *Yabeina* (слой 49) – рода, характерного для мидийского яруса. Уже в следующем слое 50 появляется *J. aserrata* – зональный вид вордского яруса, согласно новой дефиниции последнего (Excursion Guidebook, 1994). Наряду с конодонтами, в слое 46 встречены фузулиниды – *Sumatrina annae* Volz, *Afghanella megasphaerica* Leven, *Pseudodoliolina pseudolepida* (Depprat) и др., характерные для верхней половины мургабского яруса.

Основываясь на приведенных данных и формально следуя конодонтовой дефиниции роадского яруса, Меи Шилонг, а вслед за ним Ч.М. Хэндerson (Mei et al., 1998; Henderson et al., 1999), считают, что в рассматриваемом разрезе роадскому ярусу должны отвечать слои 46–49 общей мощностью в 78 м. В тетической шкале это соответствует верхам мургабского яруса с высокоразвитыми *Neoschwagerina* *Afghanella* и *Sumatrina* и низам мидийского яруса с *Yabeina*. Большая часть мургабского яруса и весь кубергандинский при этом относятся к кунгурскому ярусу нижней перми, а граница между предуральским и гваделупским отделами проводится внутри мургабского яруса. Этот вывод, основанный лишь на появлении в ограниченном числе разрезов одного вида конодонтов (*J. nankingensis*), абсолютно не согласуется с изложенными выше данными по аммоидеям. Кроме того, проводимая внутри мургабского яруса граница отделов перми не находит подтверждения, если рассматривать ее с событийной точки зрения, и не отмечена сколько-нибудь существенной перестройкой в фузулинидовом сообществе. Все это делает такую границу искусственной и практически нераспознаваемой, по крайней мере, в пределах Тетиса.

Выводы Меи и Хэндersonа подверглись критике со стороны Коцура, имевшего возможность ознакомиться с коллекцией конодонтов из разреза Луодиань (Kozur, 1998). По его мнению, нижнюю границу роадского яруса в рассматриваемом

мом разрезе надо проводить не по появлению *J. nankingensis*, которая, вероятно, переотложена, а по появлению нескольких видов гладких гондоллелид, являющихся более холодноводными (или глубоководными). Они, так же как *J. nankingensis*, отпочковались от *Mesogondolella idahoensis* на рубеже кунгурского и роадского веков и развивались по двум линиям: *M. idahoensis*–*M. saraciniensis*–*M. siciliensis* и *M. idahoensis*–*M. phosphoriensis*. Опираясь на эти представления, Коцур передатировал слои с конодонтами разреза Луодиань. Его выводы почти в точности совпали с фузулинидовыми датировками, осуществленными автором настоящей статьи и основанными как на опубликованных списках фузулинид (Zhu, Zhang, 1994; Excursion Guidebook, 1994), так и на результатах изучения личных материалов, собранных во время экскурсии, проведенной в рамках Международного симпозиума по стратиграфии перми (Гуйан, 1994). Сравнение датировок, сделанных по фузулинидам автором и по конодонтам Коцуром, показано на рис. 2. Так, бреваксины и примитивные миселлины типа *B. dyhrenfurthi* (Dutkevich), *M. termieri* (Deprat), *M. changmoensis* Dong из слоев 18 и 21b однозначно указывают на болорский ярус, хотя в слое 21b уже отмечены первые *Parafusulina yunnanica* Sheng, получившие широкое развитие в кубергандинском веке. Первые заведомо кубергандинские фузулиниды (*Yangchienia*) появляются в слое 25a. Слои 22–24 фузулинидами не охарактеризованы, но вероятно, что они также принадлежат уже кубергандинскому ярусу. В слое 25b фузулиниды представлены *Armenina salgirica* A. M.-Maklay, *Misellina megalocula* Wang et Sun, *M. confragaspira* Leven, *Yangchienia* sp., *Parafusulina yunnanica* Sheng – комплексом, типичным для нижней зоны этого яруса – зоны *Armenina*, *Misellina ovalis*.

По конодонтам Коцур слой 18 также считает болорским, на что указывает присутствие в них *Mesogondolella gujoensis* (Igo). Слои 19–21 характерных конодонтов не содержат, но в слое 22 встречены *Gulldodus catalanoi* (Gullo et Kozur), *Mesogondolella saraciniensis* Gullo et Kozur и *Hindeodus gulloides* Kozur et Mostler. Эти виды характерны для роадского яруса, но не исключено и более раннее появление некоторых из них. Поэтому слои 22, а также 23 и 24 хотя и отнесены Коцуром к роадскому ярусу, но с некоторыми оговорками. Типично роадскими он считает слой 25b, откуда определены *M. saraciniensis* Gullo et Kozur, *M. phosphoriensis* (Younquist, Hawley et Miller) и *M. siciliensis* (Kozur) (вверху). Как можно видеть, положение границы кунгурского и роадского ярусов в интерпретации Коцура почти в точности совпадает с ее положением между болорским и кубергандинским фузулинидовыми ярусами тетической шкалы. Что касается верхней границы роадского яруса в разрезе Луодиань, то она Коцуром не рассматривалась. В принципе же он счита-

ет неудачным выбор в качестве ее маркера момент первого появления *J. aserrata*, поскольку этот вид обитал только в приповерхностных водах теплых морей, в силу чего его корреляционный потенциал очень ограничен (Kozur, 1998).

Суммируя приведенные данные по конодонтам, основанные на разрезе Луодиань, можно констатировать следующее.

1. Нижняя граница роадского яруса, если проводить ее по холодноводным (глубоководным) гладким гондоллелидам, совпадает с нижней границей кубергандинского яруса тетической шкалы. Как было показано выше, к аналогичному выводу приводят и аммоноидеи из стратотипа кубергандинского яруса.

2. Если эту границу в рассматриваемом разрезе связывать с появлением *J. nankingensis*, то она пройдет в верхах мургабского яруса. При этом не померно увеличивается объем кунгурского яруса, с которым, кроме болорского, придется сопоставлять кубергандинский и большую часть мургабского. Поскольку маловероятность этого очевидна, приходится предполагать, что либо в разрезе Луодиань *J. nankingensis* является переотложенной, либо этот вид в Тетисе существовал позже, чем в Делаварском бассейне Северной Америки. В последнем случае он вообще не пригоден как маркер нижней границы роадского яруса и гваделупского отдела в целом.

Вордский ярус, также как и роадский, установлен У.М. Фернишем по аммоноидеям в объеме генозоны *Waagenoceras* (Furnish, 1973). Такого же подхода к пониманию объема яруса первоначально придерживались авторы предложения о включении гваделупского отдела и составляющих его ярусов в глобальную хроностратиграфическую шкалу (Glenister et al., 1992). Нижнюю границу яруса предлагалось проводить по первому появлению *Waagenoceras* внутри сланцев Пипелайн основания формации Браши Каньон разреза Гваделупских гор (рис. 1). В Стекланных горах этому уровню соответствовало основание известняков Виллис Рэнч из средней части формации Ворд в традиционном ее понимании. Границу вордского и следующего кэпитенского яруса предлагалось связывать с появлением потомка ваагеноцерасов – рода *Timorites*. В разрезе Гваделупских гор впервые *Timorites* отмечены в слоях Манзанита вблизи кровли формации Черри Каньон (Furnish, 1973).

Современная трактовка объема и границ вордского яруса существенно иная и целиком базируется на конодонтах. Ярус приравняется к зоне *Jinogondolella aserrata*, границы которой проходят внутри вордского и кэпитенского ярусов в прежнем (аммоноидном) их понимании. GSSP нижней границы вордского яруса, как уже говорилось, устанавливается несколько ниже кровли известняков Гетевей формации Черри Каньон раз-

реза Гваделупских гор и совпадает с первым появлением индекс-вида. В Стекланных горах эта граница пройдет между известняками Виллис Рэнч и Эпел Рэнч формации Ворд (Glenister et al., 1999).

Переходя к проблеме распознавания вордского яруса в пределах Тетиса, можно отметить, что ее решение связано с не меньшими трудностями, чем попытки протянуть сюда роадский ярус. Фузулиниды вордского яруса мало отличаются от роадских. Они эндемичны, не встречаются за пределами Западного Техаса и поэтому непригодны для широких корреляций. Как аммоноидеи, так и конодонты в соответствующем интервале разрезов тетического типа встречаются редко и их находки плохо скоррелированы с находками фузулинид.

Типично вордский (по Фернишу) комплекс аммоноидей хорошо представлен в изолированных известняковых глыбах Сицилии и Тимора (Gemellaro, 1887; Gerth, 1950). Отдельные представители этого комплекса отмечены также на Дальнем Востоке, в Тунисе, Китае, Японии. По-видимому, вордским является и мартинский комплекс, описанный О.Г. Туманской (1931) из местонахождения Кичхи-Бурну в Крыму. Традиционно в Тетисе отложения с вордским комплексом аммоноидей приравнивались к мургабскому ярусу, выделяемому в объеме генозоны *Neoschwagerina*. Действительно, в тех случаях, когда совместно с вордскими аммоноидеями встречаются фузулиниды, среди последних обычно присутствуют представители зонального рода. Однако стратиграфический диапазон неошвагерин превышает объем мургабского яруса, поскольку они проходят в мидийский ярус. В хорошо датированных фузулинидами разрезах ваагеноцерасы с достаточно сложной лопастной линией обнаружены пока лишь с высокоразвитыми неошвагеринами, не встречающимися ниже верхней половины мургабского яруса. В наиболее известном местонахождении вордских аммоноидей в Социо на Сицилии (Рупе де Пассо ди Бургио) фузулиниды (*Kahlerina*, *Rauserella*, *Dunbarula*, *Sumatrina longissima* Deprat) принадлежат низам мидийского яруса (Левен, 1996; Kozur, Davydov, 1996). Мидийскими являются фузулиниды, встреченные совместно с вордскими аммоноидеями в Тунисе (*Dunbarula*, *Neoschwagerina*, *Yabeina*) и в местонахождении Кэч Крик Британской Колумбии, Канада (*Yabeina*) (Miller, Furnish, 1957; Ross, 1971). Таким образом, достоверно известные на сегодняшний день пределы распространения вордского (по Фернишу) комплекса аммоноидей в Тетисе и, прежде всего, рода *Waagenoceras* – верхняя половина мургабского яруса и низы мидийского. Если присоединиться к мнению М.Ф. Богословской (1984) о близости с вордским мартинского комплекса аммоноидей Крыма, то не исключено, что эти преде-

лы можно будет расширить до основания мургабского яруса. Об этом свидетельствуют фузулиниды, богато представленные в местонахождении Кичхи-Бурну. Среди них большая часть принадлежит нижней зоне мургабского яруса, хотя в отдельных образцах присутствуют также средне- и верхнемургабские виды.

Конодонты (*J. asserrata* и *J. posterrata*), по которым сейчас фиксируются нижняя и верхняя границы вордского яруса, за пределами США встречены лишь в двух-трех разрезах Южного Китая. Поэтому говорить об их практическом использовании для выделения вордского яруса в тетических разрезах пока не приходится. Судя по фузулинидам (*Yabeina*, *Metadolololina*), встреченным совместно с этими конодонтами в разрезе Луодиянь (рис. 2), вордский ярус в его современной конодонтовой дефиниции целиком располагается внутри мидийского яруса тетической шкалы (Excursion Guidebook, 1994; Mei et al., 1998) (рис. 3). На его конодонтовых границах сколько-нибудь существенных рубежей в развитии фузулинид не отмечено, поэтому трассирование этих границ по фузулинидам невозможно.

Из вышеизложенного можно заключить:

1. Фузулиниды вордского яруса типовых разрезов Техаса эндемичны и не пригодны для его трассирования в область Тетиса.
2. Комплекс аммоноидей вордского яруса в новом сокращенном понимании объема последнего точно не обозначен. Поэтому по аммоноидеям такой ярус в разрезах Тетиса (также, как и в типовых разрезах Техаса) выделить невозможно. Если ориентироваться на вордский комплекс аммоноидей в его традиционном понимании, то элементы этого комплекса отмечаются в ряде разрезов Тетиса. Однако пределы распространения принадлежащих ему родов и видов не ясны. По имеющимся данным они встречаются в интервале от верхней части мургабского яруса до нижней мидийского, включительно. Не исключено, что нижний предел их распространения опускается до основания мургабского яруса.
3. Судя по конодонтам, вордский ярус составляет какую-то часть мидийского. Виды, по которым проводятся границы вордского яруса, встречены только в США и на юге Китая и для широких корреляций в пределах Тетиса непригодны. Значение конодонтов еще более снижается тем, что руководящий комплекс этих ископаемых для рассматриваемого яруса вообще еще не установлен.

Кэпитенский ярус установлен Фернишем в объеме цефалоподовой зоны *Timorites* без указания стратотипа и границ (Furnish, 1973). Наиболее полные сборы цефалопод этой зоны, определившие палеонтологические особенности яруса, сделаны на Тиморе (местонахождение Баслео) и в

Шкала Тетиса (Левен, 1980)		Конодонты				Аммоноидеи	
Ярусы	Зоны	Henderson et al., 1999		Kozur, 1998		Богословская и др., 1999	
Джультинский (s. s.)	Clarkina leveni	Лопнин	Уцяпин	Лопнин	Джультфа (s. l.)	P ₂	Джультфа
	Araucoceras						
Мидийский	Eoaucoceras	Гваделупский	Кэпитен	Гваделупский	Кэпитен	P ₂	Кэпитен
	L. kumaensis						
	L. multiseptata, Y. globosa						
Мургабский	A. robbinsae, Y. archaica	Предуральный	Кунгур	Гваделупский	Род	P ₁	Кунгур
	A. schencki						
	A. tereshkovae						
Кубергандинский	P. neoschwagerinoides, N. simplex	Предуральный	Кунгур	Гваделупский	Род	P ₁	Кунгур
	C. cutalensis						
Болорский	Armenina, M. ovalis						
	M. parvicostata						

Рис. 3. Варианты корреляции ярусов гваделупского отдела глобальной шкалы с ярусами тетической шкалы.

Фузулиниды: M. – Misellina; C. – Cancellina; N. – Neoschwagerina; P. – Presumatrina; A. – Armenina; Y. – Yabeina; L. – Lepidolina.

Мексике (местонахождение Лас Делиcias). В разрезе Гваделупских гор, принятом сейчас в качестве типового для рассматриваемого яруса, тиморитесы встречены в слоях Манзанита верхов формации Черри Каньон и в слоях Хеглер формации Белл Каньон (рис. 1). Несмотря на то, что слои Хеглер располагаются в самом основании формации Белл Каньон, последняя почти целиком отнесена к кэпитенскому ярусу, исключая венчающие ее известняки Ламар. Эти известняки относились Фернишем к амарассийскому ярусу, цефалоподовая характеристика которого приводилась им на основании сборов из известных местонахождений на Тиморе и в Мексике. Наиболее характерной особенностью амарассийского комплекса является появление рода *Cyclolobus* и первых ксенодисцид. Сами известняки Ламар аммоноидеи не содержат и отнесение их амарассийскому ярусу в значительной степени условно. Следует отметить, однако, что недавно первые ксенодисциды (род *Xenaspis*) обнаружены в слоях Пинери формации Белл Каньон, т.е. существенно ниже известняков Ламар (Wardlaw, 1996).

Согласно принятой сейчас конодонтовой дефиниции рассматриваемого яруса, его нижняя граница (GSSP) фиксируется по первому появлению *Jinogondolella postserrata* вблизи кровли известняков Пинери и оказывается, таким образом, выше слоев с первыми Тиморитес и на уровне первого появления ксенодисцид (рис. 1). GSSP верхней границы яруса устанавливается в Южном Китае (Jin et al., 1998a, 1998b). В разрезе Гваделупских гор этому соответствует уровень вблизи кровли известняков Ламар, где, как и в разрезах

Южного Китая, на смену джиногондолеллам приходят кларкины (Kozur, 1998; Mei et al., 1998).

Переходя к корреляции кэпитенского яруса глобальной хроностратиграфической шкалы со шкалой Тетиса, так же как и в предыдущих случаях, мы сталкиваемся с трудностями прослеживания ярусных границ (особенно нижней), связанными с редкой встречаемостью конодонтов и аммоноидеи и с их неточной привязкой к фузулинидовой зональной шкале. Действительно, кэпитенские аммоноидеи, и прежде всего, *Timorites*, встречены в чрезвычайно ограниченном числе тетических разрезов и не сопровождаются фузулинидами. Поэтому в лучшем случае можно сказать, что содержащие их отложения принадлежат мидийскому ярусу. Кроме того, следует иметь в виду, что стратиграфическое распространение тиморитесов не ограничивается кэпитенским ярусом в его современной «конодонтовой» трактовке. Что касается конодонтов, то *J. postserrata*, по появлению которой предлагается проводить нижнюю границу яруса, кроме Техаса встречена только в двух-трех разрезах Южного Китая, где, судя по сопутствующим фузулинидам, приурочена к верхней половине мидийского яруса.

Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют, что в области Тетиса кэпитенский ярус может быть выделен только в ограниченном числе разрезов Южного Китая, где по конодонтам идентифицируются его нижняя и верхняя границы. В остальных случаях можно говорить лишь о приблизительном соответствии рассматриваемого яруса верхам мидийского. Признаки, которые могли бы заменить конодонтовые при трас-

сировании нижней границы яруса, пока не выявлены. Что касается верхней границы, то она более или менее совпадает с крупным биотическим кризисом, в результате которого вымирают крупные фузулиниды, большинство гониатитов, кораллов и многих других составляющих морской биоты (Jin et al., 1994; Левен, Корчагин, в печати). Поэтому ее трассирование в пределах Тетиса не представляет особых трудностей, хотя при этом и отмечаются некоторые разногласия, в том числе и принципиального характера. Так, например, GSSP этой границы официально намечается проводить по появлению *Clarkina postbitteri* в одном из разрезов Южного Китая (Jin et al., 1998a, 1998b). Х. Коцур (Kozur, 1998) предлагает либо опустить ее несколько ниже до основания зоны *C. altudaensis* или, наоборот, существенно поднять до основания зоны *C. leveni*. Но как бы то ни было, любой из предлагаемых вариантов может служить хорошо трассируемой в пределах Тетиса верхней границей кэпитенского яруса, а, следовательно, и гваделупского и лопинского отделов.

Лопинский отдел и составляющие его уцзяпинский и чансинский ярусы введены в глобальную хроностратиграфическую шкалу по предложению китайских стратиграфов и их выделение базируется на южнокитайских, т.е. тетических разрезах. Их границы хорошо обоснованы конодонтами, фузулинидами и аммоноидеями и трассирование этих ярусов в пределах всего Тетиса не вызывает особых трудностей. Проблемы возникают при попытках прослеживания ярусов за пределами Тетиса, но их рассмотрение не входит в задачу настоящей статьи.

ВЫВОДЫ

Оценка возможностей использования подразделений глобальной хроностратиграфической шкалы в пределах области Тетиса приводит к следующим выводам:

1. В принципе, представляется рациональным подразделение пермской системы на три отдела, поскольку трехчленная шкала адекватно отражает естественно-исторические процессы развития биосферы. Однако критерии проведения нижней границы гваделупского отдела требуют уточнения или пересмотра. Если, как это предлагается, связывать эту границу с появлением теплолюбивых (мелководных) *J. nankingensis*, то по имеющимся данным в тетической шкале она пройдет внутри мургабского яруса вблизи его кровли, где сколько-нибудь заметных изменений морской биоты не фиксируется. Иные результаты дает корреляция нижней границы гваделупского отдела по холодноводным конодонтам и аммоноидеям. В этом случае она пройдет в основании кубергандинского яруса Тетической шкалы, где отмечается существенное обновление комплексов мор-

ских ископаемых. На этом основании именно этот уровень может рассматриваться в качестве границы предуральского и гваделупского отделов. Возможно, указанные противоречия связаны с тем, что *J. nankingensis* в разрезах Южного Китая является переотложенной. Поэтому необходимы дополнительные поиски упомянутого вида в более низких слоях этих разрезов.

2. Ярусы нижнего, предуральского, отдела глобальной шкалы – ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский, по-видимому, отвечают ассельскому, сакмарскому, яхташскому и болорскому ярусам тетической шкалы. Однако недостаточная изученность тетических разрезов с точки зрения распределения в них конодонтов и аммоноидей, а также еще существующие разногласия в выборе критериев проведения границ между ярусами глобальной шкалы, не позволяют говорить об этом более определенно. Тем не менее, переход от нижнепермских ярусов тетической шкалы к ярусам глобальной вполне возможен. Исключением может стать лишь болорский ярус, соответствие которого кунгурскому пока остается под вопросом в свете отмеченных выше противоречий с положением нижней границы гваделупского отдела. Вопрос будет снят, если подтвердится, что эта граница в тетических разрезах проходит в основании кубергандинского яруса, а не в верхах мургабского.

3. Ни один из ярусов среднего, гваделупского, отдела в пределы Тетиса не прослеживается. На самом приблизительном уровне можно предполагать соответствие роадского, вордского и кэпитенского ярусов кубергандинскому, мургабскому и мидийскому, если при корреляции опираться на аммоноидеи, как это обычно делалось раньше. Однако проводить точную корреляцию по аммоноидеям не позволяет их редкая встречаемость. Современные “конодонтовые” границы ярусов глобальной шкалы существенно отличаются от границ, устанавливаемых на основании этапности развития аммоноидей. Если строго следовать конодонтовым дефинициям границ трех гваделупских ярусов глобальной шкалы, то по имеющимся данным все они укладываются в объем мидийского яруса тетической шкалы, лишь слегка захватывая верхи мургабского. Очевидно, что это делает роадский, вордский и кэпитенский ярусы абсолютно непригодными для использования их в пределах Тетиса, так как в этом случае их “конодонтовые” границы не находят подтверждения в фузулинидовой зональности, а без фузулинид прослеживание ярусов в тетических разрезах невозможно. Кроме того, непомерно увеличивается объем кунгурского яруса, которому должны будут соответствовать болорский, кубергандинский ярусы и большая часть мургабского, что также неприемлемо.

4. Два яруса верхнего, лопинского, отдела перми установлены по разрезам Южного Китая. Естественно, особых проблем с их использованием в пределах Тетиса не существует, особенно, если учесть их хорошую, сравнительно с гваделупскими ярусами, палеонтологическую характеристику. Некоторые разногласия по нижней границе отдела не очень существенны и вполне разрешимы уже сейчас либо путем договоренности, либо голосованием. Уцзяпинский ярус глобальной шкалы превышает по объему джюльфинский ярус тетической шкалы, если нижнюю границу последнего связывать с появлением *Araucarioxylon* и *Clarkina leventi*. Чансинский ярус глобальной шкалы в точности отвечает дорашамскому ярусу тетической шкалы.

5. Из вышесказанного следует, что для области Тетис в настоящее время после некоторых согласований и уточнений могут быть использованы ярусы предуральского и лопинского отделов перми глобальной хроностратиграфической шкалы. Ярусы гваделупского отдела пока неприемлемы, хотя они и утверждены SPS. Это является следствием того, что сложная работа по выделению гваделупских ярусов, выявлению их палеонтологических особенностей и характера смены фаунистических комплексов на их границах была сведена к формальной фиксации последовательной смены видов в одной филогенетической линии конодонтов. Сужение признаков ярусов и их границ до одного (появление того или иного вида конодонтов) соответственно сужает и возможности распознавания и прослеживания таких ярусов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бениш Ф.Р. Стратиграфия и фузулины верхнего палеозоя Южной Ферганы. Ташкент: ФАН, 1972. 147 с.
- Богословская М.Ф. Аммоноидеи / Котляр Г.В., Степанов Д.Л. (ред.). Основные черты стратиграфии пермской системы СССР // Тр. ВСЕГЕИ. 1984. Т. 286. С. 248–257.
- Богословская М.Ф., Кузина Л.Ф., Леонова Т.Б. Классификация и распространение позднепалеозойских аммоноидей // Ископаемые цефалоподы: новейшие достижения в их изучении. М.: ПИН РАН. 1999. С. 89–124.
- Карпинский А.П. Геологические исследования в Оренбургском крае // Зап. минералог. об-ва. 1874. Сер. 2. Ч. 9. С. 212–310.
- Левен Э.Я. О филогении высших фузулинид и расчленении верхнепермских отложений Тетиса // Вопросы микропалеонтологии. 1963. Вып. 7. С. 57–70.
- Левен Э.Я. Стратиграфия и фузулины пермских отложений Памира // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1967. Вып. 167. 224 с.
- Левен Э.Я. Отделы пермской системы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 49. № 1. С. 47–64.
- Левен Э.Я. Ярусная шкала пермских отложений Тетиса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50. № 1. С. 5–21.
- Левен Э.Я. Болорский ярус перми: обоснование, характеристика, корреляция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 53–65.
- Левен Э.Я. Объяснительная записка к стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис. Л.: ВСЕГЕИ, 1980а. С. 1–51.
- Левен Э.Я. Яхташский ярус перми: обоснование, характеристика, корреляция. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980б. № 8. С. 50–60.
- Левен Э.Я. Объем и характеристика кубергандинского яруса перми // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4. С. 79–90.
- Левен Э.Я. Главные события пермской истории Тетиса и фузулины // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 59–75.
- Левен Э.Я. Мидийский ярус перми и его границы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 14–25.
- 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. 66–70.
- Левен Э.Я., Давыдов В.И. О границах и объеме нижней зоны ассельского яруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 61–73.
- Левен Э.Я., Корчагин О.А. Пермо-триасовый биотический кризис и фораминиферы // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).
- Левен Э.Я., Леонова Т.Б., Дмитриев В.Ю. Пермь Дарваз-Заалайской зоны Памира (фузулины, аммоноидеи, стратиграфия) // Тр. Палеонт. ин-та АН СССР. 1992. Т. 253. 204 с.
- Левен Э.Я., Щербович С.Ф. Фузулины и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978. 163 с.
- Левен Э.Я., Щербович С.Ф. Комплекс фузулинид сакмарского яруса Дарваза // Вопросы микропалеонтологии. 1980. Вып. 23. С. 71–85.
- Леонова Т.Б., Дмитриев В.Ю. Раннепермские аммоноидеи Юго-Восточного Памира // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1989. Т. 235. 198 с.
- Миклухо-Маклай А.Д. Некоторые фузулины перми Крыма // Уч. зап. ЛГУ. Серия геол. наук. 1957. Вып. 9. С. 93–159.
- Миклухо-Маклай А.Д. О ярусном делении морских пермских отложений южных районов СССР // Докл. АН СССР. 1958. Т. 120. № 1. С. 175–178.
- Мовшович Е.В., Коцур Х., Павлов А.М. и др. Комплексы конодонтов нижней перми Приуралья и проблемы корреляции нижнепермских отложений // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Тр. Ин-та геол. и геохимии. УрНЦ АН СССР. 1979. Вып. 145. С. 94–131.
- Раузер-Черноусова Д.М. Фораминиферы стратотипического разреза сакмарского яруса (р. Сакмара, Южный Урал) // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1965. Вып. 135. 78 с.
- Ростовцев К.О., Азарян Н.Р. Граница палеозоя и мезозоя в Закавказье и новый ярус верхней перми // Сов. геология. 1974. № 4. С. 70–82.

- Руженцев В.Е. Нижнепермские аммониты Южного Урала. I. Аммониты сакмарского яруса // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1951. Т. 33. 188 с.
- Руженцев В.Е. Ассельский ярус пермской системы // Докл. АН СССР. 1954. Т. 99. № 6. С. 1079–1082.
- Руженцев В.Е. Нижнепермские аммониты Южного Урала. II. Аммониты артинского яруса // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1956. Т. 60. 275 с.
- Туманская О.Г. Пермо-карбоновые отложения Крыма. Ч. 1. Cephalopoda, Ammonoidea. Л.–М.: ГПРУ, 1931. 117 с.
- Туманская О.Г. Пермские аммоноидеи р. Куберганды и их стратиграфическое значение // Тр. Таджикско-Памирской экспедиции 1933 г. 1935. Вып. 31. С. 43–130.
- Чедия И.О., Богословская М.Ф., Давыдов В.И., Дмитриев В.Ю. Фузулиниды и аммоноидеи в стратотипе кубергандинского яруса (Юго-Восточный Памир) // Ежегодник Всес. Палеонтол. о-ва. Л.: Наука, 1986. Т. 29. С. 28–53.
- Чувашиов Б.И., Черных В.В., Богословская М.Ф., Миленс Г.А. Биостратиграфия пограничных артинско-кунгурских отложений западного Урала и Предуралья. Доклады Международного симпозиума "Верхнепермские стратотипы Поволжья". М.: ГЕОС, 1999. С. 336–369.
- Штуkenберг А.А. Общая геологическая карта России. Лист 138. Геологические исследования северо-западной части области 138-го листа // Тр. Геол. комитета. 1890. Т. 4. № 2. 115 с.
- Davydov V.I. The Carboniferous/Permian boundary in South China (based on material collected during the field excursion of the International Symposium on Permian stratigraphy, environments and resources, Guiyang, China, August, 1994) // Permophiles. 1995. № 26. P. 9–11.
- Davydov V.I., Glenister B.F., Spinisa C. et al. Proposal of Atdaralash as GSSP for the base of the Permian System // Permophiles. 1995. № 26. P. 1–9.
- Despagnet R., Montenat Ch., Termier H., Termier G. Découverte d'une faune d'Ammonoids (Goniatites dans le Permien de Tezak (Afghanistan central) // C. R. Acad. Sci. 1972. Sér. D. V. 274. P. 3058–3510.
- Excursion Guidebook. Marine Permian in Guichou and Guangxi. Intern. Symp. On Permian stratigraphy, environments and resources. 1994. Guiang. China. P. 24–34.
- Forke H.C. Biostratigraphie (Fusuliniden; Conodonten) und Mikrofacies im Unterperm (Sakmar) der Karnischen Alpen Naßfeldgebiet, Österreich // Jb. Geol. B.–A., 1995. B. 138. H. 2. S. 207–297.
- Furnish W.M. Permian Stage names / Eds. by Logan A. and Hills L.V. The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary // Canad. Soc. Petrol. Geol. 1973. Mem. 2. P. 522–548.
- Gemmellaro G.G. La fauna dei calcari con Fusulina della valle del fiume Sosio, nella provincia di Palermo. Fasc. 1. Cephalopoda, Ammonoidea // Giorn. Sci. Nat. Econ. 1887. V. 19. 106 p.
- Gerth H. Die Ammonoidee des Perms von Timor und ihre Bedeutung für die stratigraphische Gliederung der Permformation // N. Jb. Geol. Paläontol. 1950. Abh. 91. Abt. B. S. 233–320.
- Glenister B.F., Boyd D.W., Furnish R.E. et al. The Guadalupian: proposed international standard for Middle Permian series // Intern. Geol. Rev. 1992. V. 34. № 9. P. 857–888.
- Glenister B.F., Wardlaw B.R., Lambert L.L. et al. Proposal of Guadalupian and component Roadian, Wordian and Capitanian Stages as International standards for the Middle Permian Series // Permophiles. 1999. № 34. P. 3–11.
- Henderson Ch.M., Jin Yugan, Wardlaw B.R., Mei Shilong. Conodont succession in Nashui/Luodian section, South China and its significance in correlation of Cisuralian and Guadalupian conodont and fusulinacean zones // XIV ICCP. Pander Soc., Canad. Paleontol. Conf. Programme with Abstracts. 1999. P. 57.
- Jin Yugan. The pre-Lopingian benthos crisis // Compte Rendu XII ICCP. 1993. Buenos Aires. V. 2. P. 269–278.
- Jin Yugan. A proposal on the GSSP for the basal boundary of the Lopingian Series, the Permian System // XIV ICCP. Pander Soc. Canad. Paleontol. Conf. Programme with Abstracts. 1999. P. 67.
- Jin Yugan, Mei Shilong, Wang Wei et al. On the Lopingian Series of the Permian System // Paleoworld. 1998a. № 4. P. 1–18.
- Jin Yugan, Wang Wei, Wang Yue, Cai Changquan. Prospects for global correlation of Permian sequences // The Permian System: stratigraphy, palaeogeography and resources / Eds. by Shi G.R., Archbold N.W. & Grover M. The Royal Society of Victoria. Melbourne. 1998b. P. 73–83.
- Jin Yugan, Wardlaw B.R., Glenister B.F., Kotlyar G.V. Permian chronostratigraphic subdivisions // Episodes. 1997. V. 20. P. 11–15.
- Jin Yugan, Zhang Jing, Shang Qinghua. Two phases of the Permian mass extinction. Pangea: Global Environments and Resources // Canad. Soc. Petrol. Geol. 1994. Mem. 17. P. 813–822.
- Kotlyar G.V., Baud A., Pronina G.P. et al. Permian and Triassic exotic limestone blocks of the Crimea // Geodiversitas. 1999. V. 1. № 3. P. 299–323.
- Kozur H. Permian conodont zonation and its importance for the Permian stratigraphic standard scale // Geologische-Palaeontologische Mitteilungen Innsbruck. 1995. V. 20. S. 165–205.
- Kozur H. Some remarks to the Permian Standard Scale // Abstracts and proceedings of the Second International Guadalupian Symposium, Guadalupian II, Alpine, Texas, 10–13 April 1996. Washington, 1996. P. 7–11, 13, 14.
- Kozur H. The Permian conodont biochronology. Progress and problems // The Permian System: stratigraphy, palaeogeography and resources / Eds. by Shi G.R., Archbold N.W., Grower M. The Royal Society of Victoria. 1998. Melbourne. P. 197–220.
- Kozur H., Davydov V.I., Kotlyar G.C. Preliminary report on the Permian conodont fauna of Darvas and SE Pamir and its importance for the Permian time scale // Permophiles. 1994. № 24. P. 13–15.
- Kozur H., Davydov V.I. The importance of the Permian of the Sosio Valley (western Sicily, Italy) for Guadalupian stratigraphy // Abstracts and proceedings of the Second International Guadalupian Symposium, Guadalupian II, Alpine, Texas, 10–13 April 1996. Washington. 1996. P. 11–12, 15.
- Krainer K., Davydov V.I. Facies and biostratigraphy of the Late Carboniferous/Early Permian sedimentary sequence in the Carnic Alps (Austria/Italy) // Geodiversitas. 1998. V. 20. № 4. P. 643–662.
- Leven E.Ja. Permian-Tethys stage scale and correlation of sections of the Mediterranean-Alpine folded belt / Eds. by

- Karamata S. and Sassi F.P. IGCP № 5. Newsletter. 1981. V. 3. P. 100–112.
- Leven E.Ja. The division of the Permian System on a series level // *Permophiles*. 1992a. № 21. P. 8.
- Leven E.Ja. Problems of Tethyan Permian stratigraphy // *Intern. Geol. Rev.* 1992b. V. 34. № 10. P. 976–985.
- Leven E.Ja. Permian stratigraphy and fusulinids of Afghanistan with their paleogeographic and implication // *Geol. Soc. of America. Special Paper* 316. 1997. 138 p.
- Leven E.Ja., Davydov V.I. The sequence of the boundary Carboniferous-Permian beds in Darvaz and its implication for solving the problem of the Carboniferous-Permian boundary // IX-th Intern. Congress of Carboniferous stratigraphy and geology. 1979. Abstract of papers. P. 116–117.
- Mei Shilong, Jin Yugan, Wardlaw B.R. Conodont succession of the Guadalupian-Lopingian boundary strata in Laibin of Guangxi, China and West Texas, USA / Jin Yugan, Wardlaw B.R. and Wang Yue (eds). *Permian Stratigraphy, environments and resources*. 1998. V. 2 // *Stratigraphy and environments*. *Paleoworld*. № 9. P. 53–76.
- Miller A.K., Furnish W.M. Permian ammonoids from Tunisia // *J. Paleontol.* 1957. V. 31. № 4. P. 705–712.
- Ross Ch.A. Fusulinids from the Word Formation (Permian), Glass Mountain, Texas // *Contribution from the Cushman Foundation for foraminiferal research*. 1963. V. 14. Art 1. P. 17–31.
- Ross Ch.A. New species of Schwagerina and Yabeina (Fusulinacea) of Wordian age (Permian) from Northwestern British Columbia // *GSC Bull.* 197. *Contrib. Canad. Paleontol.* 1971. P. 95–106.
- Sheng Jinzhang, Jin Yugan. Correlation of Permian deposits in China. Permian stratigraphy, environments and resources. V. 1. *Paleontology and stratigraphy* // *Palaeoword*. 1994. № 4. P. 14–113.
- Termier H., Termier G., Desparmet R., Montenat C. Les Ammonoidés du Permien (Kubergandien) de Tezak (Afghanistan central) // *Annal. Soc. Geol. Nord.* 1972. V. 92. P. 105–115.
- Vote on Meishan as GSSP for the Permian-Triassic Boundary // *Permophiles*. 1999. № 35. P. 4–5.
- Wardlaw B.R. Range charts for the Permian of West Texas. Abstracts and proceedings of the Second International Guadalupian Symposium, Guadalupian II, Alpine, Texas, April 10–13, 1996. Washington, 1996. P. 61–80.
- Wardlaw B.R., Grant R.E. Conodont biostratigraphy of the Cathedral Mountain and Road Canyon Formations, West Texas / Cromwell D., Mazzulla L. (eds). *The Leonardian facies in W. Texas and SE New Mexico and guide book to the Glass Mountains, West Texas* // *Soc. Econ. Paleontol. and Mineralog., Permian Basin Section*. 1987. Publication 87–27. P. 63–66.
- Watanabe K. Fusuline biostratigraphy of the Upper Carboniferous and Lower Permian of Japan, with special reference to the Carboniferous-Permian boundary // *Paleontol. Soc. Japan*. 1991. Spec. Paper. № 32. 150 p.
- Yin Hongfu. Permian-Triassic Boundary Working Group. Newsletter № 6 (3 September, 1996) // *Permophiles*. 1997. № 30. P. 27–28.
- Zhou Zuren. Lower Permian Artinskian Ammonoid fauna and related biostratigraphy in South China // *Acta Palaeontol. Sinica*. 1988. V. 27. № 3. P. 368–381.
- Zhou Zuren. Two-fold or three-fold? – Concerning geological time scale of Permian Period // *Acta Palaeontol. Sinica*. 1989a. V. 28. № 3. P. 269–282.
- Zhou Zuren. Age of the Longyin Formation in Southwest Guizhou Province. A discussion about the correlation of the Permian between South China and the Ural of USSR // *Sci. in China*. 1989b. Ser. B. V. 32. № 11. P. 1361–1370.
- Zhu Zili, Zhang Linxin. On the Chihsian successions in South China. Permian stratigraphy, environments and resources. V. 1. *Paleontology and stratigraphy* // *Paleoworld*. 1994. № 4. P. 114–137.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 551.781.571(571.1)

БИОСТРАТИГРАФИЯ МОРСКОГО ПАЛЕОГЕНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

© 2001 г. М. А. Ахметьев*, Г. Н. Александрова*, Э. О. Амон**, В. Н. Беньямовский*,
Э. М. Бугрова***, О. Н. Васильева**, З. И. Глезер***, **В. И. Железко****, Н. И. Запорожец*,
Г. Э. Козлова****, И. А. Николаева***, Т. В. Орешкина*, Л. А. Панова***, Э. П. Радионова*,
Н. И. Стрельникова*****, А. И. Яковлева*

*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

**Институт геологии и геохимии УрО РАН, 629151 Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия

***Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
19026 Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

****Всероссийский нефтяной геологоразведочный научно-исследовательский институт,
191104 Санкт-Петербург, Литейный просп., 39, Россия

*****Санкт-Петербургский университет, 190034 Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия
Поступила в редакцию 22.06.2000 г.

Предложен вариант региональной части стратиграфической схемы морского палеогена Западно-Сибирской плиты, разработанный на основе изучения макро- и микрофоссилий (фораминиферы, динофлагеллаты, радиолярии, диатомовые водоросли, силикофлагеллаты, эласмобранхии, остракоды, пыльца и споры). В пределах Западно-Сибирской плиты, как и в большинстве структурно-фациальных зон Восточно-Европейской платформы и Туранской плиты, на рубеже мела и палеогена был перерыв в седиментации. Талицкий горизонт датируется данием, зеландием и, возможно, началом танета. Отложения нижнелюлинворского подгоризонта накапливались в позднем палеоцене, среднелюлинворского – в ипре, верхнелюлинворского – во второй половине ипра и в лютете. Тавдинский горизонт имеет бартонский и приабонский возраст, захватывая, возможно, и терминальную часть лютета. Морская фация атлымского горизонта – курганские слои (s. str.) в окрестностях г. Кургана отнесена к раннему олигоцену. Границы литостратонов являются диахронными, что связано прежде всего с неравномерным влиянием на морское осадконакопление северных и южных открытых акваторий Палеоарктики и Тетиса, с которыми был связан эпиконтинентальный Западно-Сибирский морской бассейн.

Ключевые слова. Палеоген, эоцен, олигоцен, Западно-Сибирская плита, фораминиферы, диноцисты, радиолярии, диатомовые водоросли, эласмобранхии, моллюски, силикофлагеллаты, остракоды, споры и пыльца, талицкий, люлинворский, тавдинский горизонты, серовская, ирбитская свиты.

ВВЕДЕНИЕ

Статья подготовлена по результатам дискуссии на заседании Комиссии по палеогеновой системе РМСК (29–31 мая 2000 г.), посвященном проблемам биостратиграфии морского палеогена Западно-Сибирской плиты, в связи с запланированным на осень 2000 г. региональным стратиграфическим совещанием. На заседании комиссии были рассмотрены два проекта схем, подготовленных под руководством В.А. Мартынова и В.М. Подобиной. Различные представления о возрасте одних и тех же лито- и биостратонов морского палеогена в этих схемах и возникшие по ним замечания, привели членов комиссии к заключению о целесообразности создания еще одного варианта проекта ее региональной части, в большей степени учитывающего новейшие материалы по биостратиграфии. Авторский коллек-

тив объединяет специалистов Москвы, Санкт-Петербурга и Екатеринбурга. Одни длительное, другие – более короткое время занимались и продолжают работать над проблемами биостратиграфии западносибирского палеогена и смежных регионов Зауралья, Печорского бассейна, Тургайского прогиба, принимая участие в разработке и уточнении региональных зональных схем по различным группам фауны и флоры. Изложенные в статье представления отражают в значительной степени согласованную позицию по региональной части стратиграфической схемы.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Морские отложения палеогена в Восточном Зауралье в пределах плиты были открыты А.П. Карпинским еще в 80-е годы XIX века. Им выделены основные подразделения разреза –

толща глинисто-кремнистых пород раннего палеогена, глинисто-аргиллитовая толща (современная тавдинская свита) и слои бурых песчаников и песков с остатками олигоценовых моллюсков (курганские слои). Более углубленное изучение морских палеогеновых толщ началось позднее, с конца 40-х годов XX века. Оно совпало с первым этапом проведения площадных геолого-съемочных и нефтепоисковых работ. В них принял участие большой коллектив геологов и биостратиграфов, создавших к 1956 г. первую, а спустя четыре года (1960) – вторую (уточненную) стратиграфические схемы палеогена Западной Сибири. Особенно велики заслуги в разработке региональной стратиграфии и палеонтологическому обоснованию возраста литостратонов З.Т. Алескеровой, Б.Е. Антышко, А.К. Богдановича, Т.Ф. Возженниковой, Ф.Г. Гурари, Л.Д. Даин, А.Е. Еремеевой, А.П. Жузе, И.Г. Зальцмана, А.И. Кротова, В.В. Лаврова, П.Ф. Ли, В.А. Лидера, Р.Х. Липман, М.И. Мандельштама, В.А. Мартынова, В.П. Никитина, В.А. Николаева, Г.Н. Папулова, И.М. Покровской, С.Д. Рабиновича, Н.Н. Ростовцева, Н.В. Рубиной, А.П. Сигова, Н.Н. Субботиной, М.В. Ушаковой, А.В. Хабакова, С.А. Чирвы, Н.Г. Чочиа, С.Б. Шацкого, К.Г. Шибковой и многих других. Итоги завершившегося к 70-м годам первого этапа региональных исследований были обобщены В.А. Мартыновым, А.П. Сиговым и С.А. Чирвой в очерке по геологии Западной Сибири к тому “Стратиграфия СССР. Палеогеновая система” (1975), а также во многих статьях в региональных сборниках и монографиях.

Важнейшим достижением первого этапа исследований явилось определение объемов и прослеживание в пределах плиты главных литостратонов морского палеогена. Так как основной объем буровых работ в 50-е годы был сосредоточен, главным образом, на западе плиты (Гурари, 1996), практически все они были выделены в Зауралье, где были выбраны их типовые разрезы. Талицкая свита наиболее полно была вскрыта у пос. Талица Свердловской области и описана З.Т. Алескеровой и Т.И. Осыко (Тезисы..., 1956, с. 24), стратотипы серовской и ирбитской свит были установлены А.П. Сиговым в районе городов Серов и Ирбит (там же, с. 25). Люлинворская свита, широко распространенная на всей территории плиты, была впервые охарактеризована Ф.П. Ли и получила свое название по возвышенности Люлин-Вор в бассейне р. Сосьва на восточном склоне Урала (там же, с. 26). Наконец, типовые разрезы тавдинской свиты и курганских слоев также находятся в Зауралье у городов Тавда (Богданович, 1944; см. Ростовцев, 1955) и Курган (Панова, 1970).

В течение первых двух послевоенных десятилетий в биостратиграфии палеогена удалось достичь несомненных успехов. Была намечена по-

следовательная смена состава комплексов, представляющих различные группы микропланктона в западносибирских разрезах: фораминифер и радиолярий (Субботина, Ушакова, Еремеева, Кисельман, Киприянова, Липман, Горобовец), диатомовых и силикофлагеллат (Жузе, Крутов, Рубина, Шибкова и др.), динофлагеллат (Возженникова) и др. Особенно важно подчеркнуть выявление Н.Н. Субботиной и М.В. Ушаковой в палеогене Западной Сибири комплекса планктонных фораминифер, сходного по составу с комплексом лиролеpisовых слоев Северного Кавказа (современный кумский горизонт второй половины среднего эоцена).

Биостратиграфическое изучение западносибирского палеогена, продолжавшееся со второй половины 60-х годов до настоящего времени, состояло в детализации разработанных ранее стратиграфических схем, уточнении возраста толщ, установлении состава зональных комплексов различных групп биоты, их сопоставлении с комплексами соседних и более отдаленных регионов. Наряду со специалистами, начавшими исследования еще в 50-е годы и продолжавшими работать позже, наибольший вклад в биостратиграфию морского палеогена Западной Сибири и Зауралья внесли работы Э.О. Амона, О.Н. Васильевой, З.И. Глезер, Г.Э. Козловой, И.А. Кульковой, И.А. Николаевой, В.М. Подобиной, Н.И. Стрельниковой и др.

ОБЗОР МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ЧАСТИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ

Предлагаемый проект региональной части схемы (рис. 1) был разработан специалистами по различным группам ископаемой биоты: фораминиферам (В.Н. Беньямовский, Э.М. Бугрова, с использованием материалов Н.Н. Субботиной, Э.М. Кисельман, М.В. Ушаковой, В.М. Подобиной, а также собственных данных), диатомовым водорослям (З.И. Глезер, Т.В. Орешкина, Э.П. Радинова, Н.И. Стрельникова), радиоляриям (Э.О. Амон, Д.И. Витухин, Г.Э. Козлова), диноцистам (Г.Н. Александрова, О.Н. Васильева, Н.И. Запорожец, А.И. Яковлева с использованием данных И.А. Кульковой и Л.Б. Бакиевой), остракодам (И.А. Николаева). Палеокарпологические зоны даны по В.П. Никитину (1998), палинозоны – по Л.А. Пановой (Практическая палинотратиграфия, 1990), зоны по акуловым рыбам – по В.И. Железко (Железко, Козлов, 1999). Сведения по малакофауне приведены в интерпретации сотрудников ПИН РАН О.В. Амитрова, И.А. Гончаровой и С.В. Попова. М.А. Ахметьевым с начала 90-х годов был опубликован ряд статей, в которых наряду с другими проблемами обсуждалось влияние

Региональные стратиграфические подразделения Западно-Сибирской равнины									
Общая стратиграфическая шкала (Berggren et al., 1995)									
Млн. лет	Матрица-Полосы-Лар-тоны	Система	Отдел	Подотдел	Класс	Планктонные формы	Наличие	Наличие	Наличие
3	1	2	3	4	5	6	7	8	9
3	1	2	3	4	5	6	7	8	9
3	2	3	4	5	6	7	8	9	10
3	3	4	5	6	7	8	9	10	11
3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
3	5	6	7	8	9	10	11	12	13
3	6	7	8	9	10	11	12	13	14
3	7	8	9	10	11	12	13	14	15
3	8	9	10	11	12	13	14	15	16
3	9	10	11	12	13	14	15	16	17
3	10	11	12	13	14	15	16	17	18
3	11	12	13	14	15	16	17	18	19
3	12	13	14	15	16	17	18	19	20
3	13	14	15	16	17	18	19	20	21
3	14	15	16	17	18	19	20	21	22
3	15	16	17	18	19	20	21	22	23
3	16	17	18	19	20	21	22	23	24
3	17	18	19	20	21	22	23	24	25
3	18	19	20	21	22	23	24	25	26
3	19	20	21	22	23	24	25	26	27
3	20	21	22	23	24	25	26	27	28
3	21	22	23	24	25	26	27	28	29
3	22	23	24	25	26	27	28	29	30
3	23	24	25	26	27	28	29	30	31
3	24	25	26	27	28	29	30	31	32
3	25	26	27	28	29	30	31	32	33
3	26	27	28	29	30	31	32	33	34
3	27	28	29	30	31	32	33	34	35
3	28	29	30	31	32	33	34	35	36
3	29	30	31	32	33	34	35	36	37
3	30	31	32	33	34	35	36	37	38
3	31	32	33	34	35	36	37	38	39
3	32	33	34	35	36	37	38	39	40
3	33	34	35	36	37	38	39	40	41
3	34	35	36	37	38	39	40	41	42
3	35	36	37	38	39	40	41	42	43
3	36	37	38	39	40	41	42	43	44
3	37	38	39	40	41	42	43	44	45
3	38	39	40	41	42	43	44	45	46
3	39	40	41	42	43	44	45	46	47
3	40	41	42	43	44	45	46	47	48
3	41	42	43	44	45	46	47	48	49
3	42	43	44	45	46	47	48	49	50
3	43	44	45	46	47	48	49	50	51
3	44	45	46	47	48	49	50	51	52
3	45	46	47	48	49	50	51	52	53
3	46	47	48	49	50	51	52	53	54
3	47	48	49	50	51	52	53	54	55
3	48	49	50	51	52	53	54	55	56
3	49	50	51	52	53	54	55	56	57
3	50	51	52	53	54	55	56	57	58
3	51	52	53	54	55	56	57	58	59
3	52	53	54	55	56	57	58	59	60
3	53	54	55	56	57	58	59	60	61
3	54	55	56	57	58	59	60	61	62
3	55	56	57	58	59	60	61	62	63
3	56	57	58	59	60	61	62	63	64
3	57	58	59	60	61	62	63	64	65
3	58	59	60	61	62	63	64	65	66
3	59	60	61	62	63	64	65	66	67
3	60	61	62	63	64	65	66	67	68
3	61	62	63	64	65	66	67	68	69
3	62	63	64	65	66	67	68	69	70
3	63	64	65	66	67	68	69	70	71
3	64	65	66	67	68	69	70	71	72
3	65	66	67	68	69	70	71	72	73
3	66	67	68	69	70	71	72	73	74
3	67	68	69	70	71	72	73	74	75
3	68	69	70	71	72	73	74	75	76
3	69	70	71	72	73	74	75	76	77
3	70	71	72	73	74	75	76	77	78
3	71	72	73	74	75	76	77	78	79
3	72	73	74	75	76	77	78	79	80
3	73	74	75	76	77	78	79	80	81
3	74	75	76	77	78	79	80	81	82
3	75	76	77	78	79	80	81	82	83
3	76	77	78	79	80	81	82	83	84
3	77	78	79	80	81	82	83	84	85
3	78	79	80	81	82	83	84	85	86
3	79	80	81	82	83	84	85	86	87
3	80	81	82	83	84	85	86	87	88
3	81	82	83	84	85	86	87	88	89
3	82	83	84	85	86	87	88	89	90
3	83	84	85	86	87	88	89	90	91
3	84	85	86	87	88	89	90	91	92
3	85	86	87	88	89	90	91	92	93
3	86	87	88	89	90	91	92	93	94
3	87	88	89	90	91	92	93	94	95
3	88	89	90	91	92	93	94	95	96
3	89	90	91	92	93	94	95	96	97
3	90	91	92	93	94	95	96	97	98
3	91	92	93	94	95	96	97	98	99
3	92	93	94	95	96	97	98	99	100
3	93	94	95	96	97	98	99	100	101
3	94	95	96	97	98	99	100	101	102
3	95	96	97	98	99	100	101	102	103
3	96	97	98	99	100	101	102	103	104
3	97	98	99	100	101	102	103	104	105
3	98	99	100	101	102	103	104	105	106
3	99	100	101	102	103	104	105	106	107
3	100	101	102	103	104	105	106	107	108
3	101	102	103	104	105	106	107	108	109
3	102	103	104	105	106	107	108	109	110
3	103	104	105	106	107	108	109	110	111
3	104	105	106	107	108	109	110	111	112
3	105	106	107	108	109	110	111	112	113
3	106	107	108	109	110	111	112	113	114
3	107	108	109	110	111	112	113	114	115
3	108	109	110	111	112	113	114	115	116
3	109	110	111	112	113	114	115	116	117
3	110	111	112	113	114	115	116	117	118
3	111	112	113	114	115	116	117	118	119
3	112	113	114	115	116	117	118	119	120
3	113	114	115	116	117	118	119	120	121
3	114	115	116	117	118	119	120	121	122
3	115	116	117	118	119	120	121	122	123
3	116	117	118	119	120	121	122	123	124
3	117	118	119	120	121	122	123	124	125
3	118	119	120	121	122	123	124	125	126
3	119	120	121	122	123	124	125	126	127
3	120	121	122	123	124	125	126	127	128
3	121	122	123	124	125	126	127	128	129
3	122	123	124	125	126	127	128	129	130
3	123	124	125	126	127	128	129	130	131
3	124	125	126	127	128	129	130	131	132
3	125	126	127	128	129	130	131	132	133
3	126	127	128	129	130	131	132	133	134
3	127	128	129	130	131	132	133	134	135
3	128	129	130	131	132	133	134	135	136
3	129	130	131	132	133	134	135	136	137
3	130	131	132	133	134	135	136	137	138
3	131	132	133	134	135	136	137	138	139
3	132	133	134	135	136	137	138	139	140
3	133	134	135	136	137	138	139	140	141
3	134	135	136	137	138	139	140	141	142
3	135	136	137	138	139	140	141	142	143
3	136	137	138	139	140	141	142	143	144
3	137	138	139	140	141	142	143	144	145
3	138	139	140	141	142	143	144	145	146
3	139	140	141	142	143	144	145	146	147
3	140	141	142	143	144	145	146	147	148
3	141	142	143	144	145	146	147	148	149
3	142	143	144	145	146	147	148	149	150
3	143	144	145	146	147	148	149	150	151
3	144	145	146	147	148	149	150	151	152
3	145	146	147	148	149	150	151	152	153
3	146	147	148	149	150	151	152	153	154
3	147	148	149	150	151	152	153	154	155
3	148	149	150	151	152	153	154	155	156
3	149	150	151	152	153	154	155	156	157
3	150	151	152	153	154	155	156	157	158
3	151	152	153	154	155	156	157	158	159
3	152	153	154	155	156	157	158	159	160
3	153	154	155	156	157	1			

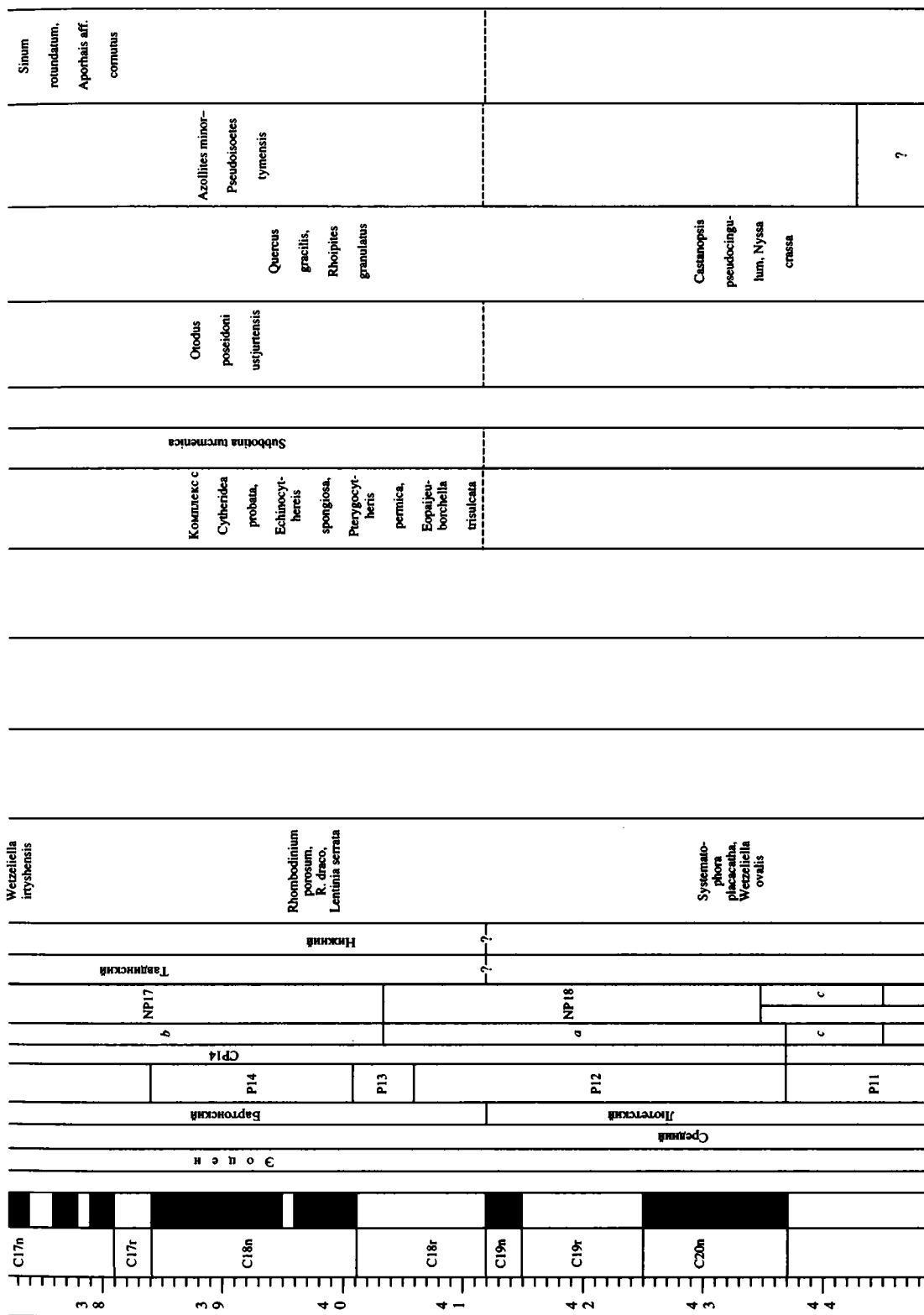


Рис. 1. Продолжение.

Общая стратиграфическая шкала (Berggren et al., 1995)										Региональные стратиграфические подразделения Западно-Сибирской равнины									
Млн. лет	Магнито-стратиграфическая шкала	Система	Отдел	Полотесел	Ярус	Планктонные фораминиферы	Нанолактон		Горизонты, пограничные	Характерные комплексы и слои фауны (флоры)								Семена и плоды	Моллюски
							Нанопланктон	Микробы		Остракоды	Фораминиферы	Зоны по зубам акул	Палинозоны						
4 5	C20r	Палеогеновая	Эоцен	Лютетский	P10	CP13	b	NP15	Верхний	Диазомавые водоросли	Силаскофлагеллаты	Остракоды	Фораминиферы	Зоны по зубам акул	Палинозоны	Семена и плоды	Моллюски		
4 6																			
4 7	C21n	Палеогеновая	Эоцен	Лютетский	P10	CP13	b	NP15	Верхний	Диазомавые водоросли	Силаскофлагеллаты	Остракоды	Фораминиферы	Зоны по зубам акул	Палинозоны	Семена и плоды	Моллюски		
4 8	C21r																		
4 9	C22n	Палеогеновая	Эоцен	Лютетский	P9	CP12	b	NP14	Лютетский	Pyxilla oligocenica var. tenuis	Dictyochoa secta	Pyxilla oligocenica var. tenuis	Pseudohastigerina mica, Subbotina pseudococcone, S. eocenica	Textilata carthagenensis, Anomaloides ypresensis ovalis	Castanea crenataeformis, Aulacocypolites, Castanea crenata				

Рис. 1. Продолжение.

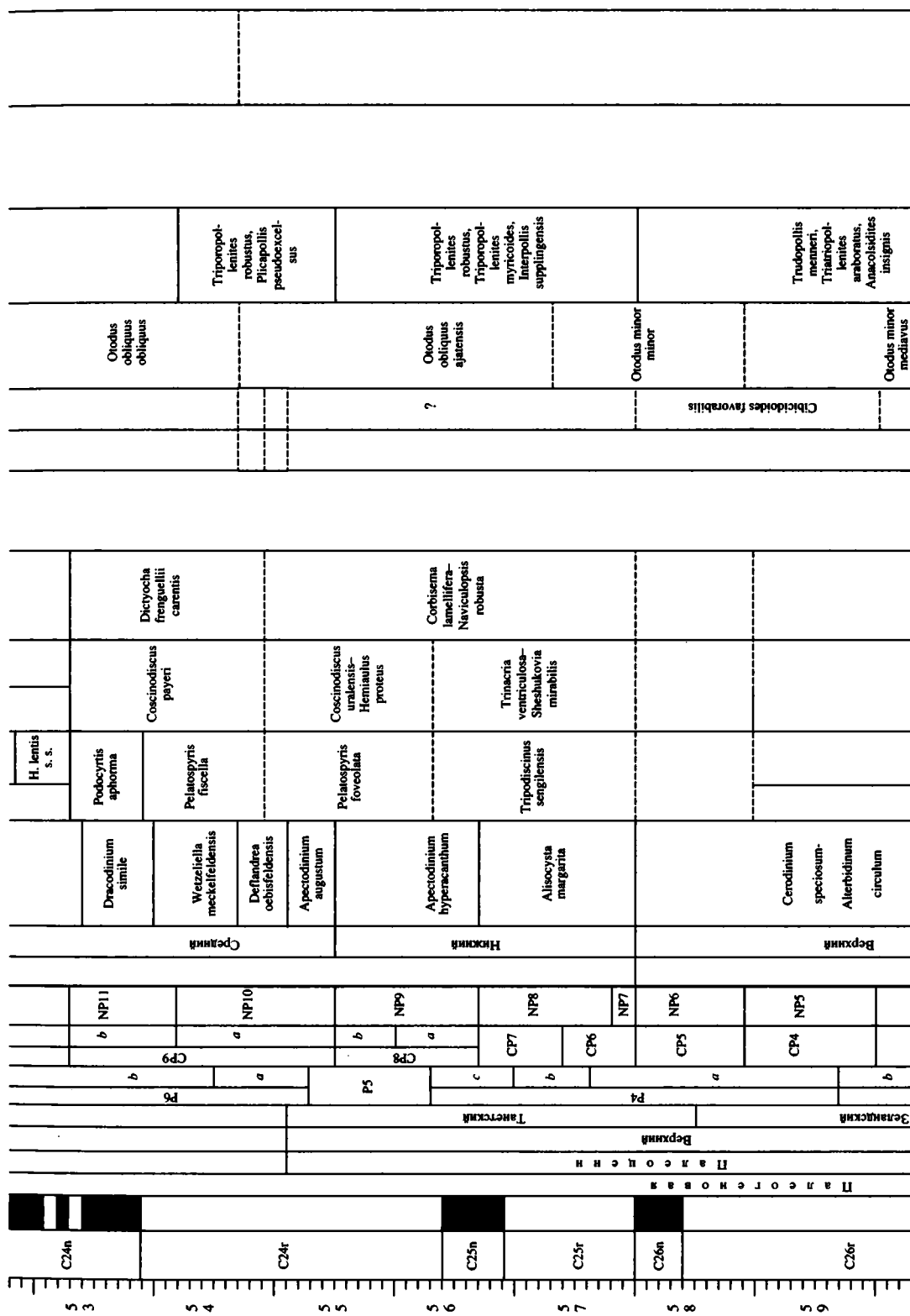


Рис. 1. Продолжение.

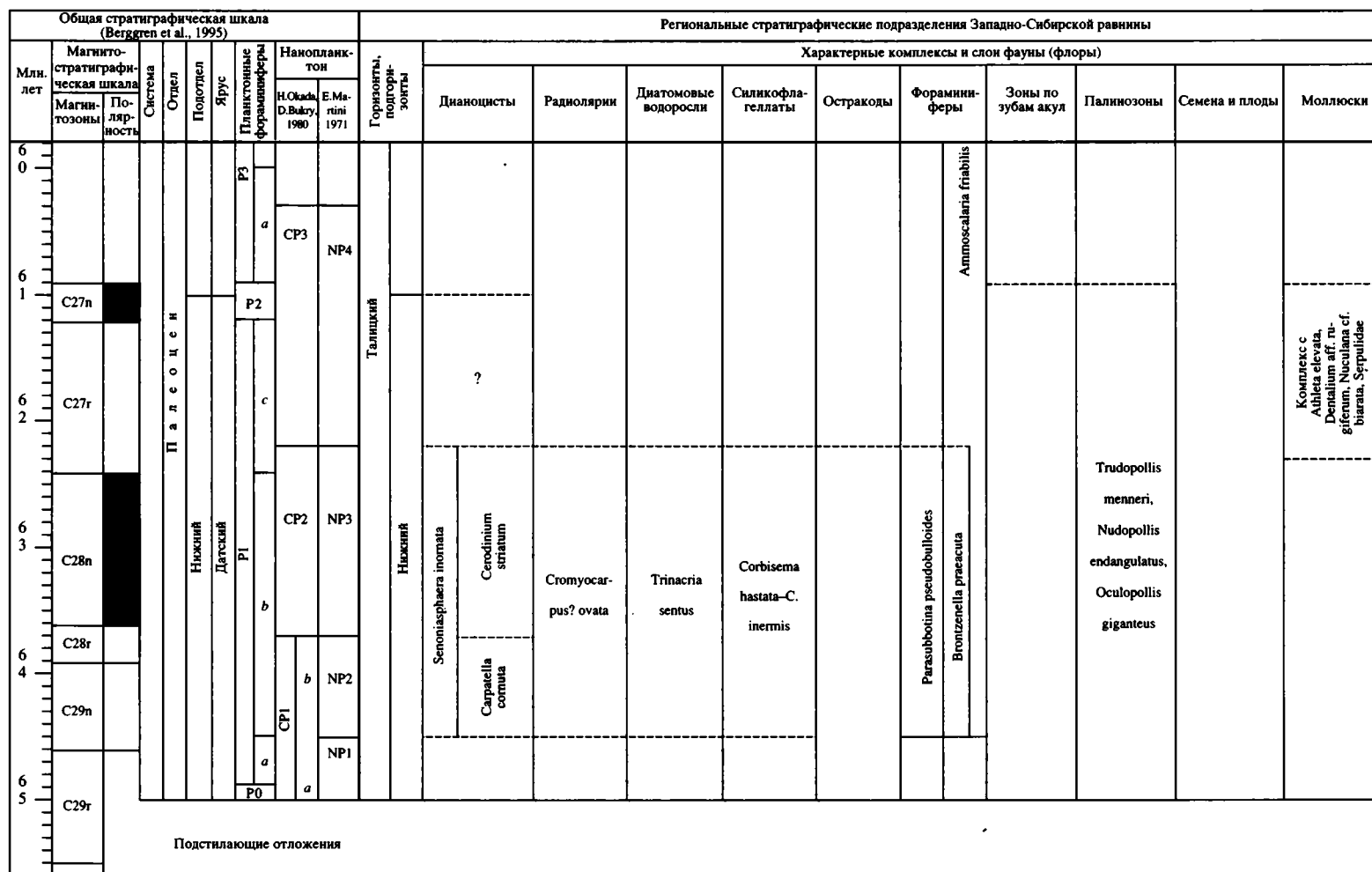


Рис. 1. Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Западной Сибири (региональная часть).

Зоны по дианоцистам (Александрова, Васильева, Запорожец, Яковлева с дополнениями Кульковой, 2000); зоны по радиоляриям (Козлова, 2000); зоны по диаомовым водорослям (левая часть колонки по Стрельниковой, Орешкиной, Радионовой, 2000, правая часть колонки – по Глезер, 2000); зоны по силикофлагеллатам (Глезер, 2000); зоны и слои по фораминиферам (по Беньямовскому с использованием материалов: Ушакова, 1959; Фораминиферы..., 1964; Кисельман, 1978; Подобина, 1998); зоны по остракодам (Николаева, 2000); зоны по зубам акул (Железко, 1999); палинозоны (Панова, 1990); зоны по семенам и плодам (Никитин, 1998).

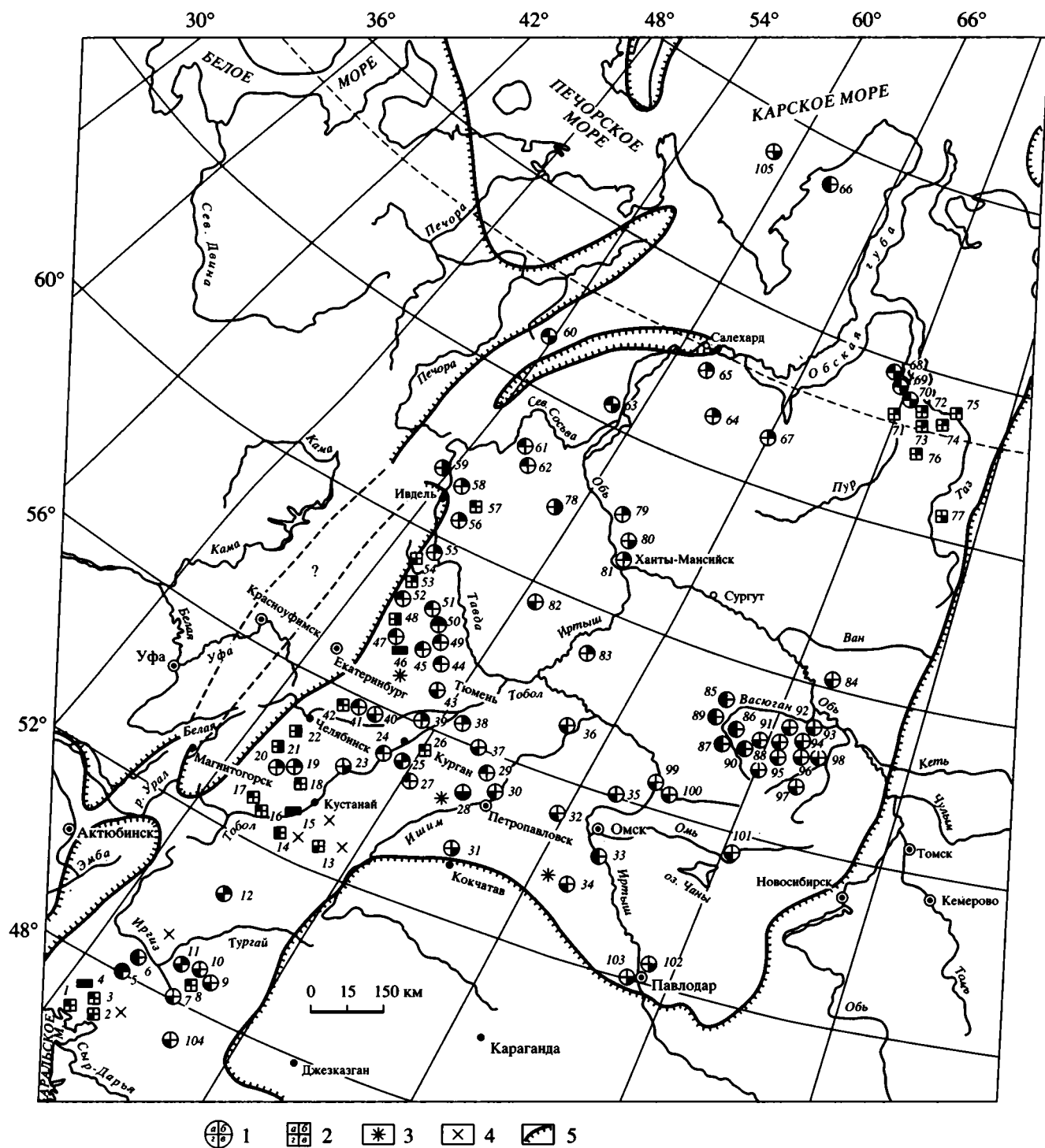
на климат палеогена северного полушария, особенностей связей Западно-Сибирского эпиконтинентального бассейна и Тургайского пролива с открытыми акваториями Мирового океана.

Во многих случаях сопоставление комплексов различных биотических групп базируется на их параллельном изучении из одних и тех же разрезов и скважин, что обеспечивало их прямую корреляцию. Так, из разреза Камышловского карьера параллельно изучались фораминиферы, диноцисты, диатомовые, споры и пыльца эоцена (Александрова, Амон, Беньямовский, Бугрова, Запорожец, Козлова, Орешкина, Радионова). Разрез скважины "К" Комсомольской площади западнее г. Ханты-Мансийска одновременно опробовался на радиолярии, диатомовые водоросли, диноцисты, споры и пыльцу (Глезер, Кулькова, Панова, Козлова). Эти же группы организмов исследовались в разрезах скважин 11, 29 и 32 Пуртазовского междуречья (Глезер, Кулькова, Панова, Яковлева) и скважин 29 и 30 в бассейне р. Сосьвы (Козлова, Кулькова, Стрельникова, Яковлева). Можно привести еще десятки подобных примеров. Важнейшие разрезы, комплексно изученные с участием авторов показаны на карте, дополняющей региональную часть схемы (рис. 2). Структурно-фациальное районирование для палеогена Западно-Сибирской плиты принимается по С.Б. Шацкому (1978) (рис. 3).

В своих заключениях и выводах мы стремились использовать новейшие данные, полученные по микропланктонным группам палеогена юга Восточно-Европейской платформы, Крымско-Кавказской области, Туранской плиты, Среднеазиатского региона, а также Североморского бассейна Западной Европы, как его окраинных частей, где сосредоточены стратотипы всех ярусов палеогена, кроме приабонского, так и внутренних частей его акватории. Привлечение материалов по западноевропейским разрезам оказалось весьма полезным не только в плане возрастной привязки и корреляции западносибирских подразделений со стратотипами ярусов общей шкалы, но и для оценки сходства и различий в составе зональных комплексов микропланктона этих двух регионов. Принимая датировки границ подразделений общей шкалы палеогена (лимитотипов), мы исходили из рекомендаций Международной комиссии по стратиграфии об использовании "точки глобального стратотипа границы", из которых для палеогена пока принято только три (граница мела и палеогена – 65 млн. лет, граница эоцена и олигоцена – 33.7 млн. лет, палеогена и неогена – 23.8 млн. лет). В полной мере были использованы результаты исследований западноевропейских биостратиграфов по третичным бассейнам Северо-Западной Европы (проект МПГК

№ 124), а также национальных групп России по проектам МПГК № 174, 308 и 326, посвященных проблемам палеогена. Весьма полезным оказалось участие некоторых из авторов в Гетеборгском совещании 1999 г., где с разных позиций рассматривался пограничный интервал палеоцена и эоцена. Благодаря возможности после совещания посетить и опробовать типовые разрезы дания и зеландия, был получен важный материал по разным группам микропланктона для его сравнения с западносибирским. Наконец, авторы статьи при ее подготовке постарались учесть достижения в разработке секвенсной стратиграфии и "хронобиостратиграфии" палеогена нефтегазоносных бассейнов и внутренних впадин Северо-Западной Европы (Chronostratigraphy..., 1998). Известно, что в итоговой публикации большой группы палеонтологов английских, голландских, французских и норвежских нефтяных компаний важнейшая роль отведена цистам динофлагеллат, обеспечившим не только дробное расчленение морского эпиконтинентального палеогена, но и позволившим наиболее эффективно осуществить сопоставление зональных шкал, разработанных по кремневому, карбонатному и органикостенному микропланктону.

Возвращаясь вновь к биостратиграфии морского палеогена Западной Сибири, основы которой были заложены в первое послевоенное десятилетие, еще раз подчеркнем, что она уже изначально развивалась вполне рациональным путем. Были выделены региональные стратиграфические подразделения – горизонты и свиты с попыткой привязки большинства из них к отделам и подотделам общей шкалы через зональные комплексы бентосных фораминифер, диатомовых водорослей, радиолярий, силикофлагеллат, спор и пыльцы. К сожалению, в 50–60-х годах использование этих групп встречало объективные трудности. Шкалы открытых морских бассейнов по кремневому планктону начали создаваться только в 70-х годах, поэтому зоны Западной Сибири по диатомовым и радиоляриям, наряду с поволжскими, являясь изначально наиболее дробными, сами нередко выступали в качестве эталонных. Само же изучение кремневых микроорганизмов происходило изолированно от карбонатного планктона. Лишь после ревизии кремнистых толщ в 80–90-х годах Н.И. Стрельниковой, Г.Э. Козловой и З.И. Глезер, поддержанной результатами исследований диноцист И.А. Кульковой, стратиграфический диапазон распространения кремнистых отложений Западной Сибири изменился со средне-позднеэоценового на палеоцен-раннелютетский (?). Досадно, что известный провинциализм бентосных фораминифер всегда ограничивал возможности использования этой группы, позволяя при



обосновании возраста вмещающих пород опираться лишь на сходство состава комплексов Западной Сибири со среднеазиатскими и казахстанскими и лишь через эти регионы выходить на региональные подразделения Крымско-Кавказской области и общей шкалы.

Расхождения в интерпретации возраста палеогеновых толщ Западной Сибири, принятых "Решениями" Стратиграфического совещания 1976 г. и предлагаемыми в данной статье имеют и другие причины. Приведение шкалы палеогена СССР к общей закрепилось недавно, лишь после того, как Подкомиссия по палеогеновой системе Международной комиссии по стратиграфии приняла решение о ярусном делении палеогена. В конце 80-х годов оно было утверждено на 28-й сессии Международного геологического конгресса. Бартонский ярус получил статус среднеэоценового, а палеоцен разделен на два подотдела: нижний, в объеме датского яруса и верхний – в объеме зеландского и танетского ярусов. Ранее, как известно, в стратиграфической шкале палеогена СССР к верхнему эоцену относили бодракский региональный ярус Крымской шкалы. Он сопоставлялся с бартонским, а отчасти и с лютетским ярусами Западной Европы, палеоцен подразделялся на датский, монский и танетский ярусы, а сами объемы этих ярусов были не эквивалентны принятым сейчас (Стратиграфия СССР. Палеогеновая система, 1975, с. 45, 46; БСЭ, 1975, том 19, с. 286–287). Последствия различной трактовки возраста одних и тех же биостратонов, к сожалению, сохраняются, особенно те, которые были связаны с первоначально ошибочным отнесением к олигоцену чеганской свиты Тургайского прогиба, Приаралья и Устюрта и представлением о синхронности ее нижней границы, так как все, что касалось чеган-

ской, распространялось и на близкую ей по составу и возрасту тавдинскую свиту.

Специального рассмотрения заслуживает проблема изохронности или диахронности границ морских свит западносибирского палеогена или, другими словами, соответствия био- и литостратонов. Сейчас, когда становится ясной роль в палеогеновой морской седиментации связей эпиконтинентального бассейна с открытыми акваториями Палеоарктики и Тетиса, при одновременном или попеременном их влиянии на состав биоты и характер осадконакопления, вывод о диахронности границ литостратонов особых возражений не вызывает. Особенно там, где происходит замещение континентальными фациями морских в окраинных частях плиты. На это уже давно обратили внимание западносибирские геологи (Мартынов, 1973, с. 53–54). Существование указанной выше проблемы создавало и продолжает создавать известные трудности в установлении объемов и границ литостратонов, особенно при документации керн буровых скважин, когда одни и те же интервалы разреза относились к разным свитам. Ограничимся двумя примерами.

1. В Кеть-Тымском междуречье юго-восточной части Западно-Сибирской плиты пачку зеленых глин, перекрывающих люлинворскую свиту, В.А. Мартынов (1973) и Е.П. Нагорская и др. (1978) относили к нижней подсвите тавдинской свиты. В.М. Подобина (1975), В.А. Даргевич и А.Г. Лысенко (1984) включали ее в состав люлинворской свиты, а С.Б. Шацким (1978) эти же глины выделялись в нюрольскую свиту (приводится по статье В.А. Даргевича и А.Г. Лысенко в сб. "Среда и жизнь...", Новосибирск, 1984, с. 80).

Рис. 2. Расположение важнейших опорных скважин (1) и экспонированных разрезов (2), из которых авторами статьи изучались микрофоссилии.

1 – скважины; 2 – экспонированные разрезы. В них закрашены сектора следующих изученных групп микрофоссилий: а – диноцисты, споры и пыльца, б – радиолярии, в – диатомовые водоросли и силикофлагеллаты, г – фораминиферы; 3 – скважины с планктонными фораминиферами *Subbotina turcmenica*; 4 – скважины с нанопланктоном; 5 – контуры ограничения максимального распространения морских отложений (по литолого-палеогеографическим картам палеогена СССР, 1968, с дополнениями авторов статьи).

Показанные на карте разрезы скважин и обнажений: 1 – залив Перовского; 2 – Тербенбес; 3 – Сары-Оба; 4 – Тас-Аран; 5 – скв. 50; 6 – скв. 52; 7 – скв. 125; 8 – Челкар-Нура; 9 – скв. 96; 10 – скв. 95; 11 – скв. 85; 12 – скв. 255; 13 – Кушмурун; 14 – Белинский; 15 – Соколовский; 16 – Аят II; 17 – Аят III; 18 – Качар; 19 – Семиозерное, скв. 7-к; 20 – Дуванкуль, скв. 19-к; 21 – Кичигино; 22 – Коркино; 23 – скв. 72; 24 – Курган, Челноковский карьер; 25 – скв. 1-ок; 26 – ЖБИ-1, 2; 27 – скв. 36; 28 – Петухово; 29 – скв. ВК-49; 30 – Петропавловск; 31 – скв. 15972; 32 – скв. Октябрьская 1-к; 33 – Ачаир, скв. 011-БП; 34 – Озерный; 35 – Саргатское, скв. 1-р; 36 – Викулово; 37 – Заводоуковский, скв. 3-к; 38 – Новоаимка-Ишим, скв. 7-к; 39 – Ингалинск, скв. 1-к; 40 – Шадринск; 41 – скв. ИГ-32; 42 – Долматово-Першино; 43 – Тюмень, скв. 1-р; 44 – Лучинкино; 45 – Романовка, скв. 8005; 46 – Камышлов; 47 – скв. 7-д; 48 – Ирбит; 49 – Елань, скв. 8; 50 – Липатовское, скв. ЛД-1; 51 – Туринск, скв. 1-р; 52 – Вогулка, скв. 91; 53 – Ляля-Титово (обн. 13); 54 – Шумихинское; 55 – Серов; 56 – Лявдинка, скв. 28; 57 – Лозьвинская Пристань; 58 – Северная Сосьва; 59 – Усть-Манья, скв. 19-у; 60 – скв. 228; 61 – скв. 29; 62 – скв. 30; 63 – Березово, скв. 1-р; 64 – Полуй, скв. 27; 65 – Нумги-Самбур, скв. 47; 66 – Харасовэй; 67 – Надым, скв. 9-к; 68 – скв. 32; 69 – скв. 29; 70 – скв. 11; 71–76 – экспонированные разрезы в Пур-Тазовском междуречье; 77 – Печалька; 78 – Комсомольская, скв. 14-к; 79 – Казым, скв. 4-к; 80 – Атлым; 81 – Кондинское, скв. 2-к; 82 – Леуши; 83 – Уват, скв. 1-р; 84 – Пайдучинская, скв. 1; 85 – скв. 1; 86 – скв. 2; 87 – скв. 3; 88 – скв. 5-к; 89 – скв. 1-Р; 90 – скв. 4; 91 – 10-м; 92 – скв. 3-к; 93 – скв. 1-К; 94 – скв. 5-к; 95 – скв. 9-к; 96 – скв. 10-к; 97 – скв. 11-к; 98 – скв. 10; 99 – Тара, скв. 1-Р; 100 – Новологиново; 101 – Барабинск 1-Р; 102 – скв. 146; 103 – скв. 303; 104 – скв. 23-с; 105 – Карское море, Ленинградская площадь, скв. 157.

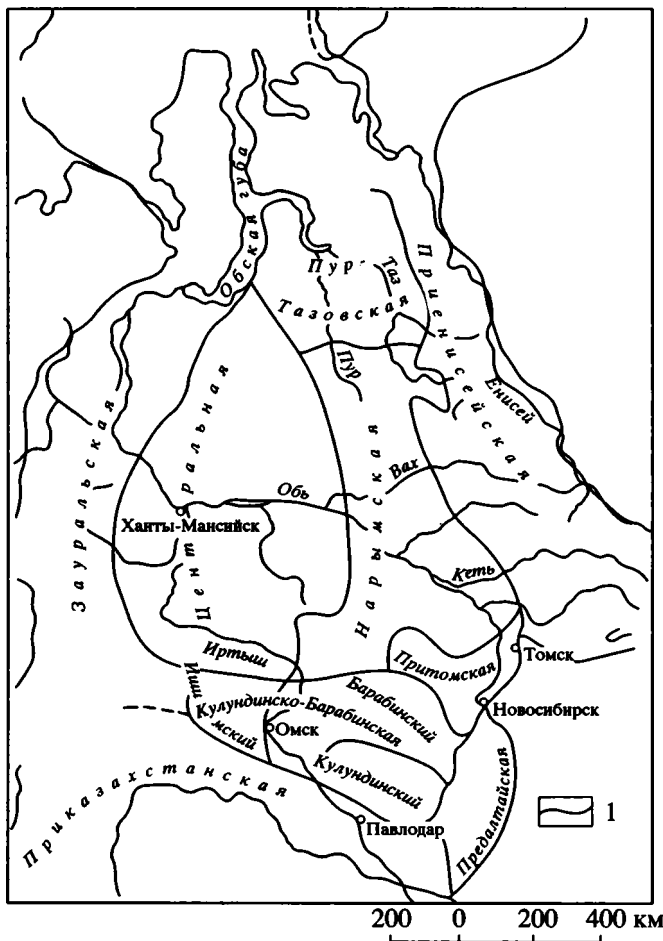


Рис. 3. Схема структурно-фациального районирования палеогеновых отложений Западно-Сибирской плиты (по С.Б. Шацкому, 1978).

1 – граница структурно-фациальных зон.

встречаются радиолярии *Stylosphaerella irinae* и *Tripodiscinus tumulosus*, в то время как по данным П.П. Генералова и И.А. Кульковой эти слои с радиоляриями надо относить еще к нюрольской свите. В.М. Подобина (1998, с. 60) интервал 170.0–158.0 м этой же скважины относит к верхнеирбитской подсвите. Возрастная интерпретация интервала также различна. По диноцистам И.А. Кулькова относит его к зоне DP7 (*Charlesdownia coleothrypta* s. l.) (поздний ипр – первая половина лютета), В.М. Подобина – к приабону.

О ВОЗРАСТЕ ОСНОВНЫХ БИОСТРАТОНОВ МОРСКОГО ПАЛЕОГЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Пограничный интервал мела и палеогена

Важнейшей проблемой региональной биостратиграфии Западной Сибири была и остается проблема правомочности отнесения к данию верхних слоев ганькинской свиты, широко распространенной на всей территории плиты. В своем заключении авторы статьи прежде всего исходят из оценки возраста как самих слоев с зональным комплексом бентосных фораминифер *Brotzenella praeacuta* (Фораминиферы..., 1964), так и несомненно датском возрасте зональных комплексов диноцист, радиолярий, диатомовых, силикофлагеллат и фораминифер (последние по материалам Э.О. Амона, 1990), обнаруженных во многих разрезах нижнеталицкой подсвиты в Зауральской и Центральной зонах. Нельзя также не принимать во внимание принятый ныне объем датского яруса и его положение в общей шкале, а также убедительно доказанный региональный перерыв в кровле маастрихта на всей территории центра и юга Восточно-Европейской платформы, а также на севере Туранской плиты и в Тургайском прогибе.

Дискуссия о возрасте верхних горизонтов ганькинской свиты, основная часть которой всегда считалась маастрихтской (зона *Spiroplectamina kasanzevi*), продолжается не менее полувека. Р.Х. Липман и др. (1960), а также В.Т. Балахматова полагали, что возраст свиты ограничен маастрихтом, а датский возраст имеет нижнеталицкая подсвита. После публикации Н.Н. Субботиной и Э.Н. Кисельман (1961), обративших внимание на некоторые отличия комплекса бентосных фораминифер верхних слоев ганькинской свиты от комплекса ее основной части, эти слои в объеме зоны *Brotzenella praeacuta* стали относить к данию, хотя сама Н.Н. Субботина (Фораминиферы..., 1964, с. 61) не придавала этому таксону столь уж большое значение для трактовки возраста вмещающих пород, ориентируясь, в основном, на находки датских планктонных фораминифер, обнаруженных И.В. Киприяновой (1960): *Globanomalina*¹

¹ Родовые названия палеоценовых планктонных фораминифер даны по сводке Atlas..., 1999.

2. Второй пример относится к опорной скважине “К-14” (или “К”), пробуренной на Комсомольской площади западнее г. Ханты-Мансийска. По документации И.Л. Зайонца (Козлова, Зайонц, 1987) глинисто-кремнистая часть разреза в интервале 300.4–164.5 м относится к нижне- (300.4–265.4 м), средне- (265.4–186.4 м) и верхне-люлинворским (186.4–165.5 м) подсвитам, а вышележащая глинистая толща – к тавдинской свите. По документации П.П. Генералова (Кулькова, 1994), нижне- и среднелюлинворским подсвитам в тех же интервалах соответствуют серовская и ирбитская свиты. Нюрольская свита (=верхнелюлинворская подсвита) выделяется в интервале 186.4–140.0 м. Нетрудно видеть, что нюрольской свите П.П. Генералова и И.А. Кульковой соответствует вся верхнелюлинворская и часть тавдинской свиты Г.Э. Козловой и И.Л. Зайонца. Вопрос этот имеет принципиальную важность, так как по данным Г.Э. Козловой и И.Л. Зайонца в составе нижних слоев тавдинской свиты в обилии

compressa compressa (Plumm.), *P. pseudobulloides* (Plumm.), на восточном склоне Урала в разрезах нескольких скважин, в том числе Шадринской № 3, а также последующие находки Э.Н. Кисельман (1978). И.В. Киприянова считала, что планктон происходит из верхних горизонтов ганькинской свиты, которые, как сейчас выясняется, действительно принадлежат шадринским слоям (Амон, 1990), подстилающим или фашиально замещающим базальную часть талицкой свиты. Поэтому распространение слоев с датскими планктонными фораминиферами на всю территорию плиты или даже только на ее западную и южную части, как предполагалось Н.Н. Субботиной и Э.Н. Кисельман, безоговорочно не может быть принято. Что касается пространства плиты севернее линии Екатеринбург–Тюмень, то в большинстве опорных разрезов и скважин, в том числе и Туринской, талицкая свита перекрывает разные заведомо верхнемеловые горизонты ганькинской, либо последняя вообще размыта (Сигов, 1969; Папулов, 1964).

Тот факт, что индекс-вид зоны *Brotzenella praeacuta* на востоке Европейской палеогеографической области появляется в начале позднего маастрихта и является, по существу, ключевым таксоном для этого интервала разреза (Найдин и др., 1984а, 1984б), делает, по замечанию Э.О. Амона (1990), недостаточно корректным использование только одного этого таксона в качестве маркера для датских отложений. В той же публикации Э.О. Амон, ссылаясь на собственные наблюдения по меньшей мере трех десятков обнажений и скважин в Зауралье, на севере Тургайского прогиба и в пределах юго-западной окраины Западно-Сибирской плиты, приходит к заключению о повсеместно выраженном перерыве в кровле ганькинской свиты и ее перекрытии талицкой или серовской свитами, а также шадринскими слоями – маломощной пачкой слабокарбонатных или известковистых глин, отделенной поверхностями размыва как от ганькинской, так и перекрывающей талицкой свиты. Шадринские слои вскрыты скважинами 304 и 306 на одноименном месторождении углекислых вод, а также в разрезе скв. 49 юго-восточнее г. Кургана. Как шадринские слои, так и более молодые толщи палеогена начинаются в основании с гравийно-галечного фосфоритоносного горизонта. Комплекс фораминифер шадринских слоев имеет смешанный состав и наряду с переотложенными формами из ганькинской свиты, в том числе раннемаастрихскими, здесь обнаружены типично датские таксоны, включая *Parasubbotina pseudobulloides* (Plumm.), встреченный и в нижнеталицкой подсвите. Известно, что в тех редких разрезах на территории бывшего СССР, где наблюдается непосредственная смена маастрихских отложений датскими (например, на Мангышлаке), *B. praeacuta* встречается, наряду

с *P. pseudobulloides* в нижнедатских отложениях. Их совместное присутствие в шадринских слоях убедительно доказывает их раннедатский возраст. В то же время, наличие *P. pseudobulloides* в нижнеталицкой подсвите (интервал 185–178 м, скв. 19, левобережье р. Пышма и в других скважинах), в сочетании с таксонами, обычных для дания, свидетельствует о датском возрасте нижнеталицкой подсвиты. Эти крайне важные выводы Э.О. Амона находят подтверждение и в находках в нижнеталицкой подсвите представителей других групп биоты. Все это приводит к заключению, что возраст ганькинской свиты не моложе маастрихского.

Что касается перерыва в основании дания продолжительностью около 1 млн. лет, то, как и на Восточно-Европейской платформе, он приходится на зону *Parvularugoglobigerina eugubina* и, как уже отмечалось, прослежен во всех регионах Западной Евразии.

Талицкая свита (горизонт)

Талицкая свита, расчлененная на две подсвиты, широко развита в западных, центральных и южных частях плиты и относится к единому одноименному горизонту в объеме двух подгоризонтов. Она образует единую циклотему, формируясь на первом этапе под воздействием арктических вод, трансгрессировавших в пределы плиты с севера. На заключительном этапе на седиментационные процессы и биоту большое воздействие оказали тетические воды. В Зауралье в пределах марганцевого месторождения у пос. Полуночного свита разделена на две подсвиты – марсятскую и ивдельскую, которые нередко рассматриваются в качестве самостоятельных свит. На Ямале и в Пур-Тазовском районе она по латерали замещается более мелководной тибейсалинской свитой. Датско-зеландский возраст талицкой свиты убедительно доказан близостью состава региональных комплексов диноцист с зональными комплексами стратотипических разрезов дания и зеландия, а нижнеталицкая подсвита содержит также и характерные датские комплексы радиолярий, диатомовых и силикофлагеллат, известные из нижнесызранских отложений Восточно-Европейской платформы.

Нижнеталицкая подсвита. Датские комплексы диноцист, относящиеся к надзоне *Senoniasphaera inornata*, а иногда к одной из ее зон, нижней – *Carpatella cornuta* или верхней – *Cerodinium striatum* О.Н. Васильевой были обнаружены в марсятской свите – возрастном аналоге нижнеталицкой подсвиты в разрезах Лозьвинской Пристани, а кроме того, в нижнеталицкой подсвите в скв. 18А (18 км восточнее г. Камышлова). Они указываются О.Н. Васильевой также в разрезах скв. 91 у д. Вогулка Алапаевского района и скв. Е1-8, пробу-

ренной у восточной окраины с. Елань, а также в карьере Аят-2, непосредственно над горизонтом фосфоритовых песков, отделяющих маастрихтские отложения от перекрывающих. Этот же комплекс в объеме надзоны *Senoniasphaera inornata* s. l. был обнаружен в шадринских слоях (зона *C. cornuta*) и в нижнеталицкой подсвите, вскрытых скв. ЛД-1 у с. Липовское. Г.Н. Александровой богатый датский комплекс диноцист надзоны *S. inornata* с доминированием индекс-вида был установлен в пробах из черных жирных глин талицкой свиты, отобранных Р.Б. Крапивнером на правом берегу р. Оби, напротив впадения Иртыша. Основу комплекса, кроме зонального вида, составляют *Hystriodolophaeridium tubiferum*, виды *Spiniferites*, *Achomosphaera ramulifera*, *Palaeotetradinium minusculum*, *Ceradinium sibiricum*, *C. dartmoorua*, *Laciniadinium* sp., *Fibradinium anettoprense*, *Fromea laevigata*. Не менее половины органикостенного фитопланктона составляют акритархи и прازیнофиты: *Michrystidium* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Plumbages torulosa*.

Радиоларии датского возраста слоев с *Cromyocarpus* (?) *ovatus* были описаны А.И. Григорьевой (1975) из глинисто-кремнистых отложений марсятской свиты Зауралья и позже их присутствие в нижнеталицкой подсвите было подтверждено Э.О. Амоном (1990) в цитируемом выше разрезе скв. 19, в том же интервале, где встречена *P. pseudobulloides*. К характерным видам комплекса, кроме вида-индекса, Г.Э. Козловой отнесены *Gondwanaria* (?) *alata*, *Lithorobus longus*, *Lophophaea mugaica*, *Hexaccontium subglobosus*, отражающие первый этап развития радиоларий в палеогене. Совместно с диатомовыми зоны *Trinacria heibergiana* (по Н.И. Стрельниковой – *Trinacria heibergiana* – *Hemiaulus rossicus*) комплекс с *Cromyocarpus* (?) *ovatus* указывался Г.Э. Козловой и Н.И. Стрельниковой (1984) в разрезе Усть-Маньинской скважины 19-V (интервал 198–175 м) на р. Северная Сосьва. Эта же зона диатомовых установлена в 1978 г. З.И. Глезер вместе с зоной силикофлагеллат *Corbisema* (*Dictyocha*) *hostata* в марсятской свите в разрезе целого ряда скважин Зауральской зоны, а также у Лозьвинской Пристани, откуда О.Н. Васильевой указывается комплекс диноцист надзоны *Senoniasphaera inornata*. Характерными видами комплекса диатомовых относятся *Hemiaulus rossicus*, *Trinacria caudata*, по силикофлагеллатам – *Corbisema archangelskiana*, *C. inermis*. Л.А. Панова со слоями с *Cibicides incognitus* сопоставляет палинозону *Trudopollis menneri*–*Nudopollis endangulatus*–*Oculopollis giganteus* (Практическая палиностратиграфия, 1990).

Приведенные выше данные убедительно свидетельствуют о датском возрасте большей части нижнеталицкой подсвиты. В то же время создается впечатление, что накопление талицкой свиты в разных районах происходило несинхронно и мес-

тами одновременно с формированием глинисто-кремнистых осадков накапливались слабокарбонатные или бескарбонатные глины, относимые к шадринским слоям. С подобной же ситуацией авторы столкнулись при обсуждении материалов по данию Нижнего Поволжья. В результате был сделан вывод, что базальные слои кремнистой сызранской серии однообразны со слоями Белогородни другого литологического состава. Контроль в определении возраста, кроме групп кремнистого и органикостенного фитопланктона, относящихся к тем же зонам, что и в Западной Сибири, в Поволжье здесь подкреплялся и нанопланктоном.

Верхние слои нижнеталицкой подгоризонта могут иметь зеландский возраст. По сообщению Э.М. Бугровой, в юго-западной части п-ва Ямал в четырех скважинах у пос. Харасавэй палеоценовые отложения, относимые в Ямало-Тазовском районе к тибейсалинской свите, с размывом залегают на глинах и алевроитах ганькинской свиты верхнего маастрихта (зона *Spiroplectammina kasanzevi*). Палеоцен начинается с базального глауконитового фосфоритоносного песка, постепенно сменяющегося глинисто-алевритовыми породами нижнетибейсалинской (=нижнеталицкой) подсвиты. Фораминиферы отсутствуют в нижнем полутора-метровом интервале разреза, но сразу над ним появляется зеландский комплекс. Как отмечает Э.М. Бугрова, около 70% видов, встреченных на Ямале, описаны Ф. Бротценом из зеландских отложений Южной Швеции. Эта часть разреза с фауной выделена в слои с *Ceratolamarkina tuberculata*. Кроме этого вида присутствуют *Ceratobulimina perplexa*, *Ammoscalaria friabilis*, *Cyclammina coksuvorovae*, *Pseudopolymorphina geieri angusta*, *Sigmomorphina soluta* и др. Отложения с этим же комплексом, но более обедненным, встречены на Пур-Тазовском полуострове, где они являются частью более широкой по объему зоны зеландия *Ammoscalaria friabilis*.

Верхнеталицкая подсвита. В ее составе преобладают глины. При переходе от ниже- к верхнеталицкой подсвите кремнистая составляющая глин постепенно сокращается. Учитывая изменения в талицкое время характера связи западносибирского бассейна с Мировым океаном, можно предполагать наличие размывов, а иногда и перерыва в подошве верхнеталицкой подсвиты. В большей своей части подсвита относится к зеландию, а возможно и к началу танета по присутствию в ней характерного комплекса диноцист зоны *Alterbidinium circulum*–*Cerodinium speciosum*, известного с этого же уровня в Северо-Западной Европе (Stouge et al., 2000), фораминифер зоны *Ammoscalaria friabilis*, а также *Cibicidoides favorabilis* (последней, по данным В.М. Подобиной, полностью или частично) и спорово-пыльцевого комплекса палинозоны *Trudopollis menneri*–*Tria-*

triopollenites arboratus–Anacolosidites insignis (по Л.А. Пановой). Кремневые микроорганизмы из верхнеталицкой подсвиты неизвестны. Это, вероятно, связано с ограничением либо прекращением связей эпиконтинентального Западно-Сибирского моря с Арктическим, о чем свидетельствует прибрежно-морской или даже континентальный генезис осадков верхнетибейсалинской подсвиты – возрастного аналога верхнеталицкой подсвиты на севере плиты (Чирва, Любомирова, 1973; Шацкий, 1978 и др.). Весьма характерно, что в одной из поздних публикаций по Ямалу и Тазовскому полуострову (Семочкина и др., 1994) подчеркивается, что в верхнетибейсалинской подсвите, кроме спор и пыльцы, никаких морских органических остатков, в том числе и диноцист, не отмечено ни в одном из разрезов профилей скважин, вскрывших эту подсвиту (скв. 1, 8, 9, 12pp и 12pr на Ямале и скв. 41, 42 и 49 на Тазовском полуострове).

Люлинворская свита (горизонт)

Второй палеогеновый седиментационный цикл характеризовался наибольшей продолжительностью и максимальным распространением морского бассейна, занимавшего по площади до 2/3 всей территории плиты. Он совпадает с периодом наиболее активного кремненакопления, широко проявившегося в средних и высоких широтах северного полушария. В Западной Сибири оно происходило не только в квазиаппеллинговой² зоне Восточного Зауралья, но и за ее пределами, на фоне наиболее тесных в палеогене связей Арктического бассейна с окраинными морями Тетиса. Несмотря на сохраняющуюся нерешенность некоторых номенклатурных вопросов, большинство специалистов выделяют три этапа в развитии общего седиментационного процесса. На западе в квазиаппеллинговой зоне последовательно формировались серовская (опоковая), ирбитская (диатомитовая) свиты и кремнисто-глинистая толща, которая чаще рассматривается в составе ирбитской свиты (s. l.) в качестве ее верхней подсвиты, а иногда как самостоятельная – нюрольская свита, являющаяся возрастным аналогом верхнелюлинворской подсвиты. На востоке Центральной, а также в восточных и южных структурно-фациальных зонах плиты, где превалировала глинисто-кремнистая седиментация, выделяется единая люлинворская свита, расчлененная на три подсвиты, каждая из которых достаточно уверенно сопоставляется с соответствующими литостратонами западной части плиты. В развитии западносибирской морской биоты также прослеживаются три этапа, которые в основном корреспондируются с седимен-

тационными циклами и люлинворский горизонт подразделяется на три подгоризонта. Поэтому несмотря на известную “размытость” границ литостратонов, можно говорить об определенном соответствии последних биостратонам. Если к седиментационным процессам подходить через оценку влияния на них открытых морских бассейнов, то первые два седиментационных этапа происходили под большим влиянием Арктического бассейна, тогда как при формировании третьего определенно просматривается большее влияние на осадконакопление и состав биоты северных окраинных морей Тетиса.

Нижнелюлинворская подсвита (=серовская свита). Соотношения этих литостратонов с подстилающими трактуются согласными, нередко с выделением в базальных частях разрезов мощных слоев глауконитовых песчаников с кремнистым цементом, формировавшихся на ранней фазе развития морской трансгрессии, распространявшейся с севера.

Возраст серовской свиты и нижнелюлинворской подсвиты – танетский. Эти литостратоны занимают большую часть объема этого яруса. Нижние части их относятся по диноцистам к зоне *Alisocysta margarita*. В качестве одного из характерных таксонов зоны, особенно в ее основании, остается *Cerodinium speciosum*, появляющийся еще в зеландии. Зона *Alisocysta margarita*, впервые выделенная в танете Северо-Западной Европы, достаточно уверенно сопоставляется в Североморском бассейне с зонами NP6 (частично), NP7 и NP8 (частично) по нанопланктону (Mudge, Bujak, 1996; Moorkens et al., 2000). По радиоляриям, диатомовым и силикофлагеллатам зона *A. margarita* в Западной Сибири сопоставляется с зонами *Tripodiscinus sengilensis* и *Trinacria ventriculosa*–*Sheshukovia mirabilis*, а также *Corbiseima lamellifera*–*Naviculopsis robusta*. Верхние части литостратонов по диноцистам принадлежат зонам *Apectodinium hyperacanthum* и *Apectodinium augustum*, которые в разрезах Дании, Великобритании и Бельгии сопоставляются с зоной NP9 по нанопланктону (Moorkens et al., 2000). На севере Тургайского прогиба и на западе плиты эти зоны О.Н. Васильевой и А.И. Яковлевой прослежены во многих разрезах (Васильева, 2000; Radionova et al., 2000). Кроме зональных видов, в качестве характерных таксонов этих зон выступают и другие виды рода *Apectodinium* – *A. parvum* (рассматривается как зональный вид вместо *A. augustum*), *A. paniculatum* и др., а также виды *Cerodinium*, *Glaephyrocysta ordinata*, *Deflandrea dissoluta* и др. По радиоляриям и диатомовым зонам *Apectodinium homomorphum* и *A. augustum* (по существу “акме” рода) в регионе соответствуют зона *Pelatospyrus faveolata* по радиоляриям, а также зона *Hemiaulus proteus*–*Coscinodiscus uralensis* по диатомеям, причем вторая зона в полном, а первая – почти в пол-

² Приставка квази добавлена для того, чтобы подчеркнуть, что это не типичная аппеллинговая зона, которая, как известно, формируется в пограничной зоне океан–континент.

ном их объеме, так как частично они сопоставляются с “акме” *Deflandrea oebisfeldensis* раннего ипра. По силикофлагеллатам, согласно З.И. Глезер, диатомовым зонам соответствуют зоны *Dictyocha deflandrei deflandrei* и *D. frenguelli carentis* (рис. 1).

Характерными таксонами нижней из зон по кремневому планктону, кроме зональных, являются: *Discopyle* (?) *totshilinae*, *Clathrocylas meta*, *Petalospyris senta* (радиолярии), *Podosira* (= *Coscinodiscus*) *anissimovae*, *Grunowiella gemmata* и др. (диатомовые), *Dictyocha frenguelli* и *Naviculopsis constricta* (силикофлагеллаты). Сопутствующими таксонами верхних зон являются: *Clathrocylas lipmanae*, *Theocalyptra aurelia*, *Lychnocanium zhamoidae* (радиолярии), *Puxidicula moelleri*, *Stephanopyxis edita* и др. (диатомовые), *Corbisema lamellifera*, *Dictyocha frenguelli*, *Naviculopsis aspera* (силикофлагеллаты).

При обсуждении возраста границы ниже- и среднелюлинворского подгоризонтов неминуемо приходится обращаться к проблеме границы между палеоценом и эоценом.

Проблема границы палеоцена и эоцена

Вопрос о границе палеоцена и эоцена, как и в других регионах мира, к сожалению, просто не решается. Не пришла к окончательному результату и рабочая группа по этой границе, образованная подкомиссией по палеогеновой системе Международной стратиграфической комиссии, которой на протяжении восьми лет руководила М. Обри (Aubry et al., 1999). Одновременно ею возглавлялись исследования по проекту 308 МПГК, темой которого был анализ геологических и биотических событий на границе палеоцена и эоцена. Из серии вариантов возможного проведения границы члены Международной подкомиссии рассматривали следующие: 1) проведение ее по смене нанопланктонных подзон NP10a/NP10b, совпадающей с FAD (первым появлением) *Tribrachiatulus digitalis*. Этот уровень практически точно соответствует подошве лондонских глин и принимается ныне многими биостратиграфами. Изотопный возраст границы – 54.37 млн. лет (Aubry, 1996); 2) фиксация границы по смене зон планктонных фораминифер (P5/P6), совпадающей с LAD (последним появлением) *Morozovella velascoensis*. В России на этом уровне считает целесообразным проводить границу В.А. Крашенинников; 3) установление границы по смене нанопланктонных зон NP9/NP10. Граница между отделами на этом уровне была принята в соответствии с решением комиссии по Палеогеновой системе МСК, 1989 и утвержденном МСК; 4) проведение границы по изотопному событию $\delta^{13}\text{C}$ (так называемому экскурсу изотопа углерода, Kennett, Scott, 1981). Изотопный возраст этого события

оценивается в 55.5 млн. лет; 5) установление границы по смене полярности между палеомагнитными эпохами C25n/C24n; 6) совмещение границы с кровлей танетских песков. Разброс между крайними вариантами положения границы более 2 млн. лет (Aubry et al., 1999). Международная рабочая комиссия пришла к заключению, что наиболее предпочтительными для проведения границы между палеоценом и эоценом оказываются варианты 1 и 4. Первый – широко принятый в мире, имеет исторические корни. Это – “стандартный” вариант границы между танетским и ипрским ярусам, однако трудно прослеживаемый глобально. Второй вариант границы удобен возможностью ее планетарного прослеживания (так называемая граница глобального стратотипического разреза и точки или “global stratotype section and point” = GSSP).

В Западной Сибири из-за отсутствия данных по планктонным фораминиферам и нанопланктону в пограничном интервале и сведений об изотопном эпизоде при выборе границы приходится исходить из других критериев, опираясь на одну из групп микропланктона. Лучше всего использовать для этого диноцисты – группу, в меньшей степени зависящую от фаций и позволяющую более уверенно сопоставлять зональные комплексы Западной Сибири с западноевропейскими, от которых они, кстати, не столь сильно отличаются по составу. В этом отношении особый интерес представляет возрастная позиция в западносибирских разрезах “акме” *Deflandrea oebisfeldensis*, разделяющей зоны *Apectodinium augustum* (палеоценовую) и *Wetzeliiella meckelfeldensis* (эоценовую). *D. oebisfeldensis*, появляясь еще в палеоцене, встречается в обилии в базальных слоях ирбитской свиты и среднелюлинворской подсвиты, и подошва последних по существу совпадает с нижней границей “акме” этого таксона. По данным Т. Мооркенса и др. (Moorkens et al., 2000), в одной из скважин, пробуренных в Бельгии в стратотипической местности ипрского яруса, возрастные границы “акме” определены в 54.8–54.5 млн. лет. Этому же уровню отвечает массовая встречаемость *D. oebisfeldensis* в разрезах скважин Северного моря (Powell, 1988; Neilmann–Clausen, 1994; Mudge, Bujak, 1994, 1996). В нанопланктонной шкале ему соответствует нижняя часть зоны NP10. В сибирских, как и западноевропейских разрезах, в верхних слоях серовской свиты, как уже было отмечено, в обилии появляются представители рода *Apectodinium* (*A. homomorphum*, *A. hyperacanthum*, *A. augustum*) (своего рода “акме” *Apectodinium* spp.). В Западно-Сибирском регионе рубеж между двумя “акме” – *Apectodinium* и *Deflandrea oebisfeldensis* хорошо узнается. Этот первый вариант границы, соответствует границе литостратонов и поэтому представляется более предпочтительным. Соотношение “акме” *D. oebisfeldensis* с зона-

ми по кремнистому микропланктону в регионе установлено авторами в разрезе карьера у г. Камышлов. Верхние границы зон *Coscinodiscus uralensis* и *Petalospyris foveolata*, которые совпадают, фиксируются в верхней части “акме” всего лишь на 1 м ниже первого появления в разрезе *Wetzeliiella meckelfeldensis* в нижней части ирбитской свиты.

Второй возможный вариант проведения границы палеоцена и эоцена в Западной Сибири – по подошве зоны *Wetzeliiella meckelfeldensis* (верхняя граница “акме” *D. oebisfeldensis*). Но в этом случае “пропускается” самая нижняя ипрская диноцистовая зона – *W. astra*, очень короткой продолжительности, пока установленная И.А. Кульковой только в одном из западносибирских разрезов. Этот вариант проведения границы выигрышен тем, что он с большой степенью точности соответствует границе зон по радиоляриям *Petalospyris foveolata* – *P. fiscella* и диатомовым *Coscinodiscus uralensis* – *Coscinodiscus payeri*, однако проходит не в основании, а внутри литостратонов.

Средне- и верхнелюлинворские подсвиты (ирбитская и нюрольская свиты). В первой половине эоцена происходило накопление биогенных кремнистых толщ (диатомитов), которые как по латерали с запада на восток, так и вверх по разрезу постепенно замещались глинисто-кремнистыми. Они постепенно без видимого перерыва сменяют подстилающие литостратоны. Над “акме” *D. oebisfeldensis*, приуроченной к базальным слоям ирбитской свиты и среднелюлинворской подсвиты, как в Западной Европе и Крымско-Кавказской области (Cavellier, Pomerol, 1983; Costa, Manum, 1988; Андреева-Григорович, 1991) прослеживается единая последовательность всех диноцистовых зон ипра – *Wetzeliiella meckelfeldensis*–*Dracodinium simile*–*Dracodinium varielongitudum*–*Charlesdowniea coleothrypta* (s. l.). Причем три первые зоны по объему соответствуют нанопланктонным зонам NP11 и NP12. Четвертая зона сопоставляется с зонами по нанопланктону NP13 и NP14 (возможно отчасти NP15). Выделяемые зоны в регионе хорошо увязаны с зонами по кремневому микропланктону (рис. 1). Эта последовательность диноцистовых зон, так же как и сопоставление с другими группами микропланктона, установлены в целом ряде комплексно изученных разрезов: в карьере у г. Камышлов, в скважинах Зауральской, Пур-Тазовской и Центральной структурно-фациальных зон (по материалам авторов статьи, дополненных данными сибирских палинологов (Кулькова, Шацкий, 1984; Бакиева, 1994; Кулькова, 1994).

Соотношение зон ипра по органикостенному и кремнистому микропланктону таково. Части “акме” *Deflandrea oebisfeldensis*, зонам *Wetzeliiella meckelfeldensis*, *Dracodinium simile* и части зоны *Dracodinium varielongitudum* нижнего ипра по радиоляриям соответствуют зоны *Petalospyris fiscella*

и *Podocyrthis aphorma*, по диатомовым водорослям – зона *Coscinodiscus payeri*, по силикофлагеллатам – зона *Dictyocha frenguelli carentis*, которая (по З.И. Глезер) в большей степени отвечает “акме” *Deflandrea oebisfeldensis*. В.М. Подобина (1998) к ипру относит по бентосным фораминиферам зону *Textularia carinatifformis sibirica*, *Anomalinoidea ypresiensis ovatus*, однако авторы статьи полагают, что она скорее соответствует лишь нижним трем зонам ипра по диноцистам, причем зоне *Dracodinium varielongitudum*, которой, по-видимому, ограничивается первая половина ипра по кремнистому микропланктону соответствует подзона *Heliodiscus lentis* s. s. – нижняя часть зоны *Heliodiscus lentis* (s. l.) по радиоляриям, разделенная Г.Э. Козловой на две подзоны: *H. lentis* (s. s.) и *H. inca*. По диатомовым эта диноцистовая зона совпадает с нижней частью зоны *Ruxilla gracilis* (по Н.И. Стрельниковой, Э.П. Радионовой и Т.В. Орешкиной) и зоной *Coscinodiscus decrescens decrescens* (З.И. Глезер). По силикофлагеллатам ей отвечает зона *Dictyocha rotundata* (по З.И. Глезер). Перечисленные выше биостратоны характеризуют ирбитскую свиту (s. str.) и среднелюлинворскую подсвиту.

Характерными таксонами кремневого планктона выделенных биостратонов являются: для зоны *Petalospyris fiscella* – *Axoprinum inclarium*, *Clathrocyclas elegans*, *C. multiplicatus*, *Thecosphaerella sublica*, а для зоны *Podocyrthis aphorma* (= *Spongotrochus paciferus*) – *Axoprinum mirum*, *Podospirtis papalis*, *Lamptonium fabaeforme fabaeforme* (радиолярии) для зоны *Coscinodiscus payeri* – *Coscinodiscus decrescens*, *C. mirabilis*, *C. heteroporus* и др. (диатомовые), *Dictyocha deflandrei* var. *completa* (силикофлагеллаты). В скважине “К” Комсомольской площади Л.А. Пановой в объеме основной части радиоляриевой зоны *Petalospyris fiscella* (интервал 236.5–210.0 м) выделен палинокомплекс зоны *Triporopollenites robustus*–*Plicapollis pseudoexcelsus*. Что касается палинозоны *Castanea crenataeformis* – *Platycaryapollis* (интервал 210.0–172.0 м), то по данным И.А. Кульковой (1994) она соответствует зоне *Dracodinium varielongitudum* и нижней части зоны *Charlesdowniea coleothrypta* (s. l.) по диноцистам.

Вторая половина ипра и, вероятно, какая-то часть лютета относится по диноцистам к зоне *Charlesdowniea coleothrypta* (s. l.), обычно подразделяющейся на две подзоны – *Charlesdowniea coleothrypta* (s. s.) и *Charlesdowniea coleothrypta* sbsp. *rotundata*. К зоне в ее расширенном толковании относятся верхние слои ирбитской свиты и среднелюлинворской подсвиты, а также полностью (или частично) нюрольская свита и верхнелюлинворская подсвита.

Подзоне *Charlesdowniea coleothrypta* (s. s.) по радиоляриям соответствует подзона *Heliodiscus lentis* (s. l.) (верхняя часть зоны *Heliodiscus lentis* s. l.).

Верхняя же зона, выделяемая по этой группе – *Buryella clinata* – *Buryella longa* в Западной Сибири предположительно пока установлена только в разрезе верхнелюлинворской подсвиты, вскрытой скважиной 001-БП у пос. Ачаир в интервале 485–470 м. По диатомовым диноцистовой зоне *Charlesdownia coleothrypta* (s. s.) соответствует верхняя часть зоны *Puxilla gracilis* и частично зона *Puxilla oligosaenica* var. *tenuis*. Возраст последней Н.И. Стрельникова, Т.В. Орешкина и Э.П. Радинова ограничивают ипром. З.И. Глезер верхнюю часть зоны *Puxilla gracilis* выделяет в самостоятельную зону *Brightwellia hyperborea*. Что же касается зоны *Puxilla oligosaenica* var. *tenuis*, то она относится к среднему эоцену без уточнения верхней возрастной границы (Глезер, 1979). По силикофлагеллатам диноцистовая подзона *Charlesdownia coleothrypta* (s. s.) ею сопоставляется с зоной *Dictyocha secta*. Авторы полагают, что подзона *Charlesdownia coleothrypta* (s. s.) еще имеет ипрский возраст, а возраст подзоны *Charlesdownia coleothrypta rotundata* – позднеипрский–лютетский и ее верхняя граница требует уточнения, так же как и верхние границы сопоставляемых с ней полностью или частично диатомовой и радиоляриевой зон (*Puxilla oligosaenicum* var. *tenuis* и *Lychnocanium separatum*). Можно предполагать, что все они совпадают или близко отвечают времени практически полного прекращения накопления в центральных районах Западной Сибири кремнистых осадков, которое произошло в середине лютета. Остается непонятным, распространяется ли зона *Puxilla oligosaenica* var. *tenuis* и на нижнюю часть тавдинской свиты, как это предполагает З.И. Глезер. Это же касается и слоев с ? *Lychnocanium separatum* по радиоляриям, выделяемых Г.Э. Козловой (1999).

О взаимоотношениях люлинворской и тавдинской свит. Вновь возвращаясь к рассмотрению литостратонов, необходимо подчеркнуть, что наиболее неясными остаются возрастные и пространственные соотношения тавдинской и люлинворской (нюрольской) свит. Это, пожалуй, самая главная из нерешенных проблем морской палеогеновой стратиграфии Западной Сибири. Существует несколько точек зрения на взаимоотношение свит. В соответствии с первой из них тавдинская свита на верхнелюлинворской подсвите залегает повсеместно с перерывом (Шацкий, 1984, с. 12–13). В соответствии со второй – свиты постепенно сменяют друг друга и перерыва в седиментации нет (Подобина, 1998).

В многочисленных публикациях и производственных съемочных отчетах приводятся убедительные примеры размыва и перерыва в седиментации на границе этих свит, когда тавдинская начинается с горизонта базальных галечников или глауконитовых песков с конкрециями фосфоритов. Наиболее отчетливо это выражено в Зауральской

структурно-фациальной зоне, а также на севере, юге, а местами в центральных частях плиты, где нижние слои свиты представлены песчаными прослоями с признаками размыва на подстилающих отложениях (Власов, Черепанов, 1984, с. 82, материалы по Нижнему Прииртышью, а также см. Кривенцов, 1984, схема 2, с. 90, данные по восточной части Обь-Иртышского междуречья). Размыв в подошве тавдинской свиты А.В. Кривенцовым отмечен в скважинах 10и, 4к, 1к, 5к, 45п. Эта точка зрения на соотношение свит в большей или меньшей степени разделялась В.А. Мартыновым (1973), С.А. Чирвой (Чирва, Любомирова, 1973), С.Б. Шацким (1984). Последний считал размыв на границе люлинворской и тавдинской свит повсеместным (см. схему на с. 12–13). Пожалуй, наиболее типичным можно считать взаимоотношение люлинворской и тавдинской свит в недавно пробуренной скважине 011-БП Омской ГРП у с. Ачаир (Омский район). На контакте свит происходит смена глинистых пород алевроито-песчаными, фиксируются признаки “хардграундовой поверхности”, а также взмучивания осадков в подошве тавдинской свиты. Контакт четко выражен и “раструбом” на каротажной диаграмме. По диноцистам, по заключению И.А. Кульковой, комплекс диноцист нижних слоев тавдинской свиты принадлежит зоне *Rhombodinium draco*–*Areosphaeridium diktyoplokus*. Аналогичная зона, названная по первому виду, выделяется в основании типового разреза бартона Англии (Powell, 1992). Верхние горизонты люлинворской свиты еще относятся к зоне *Charlesdownia coleothrypta* s. l. и, таким образом, в этом разрезе “пропускаются”, по крайней мере, одна-две диноцистовые зоны (*Charlesdownia fasciata* и *Systematophora placacantha*).

Изучение диноцист из верхнелюлинворской подсвиты и тавдинской свиты О.Н. Васильевой и А.И. Яковлевой также подтверждает первую точку зрения, так как “потери” одной или двух диноцистовых зон второй половины лютета – (?) начала бартона далеко не ограничиваются приведенным выше примером. Более определенно они проявляются в экспонированных разрезах, особенно в карьерах (Камышловском, Качарском и др.), где контакт толщ удается наблюдать более основательно. Не исключено, или даже более вероятно, что рыхлые глауконитовые пески, гравелиты и галечники, фиксирующие этот контакт, как правило, небольшой мощности, размываются в процессе бурения, а необходимые в таком случае меры повышения выхода керна (бурение двойной колонковой, укороченными рейсами) не применяются и “спасение” зависит только от правильно расшифрованных каротажных диаграмм. Подобные случаи некоторым из авторов статьи хорошо известны из практики работ в Казахстане.

В тех структурно-фациальных зонах, где переход от верхнелюлинворской подсвиты к тавдин-

ской свите трактуется как постепенный, некоторыми исследователями выделяется пачка “чеганоподобных глин”. Подчеркивается в известной мере неопределенность литостратона и эту пачку с равным успехом относят то к верхнелюлинворской подсвите, то к тавдинской свите. Комплекс диноцист, характеризующий ее, относят к интервалу, для которого в качестве зональных видов-индексов принимают то *Systematophora placantha*, то *Charlesdownia fasciata*, иногда *Wetzeliiella articulata*, либо какой-нибудь другой из таксонов, для него характерных. Несмотря на свою неопределенность, в разрезах он легко узнаваем по доминированию видов ветцелиелловых и дефландровых. Интервал при смыкании диноцистовых зон занимает промежуточное положение между подзоной *Charlesdownia coleothrypta* sbsp. *rotundata* и зоной *Rhombodinium draco*, относящимися заведомо к нюрольской и тавдинской свитам. Возраст первой из них вряд ли моложе первой половины лютета, что касается второй, то она в Западной и Центральной Европе, Крымско-Кавказской области и на юге Восточно-Европейской платформы занимает положение в основании бартона, сопоставляясь с зоной *Subbotina turcmenica*.

По пяти пробам, отобранным с глубин 444, 439, 434, 424, 419 м, этот интервал установлен Н.И. Запорожец в разрезе скв. 2 Привасюганья (Каймысовский свод). По документации В.М. Подобиной (1998) часть разреза, занимающего по диноцистам нишу между зонами “*coleothrypta*” и “*draco*” принадлежит верхнелюлинворской подсвите, вскрытой в интервале 446–407 м. Богатый и разнообразный комплекс фитопланктона (свыше 50 видов) при очень небольшом наполнении мацерата спорами и пылью свидетельствует о накоплении осадков в условиях открытого морского бассейна нормальной солености. Родовой спектр комплекса широк. Кроме представителей ветцелиелловых и дефландровых, составляющих более половины комплекса, присутствуют *Areoligera coronata*, *Thalassiphora pelagica*, *T. delicata*, *Diacrocanthidium spinigerum*, *Samlandia chlamidophora*, *Soaniella granulata*, *Achomosphaera alcornu*, *Cordosphaeridium gracile*, *Homotryblum acculeatum*, *Lejeunecysta wetzelii*, *Rottnechia borussica*, *Spiniferites cornutus*, *Cribroperidinium guiseppeii*, а также еще не менее 20 родов, определенных с открытой номенклатурой. Нижняя возрастная граница данного комплекса установлена достаточно уверенно. Начиная с глубины 449 м и вниз по разрезу, выявлена нисходящая последовательная смена зон: *Charlesdownia coleothrypta* (s. l.)–*Dracodinium simile*–*Dracodinium varielongitudum* (474 м)–*Wetzeliiella meckelfeldensis* (489 м). Верхняя граница комплекса не определена. Однако необходимо отметить присутствие в заметном количестве цист *Ch. coleothrypta* и *Charlesdownia coleothrypta* sbsp. *rotundata* в спектре пробы 419, и можно предположить

возможное замещение комплексом верхней части зоны *Ch. coleothrypta* (s. l.). Результаты, близкие только что рассмотренным, были получены И.А. Кульковой и А.И. Яковлевой при изучении диноцист, спор и пыльцы соседней скважины 4 того же Каймысовского свода Привасюганья, с той лишь разницей, что верхнелюлинворская подсвита (в интервале 310–252.9 м) почти полностью отнесена ими к зоне *Ch. coleothrypta rotundata* s. l. и появление рода *Soaniella*, весьма характерного таксона “чеганоподобных” глин, зафиксировано только в самой верхней части разреза верхнелюлинворской подсвиты в пробе с глубины 256 м.

Этот же интервал разреза (430–419 м) скв. 2 В.М. Подобина (1998, с. 87) выбрала в качестве стратотипа выделяемой ею зоны *Labospyra honesta*, возраст которой определяется как приабонский, что позволяет ей относить верхнелюлинворскую подсвиту к верхнему эоцену. К этой же зоне ею отнесен интервал 280–270 м в скв. 4 (1998, с. 74).

Таким образом, по одним и тем же интервалам двух разрезов дается совершенно различная интерпретация возраста верхнелюлинворской подсвиты. По органикостенному фитопланктону возраст этой свиты не может быть моложе, чем лютетский. По фораминиферам – свита является позднеэоценовой. Столь большой разброс в установлении возраста одного и того же интервала разреза также требует специального обсуждения.

Тавдинская свита (горизонт)

Третий морской седиментационный цикл палеогена отражен в накоплении тавдинской свиты, представленной толщей тонкослоистых глин мощностью до 200 м, объединенных вместе с замещающими ее континентальными породами в единый тавдинский горизонт. Выдержанным по площади, особенно в южных структурно-фациальных зонах плиты, пластом глауконитовых песков тавдинская свита разделена на две подсвиты. Свита формировалась на заключительном этапе палеогенового морского осадконакопления. Она либо уже не содержит кремнистый фитопланктон, либо он встречается лишь в ее базальных слоях, причем не вполне ясно, “*in situ*” или в перетолженном состоянии. Существуют два различных представления о возрасте тавдинской свиты. В соответствии с первым из них – он средне-позднеэоценовый, со вторым – олигоценовый. Однако независимо от того, какой точки зрения придерживаться, при его обосновании необходимо учитывать следующие группы биоты: фораминиферы (бентосные и планктонные), диноцисты, остракоды, микрофоссилии высших растений, плоды и семена, рыбы и моллюски.

Бентосные и планктонные фораминиферы.

Представление об олигоцене в тавдинской свите развивается В.М. Подобной в целом ряде публикаций, включая монографию 1998 г. Главными из аргументов являются находки планктонных фораминифер в выделяемой ею зоне *Cibicides pseudoungerianus*, *Evolutonion decoratum*. В качестве лектостратотипа зоны выбран разрез скважины 4-к у с. Петухово Омской области, в интервале 115.75–37.75 м, хорошо известный по более ранним публикациям (Фораминиферы..., 1964). Комплекс фораминифер этой зоны В.М. Подобной определяется как олигоценый. Ею отмечается (1998, с. 88), что объем выделяемой зоны эквивалентен зонам, ранее предложенным Р.Х. Липман (*Cibicides khanabadensis*), М.В. Ушаковой (*Elphidium rischanicum*, *Cibicides khanabadensis*), а также слоям с *Cribronion* (= *Criptoneridium rischanicum*) (Фораминиферы..., 1964). Последний из таксонов описан из рихтанских слоев Средней Азии. В настоящее время он является индекс-видом верхней лоны бартонского яруса юго-востока Туркмении и Таджикистана (аналог верхней части зоны *Globigerina turcmunica*).

В.М. Подобной при выборе в качестве лектостратотипа разреза скважины 4-к у с. Петухово (интервал 115.75–37.75 м) не были учтены сведения Н.Н. Субботиной (Фораминиферы..., 1964, с. 72–73) об обнаруженных в этой же скважине с глубины 50 м (т.е. из верхних слоев лектостратотипа В.М. Подобной) комплекса планктонных фораминифер, близкого по составу комплексу лиролеписовых слоев Северного Кавказа (в современном понимании – кумского горизонта). Указание Н.Н. Субботиной на находку (в числе других видов) *Globigerina apertura* (сейчас *Subbotina turcmunica*) убедительно подтверждает ее вывод о возможности параллелизации западносибирского комплекса планктонных фораминифер с кумским Крымско-Кавказской области, имеющим по планктонным фораминиферам и нанопланктону среднеэоценовый возраст. Не возникало у Н.Н. Субботиной сомнений и в том, что аналогичный комплекс планктонных фораминифер был встречен и М.В. Ушаковой (1959) в разрезе у с. Озерный Кустанайской области. Н.Н. Субботина при этом полагала, что планктонные фораминиферы происходят не из тавдинской, а из верхних слоев нюрольской свиты. Однако, по-видимому, более права В.М. Подобина, отнеся этот интервал разреза скв. 4-к к тавдинской свите.

Что касается слоев с *C. rischanicum*, то их Н.Н. Субботина и М.В. Ушакова всегда относили к тавдинской свите. Этот таксон, если он может рассматриваться как достоверный применительно к Западной Сибири, получил широкое распространение в более высоких горизонтах западно-сибирского морского разреза, чем слои с планк-

тонными фораминиферами. М.В. Ушаковой, как известно, в тавдинском горизонте по распространению в нем эльфидид, выделялось три зоны, каждая с участием *C. rischanicum*. Третьей зоной – эльфидид – *C. differensapertio* она заканчивала разрез тавдинской свиты, отмечая, что в самых верхних слоях ее, также как и в базальных слоях, эта группа фораминифер вообще не встречается. Это представление М.В. Ушаковой и Н.Н. Субботиной о стратиграфической позиции комплекса с *C. differensapertio* поддерживается В.М. Подобной (1998, рис. 25 и 26, с. 73 и 74).

В 1999 г. В.Н. Беньямовским в глинах нижней части тавдинской свиты Камышловского карьера были встречены планктонные фораминиферы, в том числе и *S. turcmunica*. Принадлежность раковин к этому виду подтверждена Э.М. Бугровой, просмотревшей коллекцию. Эти глины обнажаются непосредственно над базальным гравийно-галечным слоем, перекрывающим с разрывом ирбитскую свиту, а также над маломощным (до 2–3 м) горизонтом рыхлых песчаников, отделенным поверхностями разрыва как от подстилающих ирбитских отложений, так и перекрывающих тавдинских. Возраст этого слоя остается неясным, так как кремнистые микрофоссилии здесь не были встречены, а органикостенный фитопланктон представлен акритархами и празиофитами широкого стратиграфического диапазона (*Cumatiosphaera*, *Ptanospermella*, *Tytthodiscus*, *Tetragorina*, определения Н.И. Запорожец).

Ясность в вопросе о возрасте тавдинской свиты могло бы внести исследование фораминифер из разреза скважины 001-БП у с. Ачаир на юге Омской области. В палеогеновой структуре региона она занимает ту же позицию, что и скважины в Петухово и Озерном (граница Кулундинско-Барабинской и Приказахстанской структурно-фациальных зон). Тавдинская свита имеет здесь большую мощность. Важно, в конечном счете, установить с одним или с разными по возрасту уровнями распространения планктонных фораминифер в тавдинской свите Западной Сибири мы имеем дело, а также как соотносятся заключения Н.Н. Субботиной (Фораминиферы..., 1964) с более поздними данными по этой группе. Базируясь на смене агглютинированных фораминифер известковыми, можно предположить, что планктонные фораминиферы проникли в Западно-Сибирский бассейн через Тургайский прогиб из Крымско-Кавказской области и Средней Азии. На это указывает присутствие в тавдинской свите ряда бентосных видов, идентичных (или викарирующих) со среднеазиатскими – *Cibicides khanabadensis*, *Cribronion rischanicum* и др. В 50–60-х годах, как известно, исфаринско-ханабадские и сумсарские слои Ферганы и Таджикской впадины относились к олигоцену. В настоящее время после находок в ханабадской свите и нижней

наиболее мористой части сумсарской свиты верхнеэоценового нанопланктона (Музылев, Салибаев, 1988; Салибаев и др., 1995) становится некорректным доказывать олигоценовый возраст тавдинской свиты, оперируя устаревшими данными о возрасте среднеазиатских биостратонов.

Все остальные группы биоты из тавдинской свиты (кроме курганских слоев, о которых пойдет речь ниже) свидетельствуют об ее позднеэоценовом возрасте. Рассмотрим их.

Остракоды. И.А. Николаева указывает в числе характерных таксонов тавдинского комплекса в разрезах скважин Тюменской, Ивлевской, Покровской буровых площадей, Тебисской скважины 3-к и Заводоуковской скважины 1-к – *Cytheridea probata* Mand., *Echinocythereis spongiosa* (Liepin), *Pterigocythereis permia* Mand., *Eoraijenborchella trisulcata* (Mand.). Большая часть таксонов – транзитные виды. Типичные олигоценовые формы в комплексе отсутствуют. Представители рода *Eoraijenborchella* в олигоцене Восточно-Европейской платформы и Туранской плиты не встречаются. Большинство видов обычны для чеганской свиты Казахстана.

Рыбы. По данным В.И. Железко и В.А. Козлова (1999) на западе плиты остатки эласмобранхий известны из ниже- и верхнетавдинской подсвит. Нижнетавдинский комплекс с многочисленными остатками зубов акул *Striatolamia macrota* стадия *rossica* и *Jaekelotodus trigonalis* относится к зоне *Otodus poseidoni ustjurtensis* (E11). Верхнетавдинский комплекс принадлежит зоне *Otodus sokolovi sokolovi* (E15) (средняя приабонская зона Евразийской зональной шкалы палеогена по эласмобранхиям) и охарактеризован руководящими для этой зоны *Jaekelotodus trigonalis* стадия *kacharensis*, *Striatolamia sibirica* и *Araloselachus turgaensis* стадия *turgaensis*. Подобные комплексы акул известны из чеганской свиты Южного Тургай и Северного Приаралья. Первый таксон встречается в адаевской свите Мангышлака, обуховской свите Украины. На западе Туранской плиты зубы селахивской зоны E15 обнаружены в слоях с комплексом планктонных фораминифер верхней части зоны *Globigerapsis tropicalis*, а также верхней части зоны NP19/NP20 и нижней части зоны NP21 по нанопланктону.

Моллюски. Н.К. Овечкиным и И.А. Коробковым моллюски тавдинской и чеганской свит еще в 50–60-е годы, когда большинство специалистов разделяло представление об олигоценовом (полностью или частично) возрасте этих свит, неизменно рассматривались как эоценовые. Позже эта позиция была подтверждена А.И. Коробковым (1984). О.В. Амитров, И.А. Гончарова и С.В. Попов считают комплекс моллюсков тавдинской свиты с *Turritella oksyceras* Eichw., *Sinum rotundatum* (Koenen), *Aporrhais aff. cornutus* Alexeev

и др. обедненным чеганским и датируют его поздним эоценом.

Палеокарпология. По семенам и плодам В.П. Никитин (1998) выделяет в тавдинской свите два зональных комплекса: нижний (*Azollites minor* – *Pseudoisoeites tymensis*) и верхний (*Azolla oligocaenica*–*Alnus cheganica*–*Decodon sphenosus*). Их возраст определяется как бартонский и приабонский.

Споры, пыльца и диноцисты. Большинство палинологов, изучавших палинокомплексы тавдинской свиты, разделяли представление Л.А. Пановой о принадлежности ее к двум палинозомам: нижнетавдинской подсвиты к зоне *Quercus gracilis*–*Castanopsis pseudocingulum* (+*Tricoloropollenites liblarensis*) (бартон, возможно частично приабон), а верхнетавдинской – к *Quercus gracilis*–*Quercus graciliformis* (приабон). В верхней части свиты в обилии встречаются споры папоротника *Hydropteris indutus* – индикатора начавшегося опреснения тавдинского бассейна. Подобные интервалы опреснения, и не только в кровле свиты, легко также узнаются по находкам плавающего папоротника *Azolla vera* Krysht. Палинозоны, установленные Л.А. Пановой в Северном Казахстане, Зауралье и Западной Сибири, О.Н. Васильевой, Н.И. Запорожец, И.А. Кульковой и А.И. Яковлевой коррелированы по одним и тем же опробованным интервалам разрезов с зонами по органическому фитопланктону. Нижняя палинозона по диноцистам сопоставляется с зонами *Rhombodinium draco* и *Kisselovia ornata*, соответствующим зонам D10 и D11 западноевропейского стандарта.

Зона *Rhombodinium draco* начинается типовой разрез бартонского яруса Южной Англии (Powell, 1992). В группу сопутствующих таксонов входят *Rhombodinium porosum*, *Areosphaeridium diktyoplokus* и др. (Васильева, 1994). Зона *K. ornata* (Васильева, 1994; Кулькова, 1994) – достаточно надежно очерченный зональный репер в Сибири и Зауралье, хотя сам зональный вид в палеогеновых отложениях Западной Европы до сих пор не указывался. Эта зона также характеризует нижнетавдинскую подсвиту. Ее присутствие было установлено в разрезах скважин K-14 западнее Ханты-Мансийска и в скважинах ИГ-32, ВК-36, ВК-49 в районе г. Кургана, а также в других разрезах. Кроме зонального индекса-вида, на этом уровне появляются *Wetzeliiella irtyschensis*, *Thalassiphora elongata*.

Верхнетавдинская подсвита по диноцистам относится к зоне *Wetzeliiella clathrata* sbsp. *angulosa*. Данный таксон указывается как зональный для верхнего эоцена диноцистовых шкал Крымско-Кавказской области, Франции, Италии, стран Центральной Европы. Его положение в общей шкале контролируется распространением зональных верхнеэоценовых комплексов планктон-

ных фораминифер и нанопланктона (Андреева-Григорович, 1991; Costa, Manum, 1988; Крашенинников и др., 1989; Ахметьев, Запорожец, 1992). Что касается палинозоны *Quercus gracilis*–*Quercus graciliformis*, то для позднего эоцена она является единой для Крымско-Кавказской области, юга Восточно-Европейской платформы, Скифской и Туранской плит, Тургайского прогиба и Западной Сибири.

Курганские слои

Терминальная часть морского палеогенового разреза выделяется в объеме “курганских слоев”. Их возрастное и пространственное положение в пределах Западно-Сибирской плиты не вполне определено. Правомочность выделения этих слоев как самостоятельного биостратона (и, по-видимому, литостратона) аргументируется следующим: 1. Особым палинокомплексом, свойственным только этим слоям, в составе которого в равных долях доминирует пыльца хвойных и буковых группы *Quercus gracilis*–*Quercus graciliformis*. Это позволяет говорить об определенной преемственности этого комплекса от позднетавдинского, что впервые было отмечено Л.А. Пановой (1970), выделившей слои в качестве особого литостратона. 2. Присутствием комплекса моллюсков, бедного в систематическом отношении, но отличного от типичного тавдинского и более сходного с комплексом ащейарыкской свиты нижнего олигоцена Северного Устья. На это обратил внимание А.И. Коробков (1966), хотя песчаники с нижнеолигоценовой фауной были известны в Зауралье со времен работ А.П. Карпинского в 80-х годах XIX века. 3. Литологическом составом и цветом пород курганских слоев – коричневым, буровато-желтым, пепельно-серым, более сходными с перекрывающими куртамышской и атлымской свитами. 4. Наличием в сочетании с типичным для курганских слоев спорово-пыльцевым комплексом диноцист и пражинофитов, характерных для базальных слоев нижнеолигоценовой ащейарыкской свиты Туранской плиты и одновозрастных с ней отложений Тургайского прогиба. Особенно важно участие в нем *Phthanoperidinium amoenum* – индекса-вида первой из олигоценовых зон Крымско-Кавказской области и Западной Европы (D13). В пределах Западно-Сибирской плиты этот уровень с диноцистами был установлен Н.Н. Запорожец в самых верхних слоях морской толщи в разрезах скважин 1 и 2 Каймысовского свода Привасюганья. К сожалению, попытки В.А. Крашенинникова и Н.Г. Музылева обнаружить в дубликатах проб, изученных Н.И. Запорожец, фораминиферы и нанопланктон, оказались безрезультатными. Этим палинологом и независимо от нее О.Н. Васильевой аналогичный комплекс диноцист был определен из песчаников с

олигоценовыми моллюсками в разрезах карьеров в окрестностях г. Кургана. Р. amoenum О.Н. Васильевой указывался также из песчаников, перекрывающих тавдинскую (чеганскую) свиту в разрезе карьера Качар (север Тургайского прогиба). В близко расположенных от этого карьера обнажениях севернее оз. Кушмурун А.И. Коробковым (1966) был обнаружен ащейарыкский комплекс моллюсков. По сообщению И.А. Кульковой, предположительно *Phthanoperidinium amoenum* был встречен в пробе, отобранной непосредственно с контакта тавдинской и исылкюльской свит в скважине 011-БП у Омска.

На геологическую позицию курганских слоев (s. l.) существуют две точки зрения. В соответствии с первой, курганские слои являются терминальными в составе тавдинской свиты и формировались в период опреснения моря перед его окончательным осушением. Эта позиция обычно подкреплялась переходным составом палинокомплекса от тавдинской свиты к курганским слоям. В Зауральской и Центральной структурно-фациальных зонах плиты в среднем и нижнем течении р. Оби предположительно возрастные аналоги курганских слоев выделялись также под названием алешкинской или алешинской свит (Николаев, 1947), конолевской пачки (Захаров, 1968).

Другая точка зрения о связи курганских слоев с олигоценовым циклом седиментации впервые была высказана А.И. Коробковым (1966) и поддержана участниками экспедиционной поездки по Зауралью в 1999 г. – Г.Н. Александровой, М.А. Ахметьевым, В.Н. Беньямовским, О.Н. Васильевой и В.И. Железко, исследовавших взаимоотношения глин тавдинской свиты и курганских слоев в карьерах близ г. Кургана. Они убедились, что курганские слои (s. str.) залегают в эрозионной ложбине, врезанной в деструктивную поверхность тавдинских глин, частично затронутых процессами выветривания еще до формирования этих слоев. В таком случае, они скорее являются морской фацией куртамышской или атлымской свит и их формирование обязано ингрессионному морскому рукаву, проникшему на Западно-Сибирскую плиту через Тургайский прогиб с территории Туранской плиты. В поддержку этой точки зрения существует целый ряд аргументов, которые рассматриваются в специальной статье (Ахметьев и др., в печати). Об этом свидетельствуют также находки нижнеолигоценового фитопланктона и моллюсков из целого ряда местонахождений в юго-западной и южной частях плиты и в Тургайском прогибе. Ее опровержением могут быть только весомые доказательства более раннего появления этих олигоценовых представителей биоты в Западной Сибири по сравнению с другими регионами Внетропической Евразии.

Заканчивая рассмотрение морских толщ палеогена Западной Сибири, заметим, что уточнение их стратиграфического положения должно быть непременно учтено и при обосновании возраста континентальных отложений, которые их замещают по простиранию в краевых частях плиты.

О СВЯЗЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО МОРЯ С ОТКРЫТЫМИ АКВАТОРИЯМИ

Особенности геологического развития в палеогене Западной Сибири не могут быть до конца раскрыты без анализа палеогеографических обстановок каждого из трех основных этапов морской седиментации, сопровождавшегося установлением или потерей связей эпиконтинентального моря с соседними морскими бассейнами – Арктическим и северными окраинными морями океана Тетис.

Первый крупный этап морской седиментации в палеогене начался после кратковременного перерыва в осадконакоплении на рубеже маастрихта и дания. Раннеталицкая морская трансгрессия развивалась при активном влиянии Арктического бассейна, особенно в Зауральской структурно-фациальной зоне, имеющей уже на этом этапе по особенностям биогенного накопления черты апвеллинговой. Об этом свидетельствует последовательное сокращение мощностей марсятской свиты с севера на юг в районе Ивдельского марганцеворудного месторождения. Хотя и косвенно, но это находит подтверждение и в общем пространственном размещении в пределах плиты кремнистых фаций (опоковидных глин) нижнеталицкой подсвиты и глинистых (или глинисто-карбонатных) фаций шадринских слоев. Первые локализируются, в основном, в северных, а вторые – в южных районах плиты. Позднеталицкая трансгрессия в отличие от раннеталицкой развивалась с юга. Это находит подтверждение и в характере комплексов бентосной фауны. На смену мелких песчаных фораминифер, называемых Н.Н. Субботиной примитивными и угнетенными, пришли формы с известковой стенкой, а также агглютинированные фораминиферы более крупных размеров (Фораминиферы..., 1964; Подобина, 1998). В это время прекращается накопление кремнистых толщ и на севере плиты формируются мелководные прибрежно-морские и континентальные песчано-глинистые, нередко углистые осадки верхнететисской свиты. На тесные связи в зelandии талицкого морского бассейна с бассейнами Северо-Западной Европы указывают состав комплексов органикостенного фитопланктона, а также бентосных фораминифер, особенно известковых. Целый ряд видов был впервые описан Ф. Бротценом из типовых разрезов зelandии Южной Швеции.

Начало второго седиментационного этапа, на более продолжительного по времени, приходится на первую половину танета. Он сопровождался новым, более мощным, чем в раннеталицкое время, импульсом кремненакопления. С началом танетской трансгрессии вновь расширились связи эпиконтинентального моря с Арктическим бассейном при их сохранении с северными окраинными морями Тетиса. Расширение меридиональных морских коммуникаций сопровождалось усилением тепло- и влагопереноса из низких в высокие широты и потеплением климата. Доказательством этого является не только активное бокситообразование на Сибирской платформе на рубеже палеоцена и эоцена и в раннем эоцене, но и развитие крупнолистной теплолюбивой флоры тастахского типа в приарктических районах Сибири, когда на непродолжительное время во всем северном полушарии установился безморозный климат или параметрически весьма близкий ему. В ирбитский век, с массовым накоплением в морском бассейне биогенного кремнезема, влияние на осадконакопление в Западно-Сибирском море Арктического океана, также как и Тетиса, еще более усилилось и заметно расширились биогеографические связи эпиконтинентального бассейна с другими морями Западной Евразии. Источником кремнезема в серовский и ирбитский века в протяженной квазиапвеллинговой зоне Зауралья был, вероятно, как подводный вулканизм в пределах самой плиты (Ван, 1984), так и поступление кремнезема с водами из Арктического бассейна. Это связано с тем, что на западе Палеоарктики на рубеже палеоцена и эоцена активно проявлялся подводный и наземный вулканизм (Брито-Арктическая базальтовая провинция). Смешанное участие в нижне- и среднелюлинворской подсвиты на востоке плиты тонкотерригенной глинистой и кремнистой составляющей можно объяснить большим влиянием на седиментацию не несущих кремнезема вод, поступавших с юга, а также направленностью с юга на север морского течения, проходящего вдоль восточного борта плиты, в отличие от западного борта, где оно было противоположного направления (закон Кориолиса). Такой рисунок течений в Западно-Сибирском море в палеоцене и эоцене легче объясняет бокситообразование в раннем палеогене на западной окраине Сибирской платформы (Енисейский кряж, Приангарье, Чадобецкое поднятие), а также наибольшую мощность тавдинской свиты в юго-восточной части позднэоценового бассейна. В позднелюлинворское время происходило последовательное ослабление влияния на осадконакопление Арктического морского бассейна. Связи с ним, однако, сохранялись еще длительное время, при все более усиливавшемся влиянии тетических вод на седиментационную обстановку и состав биоты. Поэтому не случайно, что именно в конце ипра – начале лютета мор-

Ярус	Зоны по планкт. форм. (Berggren et al., 1995)	Зоны по науплиантону (Martini, 1971)	Распространение в палеогене Северо-Западной Европы индекс-видов зональных комплексов диноцист (Chronostratigraphy..., 1998)		Биостратиграфия палеогена Западной Сибири по диноцистам				Зональная региональная шкала по диноцистам для юга СССР (Андреева-Григоревич, 1991)	
			Появление	Исчезновение	Свита	Подсвита	Зоны/слои (Александрова, Васильева, Запорожец, Кулькова, Яковлева)	Распространение индекс-видов зональных комплексов диноцист		Зональная региональная шкала по диноцистам для юга СССР (Андреева-Григоревич, 1991)
								Появление	Исчезновение	
Праибон	P17	NP21	W. simplex Rh. porosum	[C. coleothrypta Rh. porosum	Тавдинская	Верхняя	Ch. clathrata angulosa	Ch. clathrata angulosa W. irtyszensis E. arcuata A. diktyoplokus K. ornata	Ch. clathrata angulosa	
	P16	NP19–20								
	P15	NP18								
Бартон	P14	NP17	Rh. draco G. semitecta H. porosa L. serrata	Rh. rhomboideum W. ovalis	Тавдинская	Нижняя	K. ornata- W. irtyszensis Rh. porosum, Rh. draco, L. serrata S. placacantha, W. ovalis	W. irtyszensis K. ornata Rh. porosum Rh. draco	Rh. porosum W. ovalis	
	P13	NP16								
	P12									
Лютет	P11	NP15	E. arcuata	W. articulata brevicornuta E. ursulae	Люлинворская	Верхняя	Ch. coleothrypta s. l. Ch. coleothrypta rotundata	E. arcuata ? S. placacantha ? W. articulata A. diktyoplokus	Rh. draco/ /W. articulata	
	P10	a								
		b								
		NP14	a						Ch. coleothrypta s. l. Ch. coleothrypta rotundata	

Рис. 4. Начало.

Рис. 4. Сопоставление зон палеоцена и эоцена по диноцистам Западно-Сибирской плиты, Крымско-Кавказской области и юга Восточно-Европейской платформы с одновозрастными зонами по планктонным фораминиферам и нанопланктону. Здесь показаны уровни появления и исчезновения зональных индекс-видов и некоторых других таксонов в разрезах Североморского региона и Западной Сибири.

ской бассейн достиг максимальных размеров, занимая по площади более 60% площади плиты (Шацкий, 1978), оставаясь тепловодным. Прекращение связей эпиконтинентального моря с Арктическим бассейном на рубеже люлинворского и тавдинского веков сопровождалось обширной регрессией и заметным сокращением площадей морского осадконакопления, а также размывом, в том числе, по-видимому, и подводным, подстилающих осадков.

Третий седиментационный этап начался на рубеже лютета и бартон. Тепловодная трансгрессия в начале тавдинского века наступала с юга, о чем косвенно свидетельствует большая мощность одноименной свиты в Кулундинско-Барабинской и Приказахстанской структурно-фациальных зонах по сравнению с другими. Формирование свиты на юге началось, по-видимому, с некоторым опережением, что обусловило диахронность ее подошвы, а также, возможно, и более раннее прекращение в среднем эоцене кремненакопления на юге плиты. С раннетавдинской трансгрессией было связано проникновение в морской бассейн планктонных фораминифер, характерных для бартон. Крымско-Кавказской области и Средней Азии. Связь с южными морями сохранялась на протяжении всей второй половины эоцена. Вторая трансгрессивная волна в позднетавдинское время приходится на приабон. Она наиболее отчетливо проявилась также на юге плиты (Мартынов, 1973). Признаки ее по изменению состава комплексов диноцист выявлены и в разрезе верхней части тавдинской свиты, вскрытой скважиной 011-БП в Омском районе (Кулькова, pers. comm.). Осушение тавдинского моря на рубеже эоцена и олигоцена вновь нарушилось кратковременной ингрессией моря с юга в курганское время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Представленный вариант региональной части стратиграфической схемы палеогена Западной Сибири отличается как от ранее принятых, так и альтернативных ему, подготовленных к стратиграфическому совещанию следующим:

а) ганькинская свита, как допалеогеновая, в схему не помещена. На ней с перерывом залегает талицкая свита, базальные слои которой имеют датский возраст;

б) талицкая свита формировалась в дании и зеландии и лишь верхние слои ее могут иметь танетский возраст. Не вполне ясными остаются взаимоотношения ниже- и верхнеталицкой подсвит;

в) по группам органикостенного и кремневого планктона достаточно надежно установлен позднепалеоценовый возраст нижнелюлинворского

горизонта и ипрско-раннелютетский (?) средне- и верхнелюлинворского подгоризонтов;

г) тавдинская свита и ее возрастные аналоги в краевых частях плиты формировались в бартоне и приабоне. Однако необходимо уточнение возраста ее базальных слоев в тех структурно-фациальных зонах, где не наблюдается отчетливого перерыва на границе люлинворского и тавдинской свит.

2. В основе предлагаемого варианта региональной части стратиграфической схемы морского палеогена Западной Сибири положены уточненные данные о возрасте основных био- и литостратонов с сопоставлением зональных комплексов по различным группам микропланктона. Благодаря близкому составу комплексов диноцист палеоцена и раннего эоцена с комплексами стратотипических разрезов дания, зеландия, танета и ипра Североморского бассейна, удалось выделить в основных опорных разрезах Западно-Сибирской плиты, по существу, все зоны по диноцистам Западной Европы (а также Крымско-Кавказского региона и юга Восточно-Европейской платформы) для этого интервала, напрямую сопоставив их с зонами по планктонным фораминиферам и нанопланктону (рис. 4). Это способствовало уточнению возраста зональных комплексов Западной Сибири и по другим группам органических остатков. Корреляция региональных зон диноцист лютета с западноевропейскими более затруднена в связи с возросшим эндемизмом биоты. Для бартон и приабона сопоставлению комплексов способствуют единые индекс-виды, однако для тавдинского времени эндемизм западносибирской биоты по отношению к западноевропейской проявлен также в большей степени, чем для раннего палеогена.

3. Трем основным этапам морской седиментации, отчетливо прослеженным на всей территории Западно-Сибирской плиты, отвечают три горизонта региональной шкалы: талицкий, люлинворский и тавдинский, которые должны рассматриваться как равноправные в иерархии региональных стратиграфических подразделений.

4. Изучение биостратиграфии морского палеогена, детализация региональной стратиграфической схемы на основе всех групп ископаемой биоты, кроме карбонатных, позволяет надеяться, что именно на базе разрезов этого региона удастся создать стандартную шкалу бореального палеогена, используя для этого уже разработанные региональные зональные шкалы. Примат при этом должен быть отдан диноцистам и группам кремневого микропланктона.

5. В биостратиграфии морского палеогена Западной Сибири остается еще много нерешенных вопросов, однако главным из них является раз-

граничение во времени и пространстве тавдинской свиты от подстилающих отложений.

6. Внутренний эпиконтинентальный морской бассейн Западной Сибири, акватория которого превышала 2 млн. км², в палеогене являлся одним из крупнейших по площади на Земном шаре. Наряду с Тургайским проливом, он длительное время выступал связующим звеном, соединявшим холодноводные и тепловодные области Северного полушария, служил регулятором климата, обеспечивая тепло- и влагоперенос из низких в высокие широты. В этой связи западносибирский бассейн является исключительно привлекательным для разработки на его примере модели, оценивающей климатообразующую роль меридиональных проливов в истории Земли. Другая уникальность этого природного объекта заключается в возможности детального исследования обширной раннепалеогеновой квазиаппеллинговой зоны, протяженностью до 1000 км, где произошло накопление грандиозных по своим масштабам объемов опал-кристаллитовых пород.

7. Реконструкция геологической истории, палеогеографических и климатических обстановок палеогена Западной Сибири может способствовать расшифровке палеогеновой истории Арктического бассейна. Залогом этого является открытие морских палеогеновых толщ с западносибирским типом осадков и биоты в Печорской впадине и акватории Карского моря. Кроме более очевидных связей в палеогене Западно-Сибирского бассейна с Амеразийским, не менее важно понять степень влияния на характер седиментации, биоту и климат палеогена Западной Сибири Евразийского бассейна. Несмотря на весьма неблагоприятную оценку этих возможностей из-за размыва бронирующего палеогенового чехла на большей части акватории Баренцева моря, его сохранившиеся фрагменты, могут дать необходимую информацию для интегральной расшифровки истории как Западно-Сибирского эпиконтинентального бассейна, так и самого Арктического.

Авторы выражают глубокую признательность докторам геолого-минералогических наук О.В. Амитрову, И.А. Гончаровой и С.В. Попову (ПИН РАН) за определение моллюсков из курганских слоев, академику РАЕН, профессору В.М. Подобиной за присланные пробы из керна скважин пробуренных на Каймысовском сводов Привасюганья, руководителям Омской геолого-разведочной партии В.Д. Дергачеву и А.П. Максимова, за представленный керновый материал по скважине 011-БП. Авторы благодарят председателя СибРМСК проф. Ф.Г. Гурари, и членов секции Палеогена СибРМСК А.Е. Бабушкина, В.С. Волкову, А.В. Кривенцова, И.А. Кулькову за высказанные критические замечания по содер-

жанию региональной части стратиграфической схемы, которые авторы с благодарностью приняли и учли.

Статья выполнена при поддержке РФФИ (гранты №№ 99-05-65174, 98-05-64944, 00-05-64917, 00-15-98490).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Амон Э.О. О границе мела и палеогена в Среднем и Южном Зауралье по данным стратиграфического распространения комплексов микрофауны // Проблемы стратиграфии Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 25–39.

Андреева-Григорович А.С. Зональная стратиграфия палеогена СССР по фитопланктону (диноцисты и нанопланктон). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Киев: КГУ, 1991. 47 с.

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Пыльца, споры, растительные макрофоссилии и фитопланктон верхнего эоцена и олигоцена в стратотипах чеганской и ащеайрынской свит (Северный Устюрт, Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 96–105.

Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Васильева О.Н. и др. Курганские слои Западной Сибири и их роль в расшифровке палеогеографических событий раннего олигоцена этих регионов // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).

Бакиева Л.Б. Микрофитофоссилии эоцена Зауральской структурно-фациальной зоны Западно-Сибирской равнины // Палинологические критерии в биостратиграфии Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1994. С. 106–109.

Палеогеновая система. Т. 19. М.: БСЭ, 1975. С. 286.

Ван А.В. Аналогии горизонта А в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 63–66.

Васильева О.Н. Ассоциации микропланктона из эоценовых отложений Северного Приаралья и Устюрта (Казахстан) // Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя–нижнего кайнозоя Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 163–172.

Васильева О.Н. Диноцисты Южного Зауралья в отложениях пограничного интервала между палеоценом и эоценом // Ежегодник–1999. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 11–15.

Власов А.П., Черепанов Ю.П. К стратиграфии палеогена Нижнего Прииртышья // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 82–87.

Глезер З.И. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. геология. 1979. № 11. С. 19–31.

Григорьева А.И. Радиолярии верхнего мела и палеогена восточного склона Урала и Зауралья. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 102–109.

- Гурари Ф.Г. Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция – открытие века! Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. 144 с.
- Даргевич В.А., Лысенко А.Г. Палеогеография эоцена в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Среда и жизнь на рубежах кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 78–81.
- Железко В.И., Козлов В.А. Эласмобранхии и биостратиграфия палеогена Зауралья и Средней Азии. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 324 с.
- Захаров Ю.Ф. Конолевская пачка олигоцена Западной Сибири // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М.: Наука, 1968. С. 161.
- Киприянова Ф.В. Некоторые песчаные фораминиферы из меловых и палеогеновых отложений Зауралья // Тр. Горно-геологического ин-та Уф АН СССР. 1960. Вып. 51. С. 73–82.
- Кисельман Э.Н. Комплексы фораминифер палеогеновых отложений Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 41–51.
- Козлова Г.Э. Радиоларии палеогена бореальной области России. СПб.: ВНИГРИ, 1999. 323 с.
- Козлова Г.Э., Зайонц И.Л. Расчленение опорного разреза палеогена западной части Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 46–54.
- Козлова Г.Э., Стрельникова Н.И. Значение разреза Усть-Маньинской скважины 19-V для зонального расчленения палеогена Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 70–78.
- Коробков А.И. О присутствии морских рупельских отложений на севере Тургайского прогиба и юге Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171. № 3. С. 677–678.
- Коробков А.И. Границы систем, отделов и подотделов кайнозоя и их положение в разрезах Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 15–20.
- Крашенинников В.А., Запорожец Н.И., Кургалимова Г.Г. Корреляция разнофациальных отложений верхнего эоцена–нижнего олигоцена (океаны и континенты) // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 199–220.
- Кривенцов А.В. Морской палеоген восточной части Обь-Иртышского междуречья // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 87–92.
- Кулькова И.А. Диноцисты морского палеогена Западно-Сибирской равнины // Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: 1994. С. 98–106.
- Кулькова И.А., Шацкий С.Б. Эоцен–нижнеолигоценые отложения верховий рек Чузник–Кенга (Обь-Иртышское междуречье) // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 194–197.
- Липман Р.Х., Буртман Е.С., Хохлова И.А. Стратиграфия и фауна палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. 1960. Т. 28. 230 с.
- Мартынов В.А. Стратификация морских палеогеновых отложений на юге Западно-Сибирской равнины // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 45–56.
- Музылев Н.Г., Салибаев Г.Х. О возрасте некоторых палеоценовых и эоценовых горизонтов Таджикского разреза по нанопланктону // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1988. С. 91–93.
- Нагорская Е.П., Александрова Л.В., Ильенок Л.А. Палеоцен и эоцен Кетского Приобья // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 40–44.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Конаевич Л.Ф. Методы изучения трансгрессий и регрессий. М.: Изд-во МГУ, 1984а. 164 с.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Конаевич Л.Ф. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1984б. № 5. С. 3–15.
- Никитин В.П. Палеокарпология и стратиграфия палеогена и неогена Северной Азии. Дис. ... докт. геол.-мин. наук (в форме науч. докл.). Новосибирск: ОАО “Новосибирскгеология”, 1998. 54 с.
- Николаев В.А. Стратиграфическое положение томской флоры Лагерного сада // Докл. АН СССР. 1947. Т. 58. № 4. С. 639–640.
- Панова Л.А. Палеогеновые комплексы спор и пыльцы южной и центральной частей Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. 2. Тюмень: ЗапСибНИГРИ, 1970. С. 121–132.
- Папулов Г.Н. Мезозойские и палеогеновые отложения районов Туринской опорной скважины в Среднем Зауралье // Тр. ИГиГ Ур. фил. АН СССР. Вып. 68. 1964. 99 с.
- Подобина В.М. Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности и их значение для стратиграфии. Томск: Изд-во ТГУ, 1975. 163 с.
- Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1998. 338 с.
- Практическая палинотрапиграфия / Под ред. Пановой Л.А., Ошурковой М.В., Романовской Г.М. Л.: Недра, 1990. 348 с.
- Ростовцев Н.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1955. № 2. С. 3–11.
- Салибаев Г.Х., Ашулов А.А., Макхамов А.Б. и др. Биостратиграфическая характеристика опорных разрезов палеогена Таджикского региона. Душанбе: Дошиш, 1995. 163 с.
- Семочкина Т.Г., Генералов П.П., Бакиева Л.Б. Палинокомплексы нижнего палеогена Ямала и Тазовского

полуострова // Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. С. 110–112.

Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 524 с.

Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. 524 с.

Субботина Н.Н., Кисельман Э.Н. Микрофаунистическая зона *Apomalina praecurta* в Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 243–252.

Тезисы докладов на Межведомственном совещании по разработке унифицированных схем Сибири. Секция стратиграфии мезозойских и третичных отложений. Л.: ВСЕГЕИ, 1956. 46 с.

Ушакова М.В. Находки планктонных фораминифер из палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 53–54.

Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1964. 354 с.

Чирва С.А., Любомирова К.А. Корреляция морского и континентального палеогена на севере Сибири // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 69–77.

Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3–21.

Шацкий С.Б. Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 9–14.

Atlas of Paleocene foraminifera / Eds. by Olsson R.K., Homleben Ch., Berggren W.A., Huber B. Washington: Smithsonian Inst., 1999. 123 p.

Aubry M.-P. Towards an Upper Paleocene–Lower Eocene high resolution stratigraphy // Israel Bull. Earth Sci. 1996. № 44. P. 239–253.

Aubry M.-P., Berggren W.A., Van Couvering J.A., Steininger F. Problems in chronostratigraphy: stages, series, unit and boundary stratotypes, global stratotype section and point and tarnished golden spikes // Earth-Science Reviews. 1999. № 46. P. 99–148.

Berggren W.A. et al. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology time scales and global stratigraphic correlations: A unified temporal framework for an historical geology / Eds. by Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.-P., Hardenbol J. Soc. Econom. Paleontolog. and Mineralog. Spec. Publ. 1995. № 54. P. 129–212.

Cavellier C., Pomerol C. Echelle de correlation stratigraphique du Paleogene. Stratotypes, stages, standards, biozones, chimiozones et anomalies magnetiques // Geol. France. 1983. № 3. P. 261–262.

Chronostratigraphy // Stratigraphy of European Basins Project / Eds. by Farley B., Jacquin T., de Graciansky P.C., Vail P.R. 1998. Pl. 1.

Costa L.J., Manum S.B. The description of the interregional zonation of the Paleogene (D1–D15) and the Miocene (D16–D20). The Northwest European Tertiary Basins. Results of the International Geological Correlation Programme. Project 124 / Ed. by Vinken R. // Geol. Jb. 1988. A 100. P. 331–339.

Heilmann-Clausen C. Review of Paleocene dinoflagellates from the North Sea region. Meeting proceeding “Stratigraphy of the Paleocene” // GFF. 1994. P. 51–52.

Kennett J.P., Scott L.D. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene // Nature. 1981. № 353. P. 225–229.

Moorkens T., Steurbaut E., Jutson D., Dupuis C. The Rnokke borehole of northwestern Belgium re-analysed: New data on the Paleocene–Eocene transitional strata in the southern North Sea Basin. Early Paleogene Warm Climates and Biosphere dynamics // GFF. 2000. V. 122. P. 111–114.

Mudge D.C., Bujak J.P. Eocene stratigraphy of the Northern Sea Basin // Marine and Petroleum Geology. 1994. V. 11. № 2. P. 166–181.

Mudge D.C., Bujak J.P. Palaeocene biostratigraphy and sequence stratigraphy of the UK central North Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. V. 13. № 3. P. 295–312.

Powell A.J. A modified dinoflagellate cyst biozonation for Latest Palaeocene and Earliest Eocene sediments from the Central North Sea // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1988. V. 56. № 3–4. P. 327–344.

Powell A.J. Dinoflagellate cysts of the Tertiary System // A Stratigraphic index of dinoflagellate cysts. London: Chapman and Hall, 1992. P. 155–252.

Radionova E.P., Khokhlova I.E., Beniamovskii V.N., Sherbinina E.A., Iakovleva A.I., Sadchikova T.A. Paleocene–Eocene transition in the northeastern Peri-Tethys area: Sokolovskii key section of the Turgay passage (Kazakhstan) // Bull. Soc. Geol. France. 2000.

Stouge S., Hjortkjaer B.F., Rasmussen J.A., Roncaglia L., Sheldon E. Micro- and nannofossil biostratigraphy across the Danian/Selandian (Paleocene) Stage boundary at Gemmas Alle, Copenhagen, Denmark. Early Paleogene Warm climates and biosphere dynamics // GFF. 2000. V. 122. P. 161–162.

Рецензенты И.А. Басов, Ю.Б. Гладенков

УДК 551.781.5(571.642)

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛУОСТРОВА КРИЛЬОН (ЮЖНЫЙ САХАЛИН, Р. КИТОСИЯ)

© 2001 г. Л. И. Фотьянова*, М. Я. Серова*, В. Г. Гальверсен**,
А. Э. Жаров**, Н. М. Грохотова**, В. П. Тузов***

*Палеонтологический институт РАН, 117647 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

**Сахалинская геолого-разведочная экспедиция, 693000 Южно-Сахалинск, ул. Матросова, 26, Россия

***Дальинформгеоцентр, 693000 Южно-Сахалинск, Коммунистический просп., 70, Россия

Поступила в редакцию 05.04.99 г., получена после доработки 23.11.99 г.

Приведены результаты изучения разреза палеогена по р. Китосия (п-ов Крильон, Южный Сахалин), предлагаемого в качестве опорного для Крильонской подзоны Южной зоны Западно-Сахалинского палеогенового прогиба. Дана литолого-фациальная характеристика, определены фораминиферы, моллюски, отпечатки растений, споры и пыльца. Выделены нижнепалеоценовые, средне-верхнеэоценовые и олигоценовые отложения. Обоснована корреляция стратонамов, выделенных в разрезе р. Китосия, со стратонамами угленосных бассейнов Исикари и Кюсиро о. Хонсю Японии. Переопределен возраст некоторых свит. Впервые в основании палеогенового разреза по фораминиферам выделены аналоги синегорских слоев Долинского района. Обоснована предпочтительность употребления термина “снежинкинская свита” в Южной структурно-фациальной зоне. В разрезе предполагается наличие стратиграфического перерыва на палеоцен-эоценовом рубеже.

Ключевые слова. Южный Сахалин, палеоген, опорный разрез, фораминиферы, флора, моллюски, корреляция.

ВВЕДЕНИЕ

Полуостров Крильон (южная оконечность Западного Сахалина) входит в состав Южной структурно-фациальной зоны Западно-Сахалинского палеогенового прогиба (Хведчук и др., 1970), в его Крильонскую подзону, впервые выделенную, но не опубликованную Л.С. Маргулисом и В.О. Савицким.

Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез палеогеновых отложений вскрыт на западе полуострова по р. Китосия¹ (рис. 1). В нижней части этого разреза палеоген представлен преимущественно континентальными угленосными отложениями с морскими прослоями, содержащими бентосных фораминифер. В верхней, большей по мощности части палеогенового разреза, преобладают прибрежно-морские и более глубоководные терригенно-вулканогенные толщи. Разрез палеогена образует моноклиналь, слабо нарушен, имеет отчетливые границы с подстилающими меловыми и перекрывающими миоценовыми отложениями, насыщен палеонтологическим материалом (фораминиферы, моллюски, отпечатки

растений, споры и пыльца). Все перечисленные группы органики к настоящему времени достаточно хорошо изучены. Полнота палеогенового разреза и степень его изученности дают основание рассматривать разрез по р. Китосия в качестве опорного Крильонской подзоны Южной структурно-фациальной зоны.

Более того, отложения палеогена по р. Китосия по условиям формирования и составу палеонтологических комплексов наиболее близки к палеогеновым отложениям о-ва Хоккайдо, что создает предпосылки для разработки детальной схемы корреляции палеогеновых отложений этих двух сопредельных регионов и уточнения возраста некоторых свит, выделяемых по р. Китосия.

К истории изучения района опорного разреза по р. Китосия

Первая унифицированная стратиграфическая схема кайнозойских отложений Южного Сахалина, включая п-ов Крильон, была создана японским исследователем К. Уватко (Смехов, 1944). Она включала четыре серии, разделенные на десять свит.

В первые послевоенные десятилетия на южном Сахалине, включая район опорного разреза

¹ В литературе встречается другое наименование р. Китосия – р. Чкалова (Ильев, Захарова, Шереметьева, 1977), а также неправильное написание – р. Чкаловка (Медюлянов, 1974; Геологические и биотические события..., часть I, 1996).

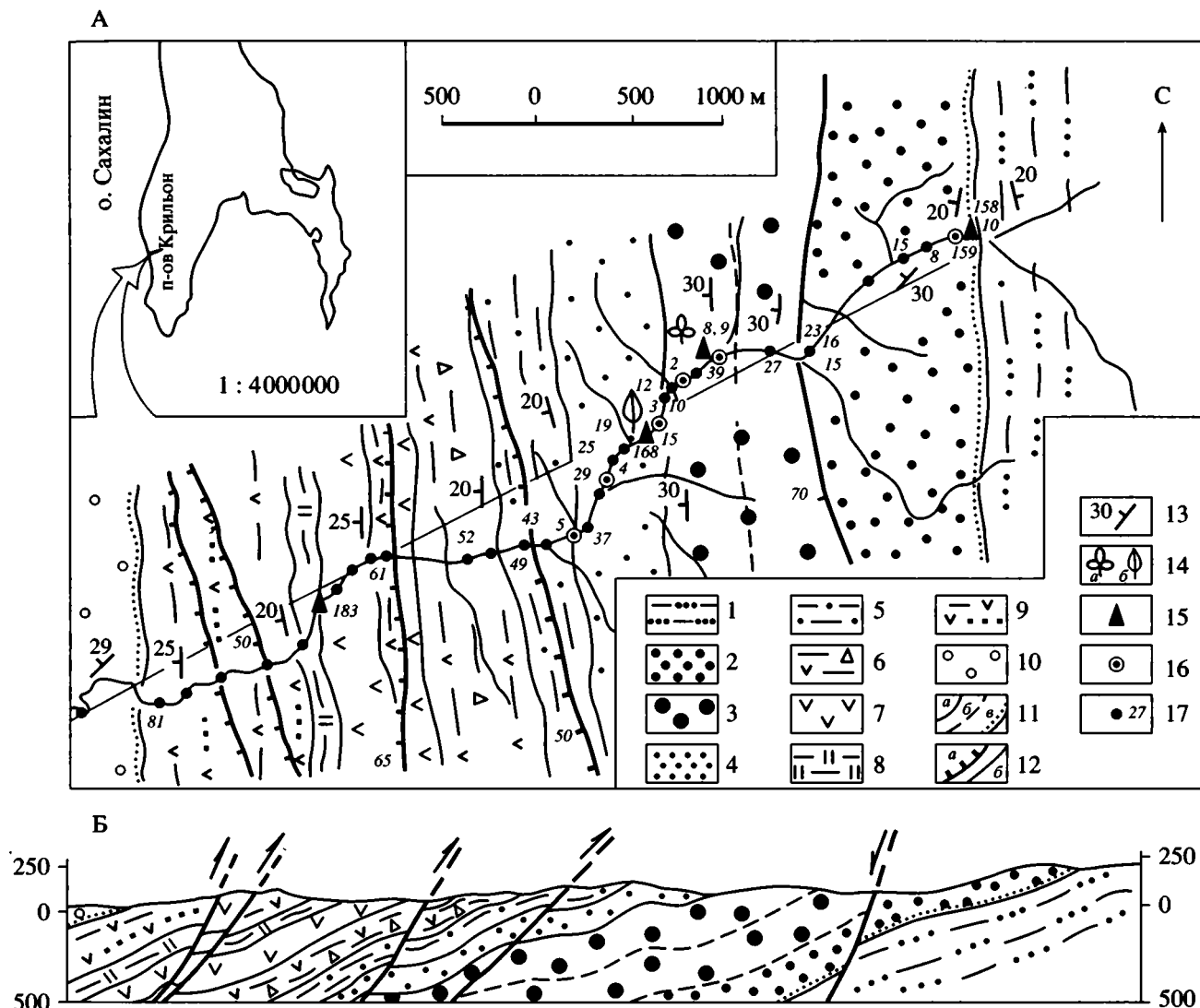


Рис. 1. Местоположение разреза и схематическая геологическая карта бассейна р. Китосия.

1 – красноярковская свита, верхний мел; 2 – синегорские слои, нижний палеоцен; 3 – снежинкинская свита, нижняя часть среднего эоцена; 4 – краснопольевская свита, средний эоцен – нижняя часть верхнего эоцена; 5 – такарадайская свита, верхний эоцен; 6–7 – аракайская свита: 6 – нижняя подсвита, верхний эоцен, 7 – верхняя подсвита, олигоцен; 8 – холмская свита, нижний миоцен; 9 – невелинская свита, нижний миоцен; 10 – верхнедуйская свита, нижний миоцен – низы среднего миоцена; 11 – геологические границы: а – согласные, между стратиграфическими подразделениями, б – внутри стратиграфических подразделений, в – со стратиграфическим несогласием; 12 – тектонические нарушения: а – сбросо-надвины, б – сбросы; 13 – элементы залегания слоистости; 14 – места сборов ископаемых растений: а – ранне-среднеэоценового возраста, б – поздне-среднеэоценового возраста; 15 – точки наблюдения В.О. Савицкого и Л.С. Маргулиса; 16 – точки наблюдения Л.И. Фотьяновой; 17 – местоположение и номера образцов, отобранные Л.И. Фотьяновой.

р. Китосия, интенсивные геолого-съёмочные и тематические работы проводили коллективы геологов и палеонтологов Сахалинского территориального геологического управления (СахТГУ, г. Южно-Сахалинск): Л.С. Моргулис, В.О. Савицкий, Н.М. Грохотова и др., 1969 г., Сахалинского отделения ВНИГРИ (СахВНИГРИ, г. Оха): Б.А. Сальников, Н.Я. Брутман, В.Н. Кузнецова, Л.А. Попова и др., 1980 г., Сахалинского комплексного научно-исследовательского института (СахКНИИ,

г. Ново-Александровка): Л.С. Жидкова и др., 1974, А.Я. Ильев, М.А. Захарова, Г.Н. Шереметьева и др., 1974.

Начиная с 1990 г. район опорного разреза по р. Китосия входил в площадь доизучения и подготовки к изданию листов Госгеолкарты-200, проводимых Южно-Сахалинской геолого-съёмочной партией Сахалинской геологоразведочной экспедицией (В.Г. Гальверсен, А.Э. Жаров и др.).

В этот же период для уточнения возраста континентальной угленосной толщи и перекрывающих ее морских трансгрессивных отложений в разрезе р. Китосия по договору с Сахалинской ГРЭ палеонтолого-стратиграфические работы проводил Палеонтологический институт РАН (Фотьянова, 1991).

Первые целенаправленные детальные биофацциальные исследования с послойным описанием разреза по р. Китосия и комплексным изучением органических остатков были выполнены в конце 60-х годов группой специалистов СахТГУ Л.С. Маргулисом, В.О. Савицким и другими. Эти материалы, к сожалению, до сих пор не опубликованы. В основании разреза на контакте с мелом ими выделялась найбутинская континентальная свита с тремя подсвитами – нижней, средней и верхней – по литологическому сходству с одноименной свитой стратотипического Долинского района Южного Сахалина (Смехов, 1947). Краснопольская свита в разрезе р. Китосия не выделялась, поскольку, по мнению этих исследователей, была представлена в фациях, близких к найбутинским. Найбутинская свита согласно перекрывалась аральской свитой с никифоровскими слоями в верхней части. Залегающая согласно выше холмская свита начинала разрез неогена по р. Китосия. Все последующие исследователи придерживались близкого расчленения разреза по р. Китосия, внося лишь некоторые коррективы в объем и возраст свит, а также используя иную номенклатуру подразделений. Особенно это касалось низов континентального разреза. Так, большинство исследователей базальную континентальную часть разреза рассматривали как нижнедуйскую свиту (Жидкова и др., 1974; Ильев и др., 1977; и др.). Т.М. Кодрул (1994) для п-ва Крильон, включая разрез по р. Китосия, употребляет название “найбутинская свита”. В.Н. Верещагин с соавторами (1978), рассматривая границу мела и палеогена на Сахалине, впервые высказали предположения о наличии на Крильоне аналогов синегорских слоев, подстилающих нижнедуйскую свиту. Однако это предположение не было подкреплено палеонтологическими данными.

Л.С. Жидкова и др. (1974), А.Я. Ильев с соавторами (1977) в верхах нижнедуйской свиты по р. Китосия по фауне моллюсков выделяли маломощную (60 м) краснопольскую свиту. Однозначно большинством исследователей принималось положение такарадайской свиты, согласно перекрывающей краснопольскую, и только В.О. Савицкий и Л.С. Маргулис стратиграфическим эквивалентом такарадайской свиты считали признанную ими впоследствии краснопольскую, а также аральскую свиты и никифоровские слои. Такарадайская свита согласно перекрывается аракайской свитой с двумя подсвитами. На

аракайской свите залегает холмская свита – нижний член неогенового разреза.

Обобщая краткий исторический обзор, отметим, что различия в расчленении разреза по р. Китосия заключались, в основном, в наименовании свит и в неоднозначном определении возрастных объемов слагающих палеоген свит.

В основе данной статьи лежит фактический материал, собранный Л.И. Фотьяновой в 1991 г. Разрез по р. Китосия был рекомендован для изучения Б.А. Сальниковым (СахНИПИнефтегаз, г. Оха), как один из наиболее хорошо обнаженных и относительно легко доступных на западе Крильона. Образцы для изучения фораминифер и на спорово-пыльцевой анализ брались из единого куска породы. Аналитические работы были выполнены М.Я. Серовой (фораминиферы), В.П. Тузовым (моллюски), Л.И. Фотьяновой (флора) и Н.М. Грохотовой (споры и пыльца). Отметим, что макрофаунистические комплексы установлены В.П. Тузовым на основании пересмотра коллекций моллюсков, собранных В.О. Савицким и Л.С. Маргулисом в разрезе р. Китосия с использованием литературных данных (Жидкова и др., 1974; Захарова, Шереметьева, 1977). Результаты этих исследований изложены в настоящей статье.

Описание опорного разреза палеогеновых отложений по р. Китосия

Описание разреза приводится по материалам Л.С. Маргулиса и В.О. Савицкого с дополнениями В.Г. Гальверсена, А.Э. Жарова и Л.И. Фотьяновой.

В разрезе вскрыты (снизу вверх):

Красноярковская свита. В верхней своей части на контакте с синегорскими слоями свита представлена крупно- и среднезернистыми песчаниками с глауконитом.

Синегорские слои залегают на красноярковской свите верхнего мела с размывом. Наблюдения геолога Н.П. Воронина (Южно-Сахалинская геолого-разведочная экспедиция, г. Южно-Сахалинск; устное сообщение) в бассейне р. Луговки указывают на залегание синегорских слоев, относимых им к нижнедуйской свите, на позднемеловых отложениях с угловым несогласием и базальным конгломератом мощностью около 10 м. В разрезе синегорских слоев р. Китосия выделяются три пакки (снизу вверх): 1–3 (рис. 2).

Пачка 1 (слабо угленосная) (точка 10, образцы 1–15)². Она сложена преимущественно алевролитами темно-серыми, массивными и однородными, с тремя пластами угля мощностью 0.15, 0.5 и 1.1 м. Алевролиты содержат маломощные про-

² При описании разреза приводятся точки наблюдения и номера образцов по Л.И. Фотьяновой.

ней подсвитами найбутинской свиты (точки 166–167)⁴. Однако углы падения обоих рассматриваемых стратонов одинаковы – около 20°–30°. В.Г. Гальверсеном и А.Э. Жаровым на контакте синегорских слоев со снежинкинской свитой (точка 166)⁴ зафиксирована группа сближенных тектонических нарушений сбросового характера субмеридианального простирания (рис. 1). По предположению этих исследователей в разрезе по р. Китосия “выпадает” часть разреза снежинкинской свиты – не менее 100 м мощности.

Амплитуда сброса достоверно не установлена, получена графическим построением и согласуется с оценкой общей мощности континентальных отложений в бассейнах рр. Луговка и Шебунинка (800–850 м).

В свите выделяются три пачки (снизу вверх): 4–6. **Пачка 4** (угленосная). Она сложена, преимущественно, алевролитами, местами песчаниками, серыми крупнозернистыми с прослоями аргиллитов, углистых аргиллитов, с линзами и пяттью пластами каменных углей с максимальной мощностью до 3.0 м. В пачке многочисленны сидеритовые конкреции, в которых в средней части встречаются единичные отпечатки растений: *Corylus* sp., *Platanus* sp. и неопределимые обрывки двудольных растений³. В алевролитах 4-й пачки фораминиферы встречаются крайне редко. Исключение составляют лишь два образца (точка 10, обр. 27, 30)². В них обнаружены многочисленные тонкостенные раковины деформированных трохаммин типа *Trochammina vitrea* Serova, из-за плохой сохранности условно отнесенные к этому виду, единичные обломки *Rzehakina* sp., *Glomospira gordialis* Cushman. et Jarv., а также спикулы губок. Видимая мощность пачки 145.0 м.

Пачка 5 (слабо угленосная). Начинается мощным, до 14.0 м, пластом песчаников светло-серых, среднезернистых с линзой угля до 0.4 м в раздуве. Венчается пачка аналогичными песчаниками мощностью до 38.0 м с маломощными прослоями серых алевролитов. Между песчаниками – пачка тонкого чередования аргиллитов темно-серых, песчаников светло-серых мелкозернистых, реже алевролитов, углистых аргиллитов. В этой части пачки содержится четыре маломощных пласта каменного угля. В алевролитах пачки лишь в двух образцах встречены многочисленные деформированные раковины *Trochammina* sp., спикулы губок. В аргиллитах в верхах пачки установлены многочисленные неопределимые пиритизированные ядра *Haplophragmoides* sp., единичные тонкостенные деформированные раковины *Trochammina* sp., *Silicosigmoilina futabaensis* Asano (точка 10, обр. 39; точка 2, обр. 2, 5, 10)². В алевролитах, подстилающих верхний пласт песчаников, в пачке 5 (точки 9² и 167⁴) установлен комплекс растений: *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Tro-*

chodendroides speciosa (Ward) Berry, *Platanus* sp. (с пельтатным основанием), *Quercus* sp., *Fagus* sp., *Castanea? longifolia* Borsuk, *Alnus* sp., “*Cordia*” *japonica* Tanai⁶. Выше по разрезу (точка 8)², примерно в 20 м от предыдущей точки, определены растения: *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Trochodendroides speciosa* (Ward) Berry, *Magnolia kryshstofovichii* Borsuk, *Platanus* sp., *Populus* cf. *celastrophylla* (Baik.) Sycheva, *Tilia* cf. *setadentata* Sycheva, *Fagus* sp., *Alangium basitruncatum* (Oishi et Huzioka) Tanai, “*cordia*” *japonica* Tanai⁶. Мощность пачки 110.0 м.

Пачка 6 (слабо угленосная). Нижняя часть пачки около 50.0 м сложена алевролитами серыми, однородными, с сидеритовыми конкрециями. Выше в алевролитах появляются прослои аргиллитов с остатками растений: *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Ulmus furcinervis* (Borsuk) Ablaev, *Trochodendroides arctica* (Ung.) Heer³. Венчает пачку мощный слой однородных серых аргиллитов с редкими маломощными линзочками угля и двумя пластами угля. Мощность пачки 6 – 126.0 м.

Видимая мощность снежинкинской свиты (пачки 4, 5, 6) 380.0 м.

Краснопольевская свита залегает на снежинкинской согласно или с размывом. По характеру пород в разрезе свиты выделены три пачки (снизу вверх): 7–9.

Пачка 7. Представлена переслаиванием песчаников светло-серых, мелкозернистых и алевролитов с прослоем в средней части пачки углистого аргиллита мощностью 0.3 м. Разрез венчает слой мелкозернистого песчаника с прослоем угля мощностью 0.5 м. В пачке установлен наиболее богатый комплекс фораминифер (точки 3, обр. 12–18², 168⁴). В нем численно доминируют фораминиферы с песчаной раковиной. Обильно, более 100 экз. в отдельных пробах, представлены два вида: *Haplophragmoides tanaii* Kaiho и *H. subevolutus* Kaiho. Многочислен вид *Haplophragmoides coal-ingensis* Cushman. В меньшем числе представлены *Rhabdammina eocenica* Cushman. et Hanna, *Reophax tappuensis* Asano. Единичны *Trochammina asagaiensis* Asano, *Trochammina* sp. (деформированные экземпляры). Секреционные более разнообразны в систематическом отношении, имеют хорошую сохранность, но представлены единичными экземплярами. В обр. 12 (точка 3)² определены: *Quinqueloculina reicheli* LeCalvez, *Q. yeguaensis* Weinz. et Appl., *Fissurina marginata* Montagu, *Cassidulina yubariensis* Kaiho, *Globocassidulina globosa* (Hantk.), *Nonion* aff. *durchami* Mall., *Elphidium ishikariense* Kaiho, *E. asanoi* Kaiho, *Rosalina douvilleri* (Cushman.). Мощность пачки 70.0 м.

Пачка 8. Алевролиты и песчанистые алевролиты серые с прослоем песчаника зеленовато-се-

⁶ Определение ископаемых растений Л.И. Фотьяновой.

рого с глауконитом, с отдельными прослоями угля мощностью до 0.3 м. Многочисленны сидеритовые конкреции. В нижней части присутствуют слойки, обогащенные гравием и мелкой галькой. Фораминиферы в отложениях пачки встречаются довольно часто (точка 3, обр. 19–25)², но их численность и систематическое разнообразие резко сокращаются. Из секретионных встречен один вид *Nonion takayanagii* Kaiho и немногочисленные агглютинированные, перешедшие из подстилающих отложений: *Haplophragmoides takayanagii* Kaiho, *H. subevolutus* Kaiho, *Haplophragmoides* sp. В отличие от тех же видов из более нижних слоев, их стенка более грубозернистая. Примерно в 40 м от основания пачки установлен комплекс пелеципод *Nuculana* (B.) *pulchrisinuosa* Clare, *Nuculana* (N.) sp., *Yoldia takaradaensis* L. Krysht., *Yoldia* sp., *Corbicula* sp. В низах пачки в песчаниках В.Г. Гальверсеном обнаружен отпечаток листа *Macclintockia pugetensis* Wolfe (точка 833 В.Г. Гальверсена, рис. 2). Мощность пачки 63.0 м.

Пачка 9. Песчаники темно-серые, мелкозернистые, в верхней части глинистые. Фораминиферы встречаются редко, исключительно агглютинированные (точка 3, обр. 26, 27)². Характерно появление в комплексе цикламмин *Cyclammina pacifica* Beck, *C. samanica* Bergu, которые в нижней части разреза не встречались. Здесь же определены *Rhabdammina eocenica* Cushman et Hanna, *Ammodiscus parianus* Hedberg, *Haplophragmoides coalingensis* Cushman et Hanna, *Haplophragmoides* aff. *kirki* Wick., *Ammobaculites akabiraensis* Asano, “*Ammobaculites* sp.” Mallory и многочисленные *Haplophragmoides crassaformis* Kaiho. Выше вновь появляются *Reophax minutiformis* Kaiho, *R. multicameratus* Kaiho, *Haplophragmoides takayanagii* Kaiho, *Budashevaella curviseptata* (Budash.) и др. (точка 4, обр. 29–31, 33, 34, 37)². В точке 170⁴ определены моллюски: *Nuculana* (N.) sp., *Nuculana* (B.) *pulchrisinuosa* Clare, *Yoldia takaradaensis* L. Krysht., *Venericardia petvensis* Laut., *Mya* sp., *Nemocardium weavery* (And. et Mart.). Выше по разрезу (точка 171)⁴ определены: *Venericardia petvensis* Laut., *Mya* sp., *Nemocardium weavery* (And. et Mart.), *Macoma* sp., *Mya sachalinensis* L. Krysht. В кровле пачки (точка 172)⁴ установлен только вид *Nuculana* (N.) sp. Мощность пачки 110.0 м.

Общая мощность краснопольевской свиты (точки 168–172)⁴ 243.0 м.

Такарадайская свита. В свите выделяются две пачки (снизу вверх): 10 и 11.

Пачка 10 представлена в нижней части песчаниками серыми, мелкозернистыми, глинистыми, а в верхней части – алевролитами темно-серыми, однородными, местами песчанистыми. Из основания пачки (точка 5, обр. 39)² опреде-

лены многочисленные деформированные *Trochammina* sp. и единичные *Nonion takayanagii* Kaiho. В пачке установлены моллюски – *Nemocardium weavery* (And. et Mart.) и *Liocyra* sp. Мощность пачки 42.0 м.

Пачка 11. Алевролиты голубовато-серые до темно-серых, местами песчанистые, однородные. В средней части пачки в алевролитах комплекс фораминифер сравнительно разнообразен. В нем доминируют агглютинированные и присутствуют секретионные. Обильно представлены два вида: *Haplophragmoides yokoyamai* Kaiho и *H. aperturumbilicatus* Kaiho; в меньшем количестве *Reophax tappuensis* Asano и *Trochammina* sp.; единичны *Cyclammina pacifica* Beck, *Budashevaella curviseptata* (Budash.), *Nonion takayanagii* Kaiho, *Fissurina* sp. (точка 5, обр. 41–43)². В нижней части пачки определены моллюски: *Nemocardium weavery* (And. et Mart.), *Mya sachalinensis* L. Krysht., *Acila* (*Truncacila*) sp., *Megayoldia* cf. *nitida* Slod., *Periploma kariboensis* L. Krysht. В средней части установлены *Nuculana* (N.) sp., *Acila* (*Truncacila*) sp. и *Periploma kariboensis* L. Krysht. В терминальной части пачки определены *Nemocardium weavery* (And. et Mart.), *Ennucula* cf. *karatsuensis* (Khom.), *Acila* cf. *praesinnensis* L. Krysht. и *Megayoldia cerussata* Slod. Мощность пачки 122.0 м.

Общая мощность такарадайской свиты 164.0 м.

Аракайская свита залегает на отложениях такарадайской свиты и состоит из двух подсвит: нижней (пачки 12–13) и верхней (пачки 14–15).

Нижняя подсвита. Пачка 12. В основании пачки отмечается горизонт гравелитов и грубозернистых песчаников. Выше они сменяются алевролитами, местами песчанистыми, содержащими линзы, линзовидные прослои и тела неправильной формы мощностью 1.5–2.5 м гравитационных микститов с согласными и слабо секущими контактами. Микститы представляют собой “мусорные” породы, сложенные плохо отсортированным и в различной степени обработанным обломочным материалом (песок, гравий, галька, щебень, обломки, глыбы и валуны) в алевролитовом и псаммитовом матриксе. Матрикс микститов в отличие от вмещающих пород содержит значительную примесь вулканомиктового и кремнистого материала. В кровле пачки выделяется линза аггломератовых туфов и лав андезитобазальтов мощностью до 8.0 м. В основании пачки (точка 5, обр. 48, 49)², в слоях, которые выделялись В.О. Савицким и Л.С. Маргулисом как “никифоровские слои”, встречены многочисленные *Budashevaella curviseptata* (Budash.), *Cyclammina ezoensis* Asano и *Haplophragmoides evolutus* Kaiho, создающие основной фон комплекса. Менее многочислен вид *Cyclammina pacifica* Beck, единичные *Bathysiphon eocenicus* Cushman et Hanna,

Ammodiscus tenuis Bradv, *Cyclammina incisa* Stache. В нижней части пачки установлены моллюски: *Megayoldia* cf. *nitida* Slod., *Nuculana* (*Borissia*) sp., *Malletia onorensis* Laut., *Laternula* cf. *besshoensis* (Yok.), *Acila* (*Truncacila*) cf. *osugii* (Nag. et Huz.), *Venericardia* cf. *tokunagai* Yok. (точка 174)⁴. Мощность пачки 88.0 м.

Пачка 13. Представлена относительно однородными голубовато-серыми и серыми алевролитами с редкими мергелистыми конкрециями. В нижней части содержатся "генойши", в средней – рассеянная галька эффузивных пород. В верхней трети пачки имеются прослои туфов темно-серых, псаммитовых, туфоалевролитов с плавающей галькой и линзочками угля.

Фораминиферы встречены в одном образце (точка 7, обр. 61)². Комплекс характеризуется систематическим разнообразием; доминируют секционные форамы. В нем определены *Naplophragmoides yokoyamai* Kaiho, "*Discammina* sp." A. Kaiho, *Lagena striata* d'Orb., *Fissurina marginata* Walker et Boys, *Oolina simplex* Reuss, *Dentalina catenula* Reuss, *Stilostomela lepidula* Schwager, *Plectofrondicularia smithi* Kaiho и др. В точке 177⁴ определены два вида моллюсков: *Acila* (*Truncacila*) sp. и *Malletia onorensis* Laut. Мощность пачки 150.0 м.

Мощность нижней подсвиты аракайской свиты 238.0 м.

Верхняя подсвита. Пачка 14. Туфопесчаники темно-серые от мелко- до крупнозернистых. В нижней части содержат "плавающую" гальку, в верхней – прослой валунных конгломератов мощностью до двух метров. В точке 177а⁴ определен вид *Periploma kariboensis* L. Krysht. В точке 178⁴ – *Venericardia* cf. *tokunagai* Yok., *Thracia condoni* Dall., *Turricula sachalinensis* L. Krysht. Мощность 76.0 м.

Пачка 15. Нижняя часть пачки сложена псаммитовыми туффитами с прослоем голубовато-серых алевролитов. Верхняя часть пачки представлена тонким переслаиванием туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туфов. Мощность 74.0 м. Мощность верхней подсвиты аракайской свиты 150.0 м. Общая мощность аракайской свиты 388.0 м.

Холмская свита. Залегаёт согласно на отложениях аракайской свиты. Свита сложена однородными плотными серыми алевролитами, местами кремнистыми с маломощными прослоями пепловых туфов. Содержит два вида моллюсков – *Solemya tokunagai* Yok. и *Macoma* cf. *simizueensis* L. Krysht. Видимая мощность 70.0 м.

О НОМЕНКЛАТУРЕ ПАЛЕОГЕНОВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ПРОГИБА

Выше при описании разреза р. Китосия отложения, залегающие на синегорских слоях и представленные угленосными фациями с прослоями прибрежно-морских отложений, впервые отнесены нами к снежинкинской свите, ранее выделявшейся только в Углегорском районе Сахалина. Для обоснования отнесения этих угленосных отложений к снежинкинской (а не к нижнедуйской или найбутинской свитам) представляется уместным кратко рассмотреть все перечисленные свиты в их стратотипических разрезах и палеонтологическое обоснование их возраста.

В Западно-Сахалинском прогибе в его трех структурно-фациальных зонах (северной, центральной и южной, в которую входит Крильонская подзона) (Хведчук и др., 1970) в низах палеогенового разреза выделяют следующие терригенно-угленосные свиты: каменная (конгломератная) и нижнедуйская (северная зона), снежинкинская (центральная зона) и найбутинская (южная зона). Однако многие исследователи, исходя из литологического сходства всех трех угленосных свит и предполагаемого близкого возраста, выделяют единую нижнедуйскую свиту (Жидкова и др., 1974; Ильев и др., 1977; и др.). В разрезе р. Китосия одни исследователи (Медюлянов, 1974; Кодрул, 1994) выделяют найбутинскую, другие (Ильев и др., 1977) эквивалентную ей по возрасту и фациям нижнедуйскую свиту. Основной причиной того, что соотношение перечисленных свит и их возрастные объемы остаются предметом постоянных дискуссий, является отсутствие монографического описания флор в северной и южной структурно-фациальных зонах.

В северной зоне из стратотипов каменной (конгломератной) и нижнедуйской свит в разрезе к югу от пади Огородной из трех местонахождений, положение которых в разрезе относительно друг друга остается неопределенным, М.О. Борсук (1956) установила 8 видов, из них 2 вида – в открытой номенклатуре и 3 вида новые. Вслед за А.Н. Криштофовичем (1936) М.О. Борсук датировала нижнедуйскую свиту поздним эоценом – ранним олигоценом. Все последующие известные работы, касающиеся флоры и возраста нижнедуйской свиты в стратотипическом разрезе, содержали только списки растений (Медюлянов, 1974; Красилов, Кундышев, 1982; Красилов и др., 1986). В.А. Красилов, А.С. Кундышев (1982) пришли к выводу об олигоценовом возрасте нижнедуйской свиты. Позднее эти исследователи (Красилов и др., 1986) провели границу эоцена и олигоцена внутри нижнедуйской свиты, примерно на уровне границы безугольной и угленосной ее ча-

стей. Разрез к югу от пади Огородной был предложен этими исследователями в качестве регионального стратотипа эоцен-олигоценовой границы в континентальных толщах. Эта точка зрения подтверждена палеомагнитными данными (Красилов и др., 1986). Однако палеоботанические данные не позволяют столь однозначно решить проблему границы эоцена и олигоцена в данном разрезе. Во-первых, эоценовый и олигоценовый комплексы несоизмеримы по числу видов (соответственно 5 и 35); во-вторых, четыре вида установлены как в эоценовом, так и олигоценовом комплексах, т.е. являются проходящими; в-третьих, в олигоценовом комплексе содержатся многие палеоценовые и эоценовые виды (*Platycarya hokkaidoana* Tanai, *Platanus aceroides* Goepfert, *Trochodendrocarpus arcticus* (Heer) Kryshch., *Aesculus magnificum* (Newb.) Pjinskaja (вид-доминант палеоценовой флоры Камчатки), а также *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry и *Acer arcticum* Heer – доминанты палеоцен-эоценовых флор). Не исключено, что стратотип нижнедуйской свиты не выходит за пределы эоцена и относится к его среднему подотделу. О.А. Сычева (1977) сопоставила нижнедуйскую свиту Александровского района (северная зона) с верхнеснежинкинкой подсвитой снежинкинской свиты (центральная зона) и датировала ее ранним эоценом.

Снежинкинская свита, ранее относившаяся к нижнедуйской свите, выделена В.О. Савицким с соавторами (1974) в центральной структурно-фациальной зоне Западно-Сахалинского прогиба (Углегорский район) со стратотипом на р. Снежинка. Основанием для ее выделения послужило изучение флоры этой свиты О.А. Сычевой в начале 70-х годов, опубликованной позднее (Сычева, 1977). По мнению этого исследователя, комплекс растений снежинкинской свиты указывает на ее более продолжительный возрастной диапазон (даний–эоцен) по сравнению с возрастным диапазоном стратотипа нижнедуйской свиты. В нижней части снежинкинской свиты, охарактеризованной нижнеснежинкинским комплексом, в разрезе по р. Снежинка О.А. Сычевой (1977) были определены позднемиоценовые роды, частично переходящие в палеоцен и поэтому рассматриваемые ею как транзитные. К этой группе были отнесены роды и виды сем. *Platanaceae*: *Credneria* sp. (табл. VII, фиг. 1, 1а); *Aspidiophyllum latifolium* (Holl.) Sycheva (табл. VIII, фиг. 1; табл. IX, фиг. 2); *Protophyllum savitskii* Sycheva (табл. V, фиг. 1–3). Присутствие этих таксонов наряду со многими другими, преимущественно эоценовыми видами, создает впечатление о длительном, даний–эоценовом времени накопления осадков снежинкинской свиты.

Л.И. Фотьяновой в 1990 г. была изучена коллекция О.А. Сычевой из стратотипа снежинкинской свиты по р. Снежинка, а также коллекции

этой свиты по рр. Кама и Аральская⁷. Просмотр коллекций показал, что роды *Credneria* и *Aspidiophyllum* относятся к роду *Platanus*, а род *Protophyllum* с пельтатным основанием относится к роду *Alnus*. Аналогичные представления на систематическое положение перечисленных выше таксонов по литературным данным высказывались А.И. Челебаевой (Челебаева, Братцева, 1985).

Сравнение ранне-, средне- и позднеэоценовых комплексов флоры р. Снежинки показывает, что в раннем из них доминируют растения, приближенные к бассейнам седиментации (*Platanus*, *Populus*, *Nicotia*, *Trochodendroides* и др.). В среднем комплексе их становится меньше, появляются роды сем. *Fagaceae* (*Quercus rectinervis* Borsuk, *Q. ussuriensis* Kryshch.). В верхнем комплексе роль сем. *Fagaceae* уменьшается, а также резко возрастает роль сем. *Betulaceae*, представленного семью видами родов *Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Corylus*. Таким образом, в разрезе р. Снежинка выделяются, на наш взгляд, лишь два комплекса: единый нижне- и среднеснежинкинский и верхнеснежинкинский. Отсутствие систематического сходства нижнего (объединенного) флористического комплекса с палеоценовой флорой Западной Камчатки и значительное сходство с флорой Харutori угленосного бассейна Кюсю о. Хоккайдо (нижняя половина среднего эоцена) (Tanai, 1970; Okada, Kaiho, 1992; Кодрул, 1994) свидетельствует о его раннесреднеэоценовом возрасте. Монографически описанная флора снежинкинской свиты (Сычева, 1977) с учетом внесенных корректив на сегодня может рассматриваться на Сахалине как реперная флора низов среднего эоцена.

Найбути́нская свита выделена Е.М. Смеховым (1947) в бассейне р. Найбы и фактически является синонимом свиты Найбу́чи, выделенной в этом же районе японским геологом Кавасаки в 1934 г. Свита залегает на синегорских слоях раннепалеоценового возраста (Калишевич, Посыльный, 1958; Калишевич и др., 1981; Серова, 1987), по-видимому, со значительным перерывом. В.И. Медюлянов (1974) выделил в бассейне р. Красноярки четыре флористических комплекса (в списках, без описаний и изображений таксонов, за исключением рода *Platanus* (Медюлянов, 1975)). В.И. Медюлянов (1974) отмечает, что в разрезе найбу́тинской свиты по р. Чкалова выделяются те же четыре флористических комплекса, что и в бассейне р. Красноярка. Однако ни в одной из публикаций этот исследователь не приводит списков флористических комплексов из разреза р. Чкалова. В заключение одной из статей он пишет: “Мы воздерживаемся пока проводить корреляции выделенных палеофлористических комплексов южной зоны с комплексами растений центральной и се-

⁷ Эти коллекции хранятся под № 2 в музее “Информгеоцентра”, г. Южно-Сахалинск.

верной зон. Для этого необходимо более обстоятельное знакомство с соответствующими комплексами растений этих зон. Тем более мы воздерживаемся от корреляций со стратиграфическими подразделениями единой шкалы" (Медолянов, 1974, с. 73).

Таким образом, мы имели возможность сравнить собранную нами флору с р. Китосия только с коллекцией снежинкинской свиты из стратотипа и других разрезов центральной структурно-фациальной зоны, а также с монографически описанными О.А. Сычевой (1977) таксонами из этой свиты. Принимая во внимание литологическое сходство снежинкинской и найбутинской свит р. Китосия (хотя в разрезе р. Китосия отложения найбутинской свиты более "мористые"), представляется наиболее целесообразным относить континентальные угленосные образования р. Китосия к снежинкинской свите, как это и было предложено В.Г. Гальверсеном и А.Э. Жаровым. Однако это может оказаться временной мерой. Не исключено, что монографическое изучение флоры стратотипа нижедуйской свиты у пади Огородной выявит сходный характер ее флоры с таковыми снежинкинской и найбутинской свит. В этом случае можно будет осуществить переход на единую номенклатуру континентальных угленосных отложений эоцена в пределах всего Западно-Сахалинского прогиба.

ХАРАКТЕРИСТИКА БИОТЫ В РАЗРЕЗЕ ПАЛЕОГЕНА Р. КИТОСИЯ

Фораминиферы. Проведенные микропалеонтологические исследования разреза кайнозойских отложений по р. Китосия показали, что фораминиферы в них встречаются спорадически. Из 189 отобранных образцов фораминиферы встречены в 55, в основном они малочисленны и характеризуются низким систематическим разнообразием. Численно во многих ассоциациях доминируют агглютинирующие, особенно в нижней и верхней частях разреза. Секретионные более разнообразны, но представлены обычно единичными экземплярами. Границы распространения комплексов, как правило, совпадают с циклической осадконакоплением и периодичностью развития бассейна (Серова, 1978). Всего по разрезу выделено 9 слоев с фораминиферами, охарактеризованными не повторяющимися во времени комплексами и ассоциациями.

I – слои с *Silicosigmoilina longa* – *Haplophragmoides granulosum* (рис. 2, 3). Выделены в базальной части разреза (синегорские слои) (рис. 2, пачки 1–3). Комплекс состоит из видов агглюнированных фораминифер, широко распространенных в нижнепалеоценовых отложениях Севера Тихоокеанской провинции. Вид *Haplophragmoides granulosum* Lipman характерен для талицкого го-

ризонта нижнего палеоцена Западно-Сибирской низменности (Подобина, 1975). *Silicosigmoilina longa* Seroва встречен в отложениях ивтыгинской свиты Корякского нагорья и в синегорском горизонте нижнего палеоцена Сахалина (Калишевич и др., 1981; Серова, 1987). *Haplophragmoides retrosepta* (Grzyb.) имеет широкое распространение в палеоценовых отложениях Западной Европы (Hillebrandt, 1962), в синегорском горизонте Сахалина и в ивтыгинской свите Корякского нагорья; *Ammobaculites expansus* Plummer описан из палеоцена Северной Америки. Виды *Haplophragmoides eggeri* Cushm. и *Asanospira glabra* (Cushm. et Waters) имеют широкое распространение в маастрихте и нижнем палеогене Северной Америки, в синегорском горизонте бассейна р. Найбы (Сахалин) и в ивтыгинской свите Корякского нагорья.

Фораминиферы, встреченные в слоях с *Silicosigmoilina longa* – *Haplophragmoides granulosum*, дают основание полагать, что они являются возрастным аналогом синегорских слоев, выделенных в верхней части красноярской свиты бассейна р. Найбы. Предположение о наличии аналогов синегорских слоев на п-ве Крильон, как отмечалось выше, ранее высказывал В.И. Верещагин и др. (1978). Изучение фораминифер подтвердило эту точку зрения. На основании характерного комплекса фораминифер, установленно в пачках 1–3 изученного разреза, их возраст определяется ранним палеоценом.

II – слои с *Trochammina* (рис. 2, пачки 4, 5) характеризуют снежинкинскую свиту. Фораминиферы встречаются редко, но в большом количестве и составляют моноксонный трохамминный комплекс. В отмытых осадках всех четырех фракций присутствуют многочисленные деформированные пиритизированные раковины неопределимых до вида однотипных фораминифер. Возможно, это минерализованная хитиноидная выстилка внутренней поверхности камер вида с тонкостенной раковиной *Trochammina vitrea* Seroва, обитавшего на мелководье в приливно-отливной зоне с *Zostera*. Однако сохранность этих форм такова, что не позволяет однозначно идентифицировать их с этим видом. Тем не менее, близость к виду *Trochammina vitrea*, а, возможно, и идентичность с ним, дает нам основание рассмотреть его стратиграфическое распространение на северо-западе Тихоокеанского региона. Он установлен на Сахалине в разрезе по р. Августовка в устричниках краснопольевской свиты, а также в слоях с *Mytilus ukooyamai* основания снатольской свиты точилинского опорного разреза Западной Камчатки (Серова, 1961). Кроме деформированных "*Trochammina* sp." в слоях с *Trochammina* определены единичные *Glomospira gordialis* Cushm. et Jarv., *Silicosigmoilina futabaensis* Asano.

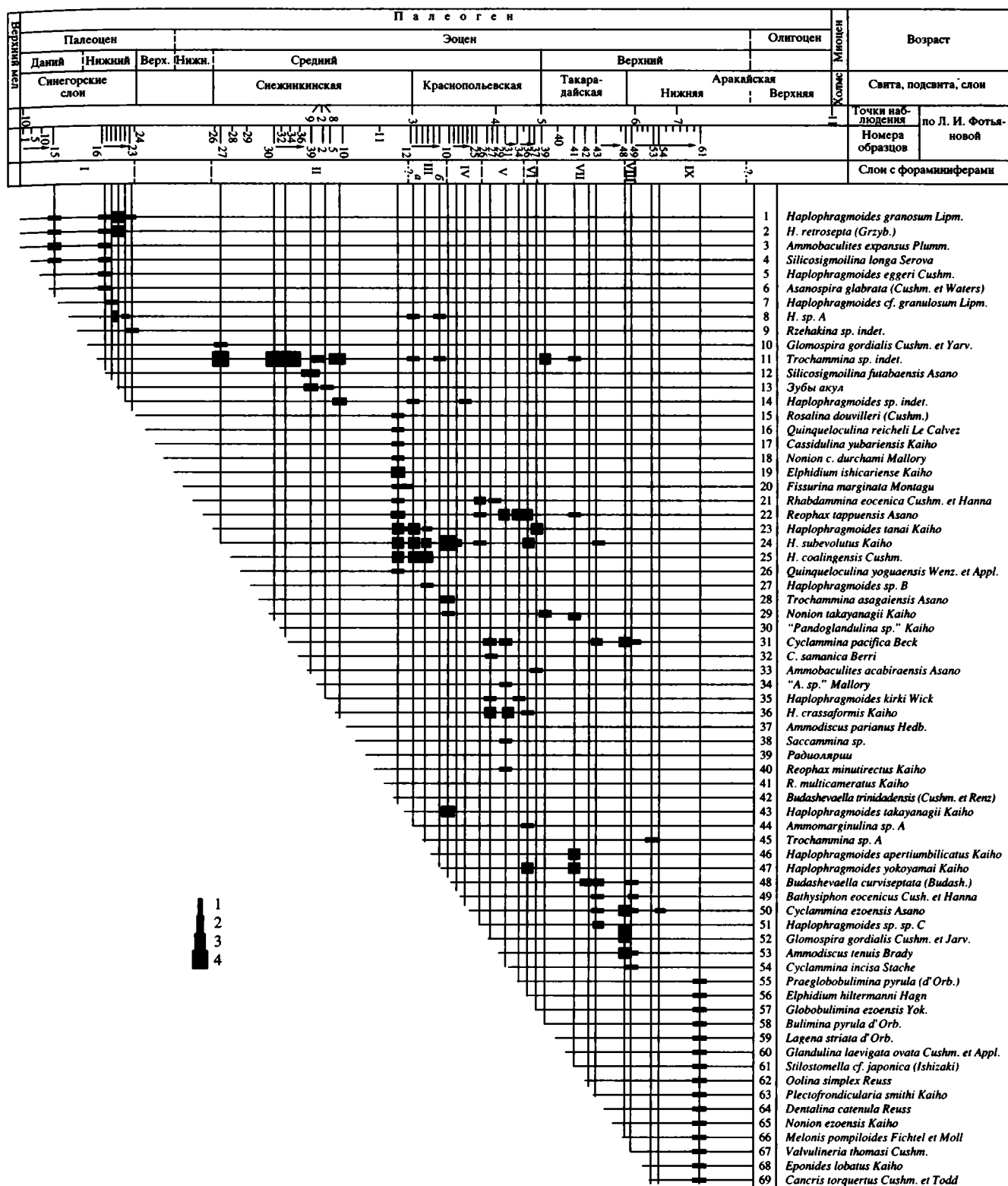


Рис. 3. Схема распространения фораминифер в палеогеновых отложениях р. Китосия (составлена М.Я. Серовой).

Численность видов в ассоциациях (в экземплярах): 1 – от 1 до 5; 2 – от 5 до 10; 3 – от 10 до 25; 4 – от 25 до 100.

Касаясь возраста угленосных пачек 4 и 5 (слои с *Trochammina*), отметим, что было бы неправильным по этому обедненному комплексу точно датировать рассматриваемую часть разреза. Косвенное подтверждение тому, что эти образования относятся к эоцену (скорее всего, к его среднему подотделу), проистекает из того, что в пределах северо-запада Тихоокеанского сектора отложения верхнего палеоцена и нижний эоцен содержат очень богатый комплекс бентосных и планктонных фораминифер (Серова, 1967; Серова, 1969; Крашенинников и др., 1988). Подобные богатые комплексы, несмотря на детальное опробывание разреза по р. Китосия, в нем не выявлены. Поэтому мы склонны предположить существование перерыва в осадконакоплении в позднепалеоцено-раннеэоценовое время. Снежинкинская свита в разрезе по р. Китосия может соответствовать морским отложениям нижней части снатолевской свиты Западной Камчатки и краснопольевской свите р. Августовка на Сахалине с трохамминовым комплексом и относиться к нижней части среднего эоцена. О среднеэоценовом возрасте свидетельствует также комплекс растений, установленный в пачке 5 (см. ниже раздел "Ископаемые растения").

Ша – слои с *Elphidium ishikariense* – *E. asanoi* (рис. 2, 3). Комплекс фораминифер рассматриваемых слоев характеризует самую нижнюю часть разреза краснопольевской свиты (пачка 7, обр. 12–13²). Основной фон комплекса создают агглютинированные фораминиферы – из рода *Haplophragmoides*: *H. tanaii* Kaiho, *H. subevolutus* Kaiho и *H. coalingensis* Cushm.; каждый из них представлен более чем 100 экземпляров в каждой пробе. Небольшую численность имеют виды *Reophax tappuensis* Asano. Определяющим для данного комплекса является присутствие в нем секреторных форм, разнообразных в видовом отношении, но имеющих незначительную численность: *Quinqueloculina reicheli* Le Calvez, *Fissurina marginata* Montagu, *Cassidulina yubariensis* Kaiho, *Globocassidulina globosa* (Hantk.), *Nonion* aff. *durchami* Mall., *Elphidium asanoi* Kaiho, *E. ishikariense* Kaiho, *Rosalina douvilleri* (Cushm.).

Присутствие в комплексе видов *Elphidium asanoi* Kaiho и *E. ishikariense* Kaiho позволяет сопоставить отложения нижней части краснопольевской свиты с морскими отложениями группы Исикари формаций Вакканабе, Акабира и Хирагаси района Сиоми о-ва Хоккайдо (Kaiho, 1984). Названные виды являются индекс-видами комплексных зон *Elphidium asanoi* – *Reophax tappuensis* (формация Вакканабе) и *E. ishikariense* – *Bulimina yabei* (формация Акабира и Хирагаси) и не заходят в формацию Поронай. Эти виды, представленные в нижней части краснопольевской свиты единичными экземплярами, на Хоккайдо имеют массовое развитие и по данным К. Каихо

(Kaiho, 1984) в глинистых фациях образуют моно-таксонные комплексы.

Виды *Haplophragmoides tanaii* Kaiho и *H. subevolutus* Kaiho в палеогене района Исикари, Хоккайдо, появляются в массовом количестве с низов формации Поронай (Kaiho, 1984). С этой точки зрения комплекс слоев Ша, может быть, следовало сопоставить с ассембляж-зоной 5 схемы К. Каихо, где эти виды представлены в изобилии. Однако такие характерные виды, как *Elphidium asanoi* Kaiho, *E. ishikariense* Kaiho и другие секреторные не переходят в формацию Поронай. На этом основании мы считаем более правильным сопоставлять отложения нижней части краснопольевской свиты, вскрытые по р. Китосия, с формациями Вакканабе, Акабира и Хирагаси группы Исикари района Исикари, Хоккайдо.

Вопрос о возрасте этих свит К. Каихо оставляет открытым. Однако в более ранних работах японских исследователей (Asano, 1958; Ujio, Watanabe, 1960) отложения группы Исикари, в составе которой морские формации Вакканабе, Акабира и Хирагаси переслаиваются с континентальными, коррелировались с отложениями формации Крейенхаген зоны *Amphimorphina jenkinsi* яруса Нариэи Калифорнии, относимого по планктонным фораминиферам к верхней части среднего эоцена (Mallory, 1959).

Другие виды секреторных фораминифер третьего комплекса, встреченные в нижней части краснопольевской свиты (*Rosalina douvilleri* (Cushm.), *Quinqueloculina reicheli* Le Calvez, *Nonion* aff. *durchami* Mallory), известны также из среднеэоценовых отложений Западной Европы (Murray, Wright, 1974). Таким образом, возраст отложений нижней части краснопольевской свиты, охарактеризованных комплексом фораминифер с *Elphidium asanoi* – *E. ishikariense*, может быть определен поздним–средним эоценом, если принять во внимание, что массовые *Haplophragmoides tanaii* и *H. subevolutus*, по данным К. Каихо, появляются с низов формации Поронай и являются индекс-видами нижней комплексной зоны этой формации. Этот вывод о возрасте, сделанный по бентосным фораминиферам, подтвержден в последние годы находками в нижней части формации Поронай (зона С по макрофоссилиям) наннопланктона, характерного для верхней части зоны CP14 или самой нижней части зоны CP15 (Okada, Kaiho, 1992).

Шб – слои с *Haplophragmoides tanaii* – *H. subevolutus* выделены в верхней части пачки 7 (обр. 14–17)² краснопольевской свиты. Комплекс практически состоит из трех видов: *Reophax tappuensis* Asano, *Haplophragmoides tanaii* Kaiho, *H. subevolutus* Kaiho, но представленных в изобилии. Спорадически встречаются единичные *Trochammina asagaiensis* Asano, *Trochammina* sp. и секреторные *Quinqueloculina yeguaensis* Weinz. et Appl. Анало-

гичный комплекс характеризует базальную часть формации Поронай в разрезе по р. Микаспорнай (5-я ассемблдж-зона; по К. Kaiho, 1984), хотя комплекс секреторных форм в этой зоне формации Поронай более разнообразен.

IV – слои с *Haplophragmoides takayanagii* – *H. subevolutus* Kaiho выделены в пачке 8 (обр. 19–25)² в средней части краснопольевской свиты. Комплекс фораминифер в этих слоях представлен практически двумя видами: массовыми *Haplophragmoides subevolutus* Kaiho, перешедшим из подстилающих отложений, и вновь появившимся *H. takayanagii* Kaiho. Единичны *Trochammina asagaiensis* Asano и *Nonion takayanagii* Kaiho.

V – слои с *Haplophragmoides crassaformis* – *Cyclammina pacifica* – *Reophax multicameratus* выделены в верхней части краснопольевской свиты (пачка 9, обр. 26–34)². Комплекс этих слоев представлен исключительно агглютинированные фораминиферами. Доминируют в нем *Reophax tappuensis* Asano и впервые появляющийся в разрезе *Haplophragmoides crassaformis* Kaiho. Единичными экземплярами представлены *Rhabdammina eocenica* (Cushman et Hanna), *Reophax minutiformis* Kaiho (первое появление), *Haplophragmoides subevolutus* Kaiho, *H. coalingensis* Cushman., *Budashevaella trinidadensis* (Cushman et Jarv.), *Ammobaculites akabiraensis* Asano. Характерно для этого комплекса появление цикламин: *Cyclammina pacifica* Beck, *C. samanica* Berry, которые ниже в разрезе не встречались. На о-ве Хоккайдо, по данным К. Каихо (Kaiho, 1984), цикламины появляются с низов формации Поронай.

VI – слои с *Haplophragmoides yokoyamai* – *Reophax tappuensis* установлены в краснопольевской свите (пачка 9, обр. 36–37)². Здесь встречены исключительно агглютинированные фораминиферы с доминированием вновь появляющегося вида *Haplophragmoides yokoyamai* Kaiho, *Reophax tappuensis* Asano, *Haplophragmoides subevolutus* Kaiho и единичных *H. crassaformis* Kaiho и *Ammomargulina* sp. По сравнению с предыдущим этот комплекс значительно обеднен.

VII – слои с *Haplophragmoides aperturumbilicatus* – *H. yokoyamai* установлены в пачке 11 (точка 5, обр. 41–43)² такарадайской свиты. В комплексе этих слоев также доминируют агглютинированные фораминиферы как по численности, так и по разнообразию видового состава. Из подстилающих отложений сюда переходят *Reophax tappuense* Asano, *Cyclammina pacifica* Beck и вновь появляются в большом количестве *Haplophragmoides aperturumbilicatus* Kaiho, *H. yokoyamai* Kaiho, *Budashevaella curvisepata* (Budash.), *Cyclammina incisa* Stache. Характерно присутствие в комплексе единичных секреторных: *Nonion takayanagii* Kaiho и *Fissurina* sp.

В нижней подсвите аракайской свиты по фораминиферам выделены слои VIII и IX.

VIII – слои с *Haplophragmoides evolutus* – *Cyclammina ezoensis* выделяются в основании пачки 12 (обр. 48, 49)² нижеаракайской подсвиты, имеют незначительную мощность (15 м) и характеризуются однообразным по составу комплексом исключительно агглютинирующих фораминифер. Впервые появляется в массовом количестве *Haplophragmoides evolutus* Kaiho. Так же обильно представлен вид *Cyclammina ezoensis* Asano, единичные экземпляры которого появились в подстилающих отложениях. В большом количестве представлен также вид *Cyclammina pacifica* Beck. Это единственный комплекс в разрезе, в котором отчетливо доминируют цикламины. Здесь же в виде единичных форм присутствуют *Budashevaella curvisepata* (Budash.), *Bathysiphon eocenicus* Cushman., *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *Ammodiscus tenuis* Brady, *Cyclammina incisa* Stache. Комплекс фораминифер данных слоев близок к комплексу ассемблдж-зоны *Haplophragmoides subevolutus* – *Cyclammina pacifica* формации Поронай (Kaiho, 1984). Отложения, охарактеризованные данным комплексом, при картировании выделялись Б.А. Сальниковым как никифоровские слои.

IX – слои с *Plectofrondicularia smithi* – *Globobulimina ezoensis* выделены в верхней части нижеаракайской подсвиты (пачка 13; точка 6, обр. 61)². В фораминиферовом комплексе резко доминируют по разнообразию видового состава секреторные фораминиферы. Комплекс состоит из видов: *Haplophragmoides yokoyamai* Kaiho, “*Discammina* sp. A” Kaiho, *Lagena striata* d’Orb., *Fissurina marginata* Walker et Boys, *Oolina simplex* Reuss, *Dentalina catenula* Reuss, *Dentalina* cf. *jacksonensis* Cushman et Appl., *D. lepidula* Schwager, *Stilostomella* cf. *japonica* (Ishizaki), *Glandulina laevigata ovata* Cushman et Appl., *Plectofrondicularia smithi* Kaiho, *Cancris torquatus* Cushman et Todd, *Valvulineria thomasi* Cushman et Sim., *Eponides lobatus* Kaiho, *Nonion ezoensis* Kaiho, *Elphidium* aff. *sorahiense* Asano, *E. hiltermanni* Hagn, *Melonis pompiloides* (Fichtel et Moll), *Bulimina pyrula* d’Orb., *Praeglobulimina pyrula* (d’Orb.).

В других районах северо-запада Тихоокеанской провинции подобный богатый комплекс секреторных фораминифер характеризует отложения верхней части формации Поронай Хоккайдо – (ассемблдж-зоны 7–9, по К. Kaiho, 1984), отложения свиты г. Перешеек о-ва Карагинского (Серова и др., 1975; Серова, 1986), верхней части ильпинской серии (зона *Caucasina eocaenica kamchatica*; Серова, 1976; Серова, 1976, 1983). По кровле этих отложений в пределах Дальневосточного региона проводится граница эоцена и олигоцена. В Корякском нагорье (п-ов Ильпинский) она проходит между лапареламской и алугинской свитами, на о-ве Карагинском – между свитой горы Перешеек (верхняя часть свиты мыса Тонс по Ю.Б. Гла-

денкову, 1972) и ильхатунской свитой, на Хоккайдо – между свитами Поронаи и Момидзияма.

Во всех разрезах перечисленных выше регионов на этой границе происходит резкое обеднение фораминиферового комплекса за счет исчезновения почти всех видов секреторных фораминифер, богато представленных в позднеэоценовых отложениях. Только отдельные виды секреторных фораминифер переходят эту границу и встречаются в самых низах формации Момидзияма, ильхатунской и алугинской свит. Эту границу переходят лишь отдельные виды агглютинирующих фораминифер, получивших широкое развитие в олигоцене.

Таким образом, возраст отложений нижней подсвиты аракайской свиты в разрезе по р. Китосия, где был обнаружен богатый комплекс фораминифер (пачки 12–13), определяется самым поздним эоценом.

В верхней подсвите аракайской свиты (пачки 14–15), холмской и невелиской свитах фораминиферы не обнаружены, за исключением одного образца из верхов невелиской свиты (точка 12, обр. 81²; точка 186⁴), в котором был определен вид *Criboelphidium crassum* V. Kuzn. Данный вид был описан В.Н. Кузнецовой (Волошина и др., 1970) из отложений тумской свиты п-ва Шмидта; а также установлен в 4 пачке аракайской свиты в разрезе по р. Аральской (Серова, 1983).

Изучение фораминифер по р. Китосия подтвердило сделанное ранее М.Я. Серовой заключение при изучении фораминифер из палеогеновых отложений по р. Аральская (Серова, 1983) о том, что ряд свит, выделенных в палеогене Южного Сахалина (краснопольевская, такарадайская, аракайская), имеют скользящие возрастные границы и являются по существу не “свитами”, согласно определению стратиграфического кодекса, а лито-фациальными подразделениями, имеющими различный возрастной диапазон в различных структурно-фациальных зонах. Так, такарадайская свита, которая практически вплоть до последнего времени считалась возрастным аналогом верхнеэоценовой формации Поронаи о-ва Хоккайдо, в разрезе по р. Аральской имеет раннеолигоценовый возраст. Глинистая свита геннойши Александровского района, которая также ранее сопоставлялась с такарадайской (Геология СССР, 1970), содержит верхнеолигоценовый комплекс фораминифер (Серова, 1985).

Аракайская свита р. Аральской формировалась в позднеолигоценовое время (Серова, 1983). Аракайская свита разреза р. Китосия, по крайней мере ее нижняя часть, охарактеризованная фораминиферами, датируется верхами позднего эоцена. Подобные скользящие временные границы различных лито-фациальных толщ, картируемых в качестве свит, естественны, если учесть, что

морская трансгрессия в пределах западной части Тихоокеанского региона шла с юга на север.

Моллюски. Моллюски по р. Китосия содержатся только в верхней части палеогенового разреза, начиная с краснопольевской свиты. В.П. Тузовым в разрезе выделено три комплекса моллюсков – I, II, III (рис. 2, 4).

Первый комплекс характеризует нижнюю часть краснопольевской свиты (пачка 7) и близко совпадает с диапазоном распространения слоев III по фораминиферам. В нем установлены *Nuculana* (N.) sp., *Nuculana* (B.) *pulchrisinuosa* Clarc., *Yoldia takaradaensis* L. Krysht., *Yoldia* sp., *Corbicula* sp. Из первого комплекса в вышележащие отложения переходит только один вид – *Yoldia takaradaensis* L. Krysht.

Второй комплекс характеризует большую часть краснопольевской и такарадайскую свиты и включает виды *Venericardia petvensis* Laut., *Mya* sp., *Nemocardium weavery* (And. et Mart.), *Macoma* sp., *Mya sachalinensis* L. Krysht., *Liocyma* sp., *Acila* (*Truncacila*) sp., *Megayoldia* cf. *nitida* Slod., *Periploma kariboensis* L. Krysht., *Ennucula* cf. *karatsuensis* (Khom.), *Acila* cf. *praesinnaensis* L. Krysht., *Megayoldia cerussata* Slod.

В.Е. Тузов считает этот комплекс единым, что не совпадает с мнением других авторов (М.Я. Серова, А.Э. Жаров, Л.И. Фотьянова). М.Я. Серова исходит из того, что развитие фауны и, в частности, ассоциаций фораминифер в морском бассейне связано с циклическостью развития этого бассейна (Серова, 1978). Она считает, что наиболее богатый комплекс фораминифер появляется в нижней, трансгрессивной части разреза бассейна (краснопольевская свита; рис. 2–4; слои IIIa, IIIб). В средней части цикла состав фораминифер становится беднее (слои IV, V краснопольевской свиты). В верхней части цикла идет дальнейшее снижение систематического разнообразия ассоциаций вплоть до полного отсутствия фораминифер.

Сходным образом, судя по распространению моллюсков в изученном разрезе (рис. 4), происходит и развитие моллюсков – они более разнообразны в низах краснопольевской свиты и практически исчезают в ее верхней части. В этой связи М.Я. Серова, А.Э. Жаров считают возможным разделить комплекс моллюсков II на два подкомплекса. Нижний из них примерно совпадает со слоями IV–VI по фораминиферам, а верхний, характеризующий глинистую такарадайскую свиту – со слоями VII по фораминиферам. В.П. Тузов и В.Г. Гальверсен не считают эти подкомплексы отчетливыми, воспринимая II комплекс моллюсков как единый; эта точка зрения отражена на рис. 2, 4.

Третий комплекс моллюсков установлен в аракайской свите. В нем определены *Acila* (*Truncacila*) sp., *Megayoldia* cf. *nitida* Slod., *Periploma kariboensis* L. Krysht., *Nuculana* (*Borissia*) sp., *Malletia*

Эоцен														Олигоцен				Миоцен	Отдел					
Средний		Поздний																	Подотдел					
Краснопольевская						Такарадайская						Аракайская						Холм-ская	Свита					
												Нижняя			Верхняя				Подсвита					
168	170	171				172				173					174		177			177a	178	182	183	№ точки наблюдения
5, 6	1, 2	3	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	7	5	7	1	2	4			2	1		№ образца
*	*						*	*				*												Nuculana (N.) sp.
*	*																							Nuculana (B.) pulchrisinuosa Clarc
*																								Yoldia sp.
*		*																						Y. takaradaensis L. Krisht.
*																								Corbicula sp.
		*			*																			Venericardia petvensis Laut.
		*	*			*																		Mya sp.
		*	*	*					*	*	*		*											Nemocardium weavery (And. et Mart.)
			*																					Macoma sp.
				*	*						*													Mya sachalinensis L. Krisht.
									*															Liocyma sp.
											*	*				*	*							Acila (Truncacila) sp.
											*			*										Megayoldia cf. nitida Slod.
											*	*						*			*			Periploma kariboensis L. Krisht.
												*												Ennucula cf. karatsuensis (Khom.)
												*												Acila cf. praesinnaensis L. Krisht.
												*												Megayoldia cerussata Slod.
													*											Nuculana (Borissia) sp.
													*	*	*									Malletia onorensis Laut.
													*											Laternula cf. besshoensis (Yok.)
													*								*			Acila (Truncacila) cf. osugii (Nag. et Huz.)
													*								*			Venericardia cf. tokunagai Yok.
																					*			Thracia condoni Dall.
																					*			Turcicula sachalinensis L. Krisht.
																						*		Solemya tokunagai Yok.
																						*		Macoma cf. simizuensis L. Krisht.

Рис. 4. Схема распространения моллюсков в палеогеновых отложениях р. Китосия (составлена В.П. Тузовым по материалам В.О. Савицкого и Л.С. Маргулиса).

onorensis Laut., *Laternula* cf. *besshoensis* (Yok.), *Acila* (*Truncacila*) cf. *osugii* (Nag. et Huz.), *Venericardia* cf. *tokunagai* Yok., *Thracia condoni* Dall., *Turricula sachalinensis* L. Krysht. Первые три вида приведенного списка переходят в аракайскую свиту из подстилающих отложений такарадайской свиты. Остальные виды впервые появляются в данном разрезе в нижней и верхней подсвитах аракайской свиты.

Четвертый комплекс установлен в холмской свите. Он весьма малочисленный и представлен двумя видами, не встреченными в нижележащих отложениях: *Solemya tokunagai* Yok. и *Macoma* cf. *simizuensis* L. Krysht.

Палеоботаническая характеристика (по макроостаткам). Макроостатки растений в разрезе р. Китосия собраны на двух уровнях: в пачке 5 снежинкинской свиты (точки 8, 9)² и в базальной части пачки 8 краснопольевской свиты (точка 833 В.Г. Гальверсена) (рис. 2). Флористические комплексы, установленные в точках 8 и 9, близки по систематическому составу, слабо разобщены по разрезу (примерно, на 20 м), вследствие чего могут рассматриваться в составе единого комплекса, характеризующего среднюю часть снежинкинской свиты. Рассматриваемый комплекс включает: *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Trochodendroides speciosa* (Ward) Berry, *Magnolia kryshtofovichii* Borsuk, *Platanus* sp. (два вида, один из которых имеет пельтатное основание), *Populus* cf. *celastrophylla* (Baik.) Sycheva, *Quercus* sp. (два вида), *Fagus* sp., *Castanea longifolia* Borsuk, *Alnus* sp., *Alangium basitruncatum* (Oishi et Huzioka) Tanai, *Tilia* cf. *setadentata* Sycheva, "*Cordia*" *japonica* Tanai.

Растения приведенного комплекса характеризуются относительной крупнолистностью. В комплексе отчетливо доминирует *Trochodendroides speciosa*. Присутствующие в нем платаны имеют древний, палеоцен-эоценовый облик. Наиболее важной особенностью комплекса является наличие трех родов сем. *Fagaceae*. Наличие родов этого семейства – черта, присущая флорам среднего и позднего эоцена Камчатки, Сахалина и Японии (Буданцев, 1997; Эоцен Западной Камчатки..., 1991; Tanai, 1970, 1992; Фотьянова, 1984а, 1984б).

Рассматривая возможные коррелятивы данного комплекса, отметим его близость с комплексом ниже- и среднеснежинкинской подсвит снежинкинской свиты рр. Снежинки и Аральской. Заслуживает внимания тот факт, что Н.М. Грохотова по палинологическим данным выделяет единый комплекс в ниже- и среднеснежинкинской подсвитах (Сычева, 1977).

Рассматриваемый комплекс р. Китосия более всего сходен с комплексом формаций Теннеру и Харутори группы Урахоро угленосного бассейна Кюсиро, Хоккайдо (Фотьянова, Серова, 1976). Возраст этих формаций по мере изучения их флоры и биостратиграфии бассейна в целом постепен-

но удревнялся – от олигоценового (Tanai, 1970) до позднеэоценового (Kaiho, 1984). В настоящее время имеются данные по наннопланктону из формации Ситакара, перекрывающей формацию Юбецу в угольном бассейне Кюсиро (Okada, Kaiho, 1992). Авторы возраст формации Ситакара определяют как более древний, чем зона CP14 шкалы по наннопланктону (верхняя часть среднего эоцена). Под формацией Ситакара последовательно сверху вниз залегают континентальные формации Юбецу, Рушан (Теннеру), Харутори. Справедливо предположить, что все перечисленные континентальные формации имеют более древний возраст, чем верхняя половина среднего эоцена. Наиболее вероятен их раннесреднеэоценовый возраст.

Несколько иной точки зрения придерживается Т.М. Кодрул (1994), различая ниже- и среднеснежинкинский комплексы. Нижний комплекс сопоставляется с таковым формации Ноборикава группы Немуро Восточного Хоккайдо. Л.И. Фотьяновой представилась возможность просмотреть коллекцию формации Ноборикава в Музее естественной истории (National Science Museum), Токио. Этот просмотр показал, что во флоре Ноборикава присутствуют многие растения субтропического родства. Большинство из них имеют мелколистные, узколистные, частично, жестколистные листовые пластинки. По-видимому, эта флора более древняя, возможно, раннеэоценовая и принадлежит к эпохе переходного палеоцен-раннеэоценового климатического оптимума. Кроме того, эта флора характеризуется высоким родовым, частично, семейственным эндемизмом и резко отличается от близких по возрасту высокоширотных флор северо-восточной Пацифики, что свидетельствует о ее возможной принадлежности иной, не Бореально-Пацифической флористической области.

Второй комплекс происходит из средней части краснопольевской свиты. Он монотаксонный и представлен видом *Macclintockia pugetensis* Wolfe. Акме-зона этого вида в Тихоокеанской биогеографической провинции охватывает верхнюю часть среднего – нижнюю часть позднего эоцена.

Палинологическая характеристика. Спорово-пыльцевые спектры, как отмечалось выше, получены из тех же образцов, что и фораминиферы. Спектры нижней, преимущественно континентальной части разреза, с некоторой долей условности объединены в два палинокомплекса.

Первый комплекс (рис. 2) установлен в самой нижней части разреза (пачки 1–3; точка 10, обр. 8, 15–18, 21, 23)². В составе комплекса преобладают хвойные (33.6–48.4%) – сосновые и таксодиевые: *Pinus* (в том числе *Pinus minutus* Zakl.), реже *Picea*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Taxodiaceae*, *Scyadopytys*, *Podocarpus*, а также *Ginkgo*. Спорадически отмечается *Classopollis* – форма, широко распространенная в юрско-меловых отложениях, в виде редких зерен

доходящая до эоцена. Пыльца покрытосеменных растений составляет 15.6–33.1%, из них березовые – 5.7–14.2%; широколиственные растения представлены родами *Corylus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Fraxinus*, *Acer*, *Tilia*, *Fagus*, *Quercites sparsus* Sam., *Quercus gracilis* Sam., *Castanopsis*, *Ulmoideipites planeraeformis* And., *U. tricostatus* And., *Hainnania*, *Liquidambar*, *Namamelidaceae*, *Ericaceae*. Из формальных таксонов присутствуют *Triatropollenites rorubituities* Pfl., *T. confusus* Zakl., *Anacolosidites primidenius* Zakl., *Orbicularpollis globosus* Chlon. (последние две формы отмечены лишь в образце 8). В составе спор чаще встречаются *Polypodiaceae* и *Leiotriletes*, единичны *Sphagnum*, *Botrychium*, *Osmunda*, *Lygodium asper* Boldn, *L. japoniciforme* E. Iv., *Dicksonia arborescens*. Доминирование хвойных, присутствие реликтовых формальных таксонов (*Classopolis*, *Ulmoideipites planeraeformis* And., *Orbicularpollis globosus* Chlon. и др.) не противоречит раннепалеоценовому возрасту отложений, установленному М.Я. Серовой по фораминиферам для синегорских слоев одноименного горизонта.

Второй комплекс установлен в снежинкинской, краснопольевской и такарадайской свитах и представлен двумя подкомплексами – Па, Пб. Подкомплекс Па характеризует 4 и 5 пачки снежинкинской свиты (точка 10, образцы 30, 32, 38; точка 2, обр. 4)². В нем доминируют покрытосеменные (36.4–42.0%) при возрастающей роли березовых (15.0–19.5%), проявляется чуть большее разнообразие в составе широколиственных растений, включающих термофильные формы – (14.5–20.0%): *Comptonia*, *Quercites sparsus*, *Castanea*, *Castanopsis*, *Fagus*, *Nyssa*, *Engelhardia*, *Juglans*, *Carya*, *Tilia*, *Hainnania*, *Ulmoideipites krempii*, *U. planeraeformis*, *Liliacidites*, *Namamelidaceae*, *Liquidambar*, *Acer*, *Tilia*. Чаще отмечаются *Tricolpites* и *Tricolporopollenites* неизвестной систематической принадлежности. Состав спор и пыльцы голосеменных остается без изменений, уменьшаясь количественно (20.8–32.7%). Подкомплекс Пб характеризует 7 и 9 пачки краснопольевской свиты (точка 3, обр. 15, 15а, 19; точка 4, обр. 29–30, 33–35, 37)² и 11 пачку такарадайской свиты (точка 5, обр. 41, 47)². Подкомплекс по своей структуре близок к подкомплексу Па, но имеет небольшие отличия. Количество спорых сильно колеблется по всему разрезу – от 9.8 до 44.8%. Они представлены *Polypodiaceae*, *Leiotriletes*, *Osmunda*, единичными *Sphagnum*, *Botrychium*, *Lycopodium*, *Selaginella*, *Lygodium japoniciforme* E. Iv., *L. asper* Boldn, *Cyathea*, редкими *Cingulatisporites eukirchensoides* Dele. et Sprum., *Pelletieria minutaestriata* Bolch; *Aneimia*, *Gleichenia*.

В группе голосеменных наблюдается устойчивое увеличение голосеменных от точек наблюдения 2 и 3 (13.5–30.4%) к точкам наблюдения 4, 5 (33.5–57.9%). При этом увеличивается роль крупных мешковых форм *Picea* sec. *Euricea*, а также разнообразных таксодиевых – родов *Taxodium*, *Sequoia*, *Cryptomeria*. Из сосновых отмечаются в

небольших количествах *Pinus* и *Tsuga*; последняя представлена двумя видами – *T. parva* Brutman и *T. torulosa* Zakl. Редко отмечаются реликты меловой флоры – *Dacrydium*, *Podocarpus*, *Ginkgo*, спорадически меловые *Classopolis*, *Gnetaceapollenites*. В группе покрытосеменных (13.6–54.2%) преобладают березовые (5.5–20.4%). Процент участия широколиственных цветковых сравнительно невысок – 2.4–13.3%. Из видов, характерных для позднемеловых–раннепалеогеновых флор, в очень небольших количествах отмечаются *Ulmoideipites planeraeformis* And., *U. tricostatus* And., *Corylopsis compacta* Lubim., *Quercites sparsus* Sam., *Anacolosidites primigenius* Zakl., *Elythranthe striatus* Couper. Из формальных таксонов этого же возрастного диапазона редки *Aquilapollenites*, а также *Pistillipollenites mcgregori* – руководящая форма эоценовых отложений Северной Америки и Канады, приуроченная на Сахалине к палеоцен–эоценовым отложениям.

Комплекс III. Установлен в низах нижнеаркайской подсвиты (пачка 12, точка 6, обр. 52²; точка 174⁴). По сравнению с комплексами ниже лежащих снежинкинской, краснопольевской и такарадайской свит имеет характерные особенности. Споры в спектре составляют 15.7% – *Polypodiaceae* и *Leiotriletes*. Голосеменные равны 56.5%, из них 42.2% составляют *Taxodiaceae* – роды *Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Sciadopitys*. Пыльца *Picea*, *Pinus* составляет 11.2%; единичны *Ginkgo*. В составе покрытосеменных (20.4%) пыльца березовых равна 11.8%, широколиственные составляют всего 3.9% – *Ulmus*, *Tilia*, *Pterocarya*. Из форм, практически выше эоцена не отмечающихся, определены *Tricolpites striatellus* Chl., *Aquilapollenites quadrilobus* Rouse, *Pistillipollenites mcgregori*. Присутствие верхнемеловых–раннепалеогеновых *Aquilapollenites*, *Pistillipollenites* предполагает эоценовый, скорее, позднеэоценовый возраст вмещающих толщ, учитывая небольшое участие термофильных микоспор.

Некоторые аспекты биостратиграфии опорного разреза

Принципиально новым стратонем, ранее никогда не выделявшимся на п-ве Крильон, являются, как уже отмечалось, синегорские слои одноименного горизонта раннего палеоцена (слои и их возраст определены по фораминиферам и палинологическим данным). Необходимо отметить, что синегорские слои в разрезе р. Китосия, в отличие от стратотипического разреза в бассейне р. Найбы, представлены преимущественно в терригенных континентальных фациях, сходных с фациями вышележащей снежинкинской свиты, но, в отличие от последней, содержат многочисленные прослои морских отложений.

По представлениям М.Я. Серовой, не исключено, что синегорские слои представлены в опорном разрезе по р. Китосия не в полном объеме,

Возраст		Сахалин		Западная Камчатка	Япония, Хоккайдо		
		р. Китосия	р. Аральская		Бассейны		
					Исикари	Кюсю	
					по Okado, Kaiho, 1992; Tanai, 1970		
		Свиты, подсвиты, слои		Горизонты	Группы, формации		
Миоцен		Холмская					
Палеоген	Олигоцен	Ниж.-Верхний	Верхняя	Аракайская	Утлохско-винентекский	Момидзи-яма	Группа Онбецу
				Такарадайская			
		Верхний	Нижняя	Ковачинский	Пороан		
	Эоцен	Средний	Снежинкинская	Снежинкинская	Снатольский	Исикари	
		Нижний	Синегорские слои	Синегорские слои	Синегорские слои		
	Палеоцен	Верх.-Нижний	Датский	Синегорские слои	Синегорские слои	Синегорские слои	
Верхний мел							

Рис. 5. Схема корреляции некоторых палеогеновых разрезов Сахалина, Камчатки и Японии (составлена М.Я. Серовой (фораминиферы), Л.И. Фотьяновой (флора)).

ложения ложатся на четвертую или даже третью пачки красноярковской свиты верхнего мела.

Вышележащая снежинкинская свита по палеоботаническим данным отнесена к нижней части среднего эоцена. Таким образом, между синегорскими слоями и снежинкинской свитой намечается длительный перерыв, охватывающий верхний палеоцен–нижний эоцен. Однако ввиду отсутствия макроостатков растений в нижней части снежинкинской свиты (пачка 4), нельзя полностью исключить более древний, чем средний эоцен, возраст этой части разреза. С другой стороны, в разрезе наблюдается чрезвычайно резкая смена морских сравнительно глубоководных комплексов фораминифер синегорских слоев на прибрежно-морские и континентальные отложения снежинкинской свиты с весьма обедненным трохамининовым комплексом, что свидетельствует о резкой смене обстановок в бассейне седиментации. Вопрос о стратиграфическом перерыве в данном разрезе и его продолжительности следует рассматривать как дискуссионный, требующий дополнительных исследований.

Лежащая выше краснопольевская свита нами понимается в значительно большем объеме, чем всеми предыдущими исследователями (Жидкова и др., 1974; Ильев и др., 1977; Захарова, Шереметьева, 1977). Во-первых, все три пачки этой свиты характеризуют единое геологическое тело, представляющее, преимущественно, в песчаных и алевролитно-песчаных фациях, частично угленосных. Во-вторых, М.Я. Серова по цикличности фораминифер (от богатых ассоциаций в начале цикла до отсутствия фораминифер в конце – в верхах краснопольевской свиты) рассматривает краснопольевскую свиту в выделенном объеме как отражающую единый трансгрессивный цикл развития бассейна, а возраст свиты определяет по фораминиферам поздним средним эоценом. Такарадайская свита принимается нами только в объеме двух глинистых пачек (10 и 11) и заметно маломощнее, чем краснопольевская. Возраст свиты по фораминиферам определен М.Я. Серовой как позднеэоценовый. Нижнеаракайская свита, в отличие от разрезов других районов Сахалина, в частности, Углегорского (Серова, 1983), также относится по фораминиферам к верхнему эоцену. Эоцен-олигоценовая граница в разрезе условно приурочена к границе нижней и верхней подсвит аракайской свиты (рис. 5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Послойное комплексное изучение палеогеновых отложений в бассейне р. Китосия и их биоты позволяет сделать следующие выводы:

1. Разрез палеогеновых отложений по р. Китосия является первым и единственным комплексно изученным разрезом п-ва Крильон; он отвечает основным правилам, предъявляемым к опорным

как это имеет место в бассейне р. Найба, где наблюдается постепенный переход между 5 подсвитой красноярковской свиты и синегорскими слоями (Верещагин и др., 1987; Калишевич, Пасыльный, 1958; Калишевич и др., 1981). В разрезе по р. Китосия в основании синегорских слоев наблюдается явный размыв, и по мнению большинства геологов, работавших в этом районе (В.Н. Верещагин, В.Г. Гальверсен, Н.П. Воронин и др.), эти от-

разрезам отдельных структурно-фациальных зон (Задачи и правила..., 1963).

2. В разрезе установлена последовательность стратонев Крильонской подзоны Южной структурно-фациальной зоны Сахалина, определены их взаимоотношения и возраст.

3. Впервые в основании кайнозойского разреза п-ва Крильон выделен комплекс фораминифер с *Silicosigmoina longa* – *Naplophragmoides granulorum*, характерный для синегорских слоев стратотипического разреза по р. Красноярка раннепалеоценового возраста (Калишевич и др., 1981; Серова, 1987).

4. Палеоботаническими данными обоснован раннесреднеэоценовый возраст снежинкинской свиты. Установленный в ней монотаксонный трохамминный комплекс фораминифер является дополнительным аргументом в пользу такой трактовки ее возраста.

5. Высказано предположение о существовании стратиграфического перерыва между синегорскими слоями и снежинкинской свитой, охватывающего верхи палеоцена – ранний эоцен.

6. В начале трансгрессивного цикла в разрезе (низы краснопольевской свиты) выделены слои с *Elphidium ishikariense* – *E. asanoi*, которые являются возрастным аналогом морских среднеэоценовых формаций Вакканабе, Акабира и Хирагаси района Сиоми, Хоккайдо. В этой же части разреза установлен теплолюбивый род *Macclintockia* (*M. pugetensis* Wolfe). Морская и континентальная биота рассматриваемого временного интервала свидетельствует о сравнительно более теплом климате по отношению к предыдущему и последующему времени.

7. На основе анализа фораминифер наблюдается возрастное скопление границ краснопольевской, такарадайской и аракайской свит с их удревнением от центрального Сахалина в южном направлении.

8. Для определения возрастного диапазона выделяемых “свит” различных структурно-фациальных зон и разработки унифицированной региональной шкалы палеогена Сахалина методически наиболее правильным представляется изучение опорных разрезов разных структурно-фациальных зон с комплексной детальной палеонтологической характеристикой выделяемых в них стратонев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борсук М.О. Палеогеновая флора Сахалина. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 132 с.
- Буданцев Л.Ю. Позднеэоценовая флора Западной Камчатки. Тр. Ботан. ин-та им. В.Л. Комарова. Вып. 19. 1997. 115 с.
- Верещагин В.Н., Зонина Т.Д., Мытарев В.П., Шуваев А.С. О границе мела и палеогена на острове Сахалин // Биостратиграфия юга Дальнего Востока. Фанерозой. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 97–112.
- Верещагин В.Н., Будрин В.С., Зонина Т.Д. и др. Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез). Л.: Наука, 1987. 196 с.
- Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина // Тр. ВНИГРИ. 1970. Вып. 264. 303 с.
- Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть 1. Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. 313 с.
- Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 431 с.
- Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки // Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 214. 251 с.
- Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неворова Т.И. и др. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 251 с.
- Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных стратиграфических разрезов. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 27 с.
- Захарова М.А., Шереметьева Г.Н. Фаунистические комплексы в нижнем эоценовых отложениях западного побережья Южного Сахалина // Фауна и флора кайнозоя северо-запада Тихоокеанской области (Южный Сахалин). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 76–88.
- Ильев А.Я., Захарова М.А., Шереметьева Г.Н. Этапность развития палеогеновых фаунистических комплексов Южного Сахалина // Фауна и флора кайнозоя северо-запада Тихоокеанской области (Южный Сахалин). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 39–62.
- Калишевич Т.Г. О характере морского бассейна датпалеоценового времени на Сахалине // Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1970. С. 47–49.
- Калишевич Т.Г., Заклинская Е.Д., Серова М.Я. Развитие органического мира Тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя: фораминиферы, моллюски и палинофлора Северо-Западного сектора. М.: Наука, 1981. 144 с.
- Калишевич Т.Г., Посыльный В.Я. Об отсутствии перерыва в осадконакоплении между кайнозоем и мезозоем в районе Синегорска на Сахалине // Докл. АН СССР. 1958. Т. 119. № 4. С. 766–768.
- Кодрул Т.М. Фитостратиграфия палеогена Южного Сахалина. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1994. 26 с.
- Красилов В.А., Кундышев А.С. Смена флоры в опорном кайнозойском разрезе Западного Сахалина и корреляция континентального неогена // Тихоокеанская геология. 1982. № 4. С. 90–95.
- Красилов В.А., Шмидт И.Н., Ремизовский Д.И. Граница эоцена и олигоцена в опорном разрезе Западного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 59–65.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана // Тр. ГИН АН СССР. 1988. Вып. 426. 118 с.
- Криштофович А.Н. К стратиграфии третичных отложений о. Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 5. С. 697–727.
- Медюлянов В.И. Палеоботаническая характеристика континентального палеогена Западного Сахалина //

- Вопросы биостратиграфии советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 69–73.
- Медюлянов В.И. Палеогеновые платаны Сахалина и их стратиграфическое значение // Материалы по палеоботанике и стратиграфии континентальных отложений советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 24–35.
- Подобина В.М. Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск: Томский ун-тет, 1975. 163 с.
- Савицкий В.О., Сычева О.А., Грохотова Н.М. Палеонтологическое обоснование стратиграфии палеогеновых отложений Южного Сахалина // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск: Сахалинское отделение Дальневосточного книжного изд-ва, 1974. С. 20–30.
- Серова М.Я. Вид *Trochammina vitrea* Serova sp. nov., его палеоэкология и стратиграфическое значение // Вопросы микропалеонтологии. 1961. № 5. С. 69–82.
- Серова М.Я. Зональное расчленение и корреляция палеогеновых отложений северо-западной части Тихоокеанской провинции // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969. С. 101–114.
- Серова М.Я. Поздний палеоген Сахалина и Камчатки (новые данные о корреляции) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 11. С. 73–83.
- Серова М.Я. Граница эоцена и олигоцена в разрезе палеогеновых отложений Севера Тихоокеанской провинции // Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1976. С. 118–125.
- Серова М.Я. Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 323. 142 с.
- Серова М.Я. Поздний палеоген Сахалина и Камчатки (новые данные о корреляции и возрасте) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С. 58–72.
- Серова М.Я. Морской олигоцен в опорном разрезе палеогена Западного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 86–89.
- Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия Северной Пацифики на рубеже мела и палеогена // М.: Наука, 1987. 144 с.
- Серова М.Я., Борзунова Г.П., Шапиро М.Н. Палеоген южной части острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 11. С. 73–83.
- Смехов Е.М. Реферат на работу К. Уватоко “Стратиграфия Южного Сахалина” // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1944. № 6. С. 48–53.
- Смехов Е.М. Геологическое строение Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 1. С. 115–122.
- Сычева О.А. Раннепалеогеновая флора Углегорского района Сахалина и ее значение для стратиграфии // Фауна и флора кайнозоя северо-запада Тихоокеанской области (Южный Сахалин). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 3–38.
- Фотьянова Л.И. Позднеэоценовая предтургайская флора Древней Берингии // Бот. журн. 1984а. Т. 69. № 4. С. 425–436.
- Фотьянова Л.И. Сельдовииан Аляски и его аналоги на Дальнем Востоке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984б. № 11. С. 53–60.
- Фотьянова Л.И., Серова М.Я. Положение кайнозойских флор в зональной шкале Японии и их корреляция с флорами Сахалина и Камчатки // Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 104–117.
- Хведчук И.И., Моргулис Л.С., Савицкий В.О., Федоров В.В. Перспективы нефтегазоносности палеоген-неогеновых отложений Южного Сахалина в свете новых данных // Тр. Всес. н.-и. геолого-разв. ин-та. 1970. Вып. 11. С. 1–13.
- Челебаева А.И., Братцева Г.М. К климатостратиграфии палеогена по палеофлорам (север Тихоокеанской области и смежные районы) // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. 2. М.: Ротопринт. ГИН АН СССР. 1985. С. 157–209.
- Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
- Asano K. The Poronai Formation in the Ishikari coal field // Yukochu Foraminifera. 1958. V. 9. P. 28–33.
- Hillebrandt D. Das Paleozoän und seine Foraminiferen Fauna im Becken von Reichen Hall und Salzburg // Bayer. Akad. Wiss. Mat.-Natur. Kl. Abh. N. F. 1962. H. 108. 182 s.
- Kaiho K. Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan. Part 1. Lithostratigraphy and Biostratigraphy including Description of New Species // Tohoku Univ. Sci. Rep. Ser. 2 (Geol.). 1984. V. 54. № 2. P. 95–139.
- Mallory S. Lower Tertiary Biostratigraphy of the California Coast Ranges // Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma, 1959. 384 p.
- Murray J.W., Wright C.A. Paleogene Foraminifera and palaeoecology, Hampshire and Paris bassins and the English Channel. London, 1974. 129 p.
- Okada K., Kaiho K. Paleogene calcareous nannofossils from Hokkaido, Japan // Centenary of Japanese Micropaleontology. Ischizaki K., Saito T. (eds). Terra Sci. Publishing Company. Tokyo. 1992. P. 461–471.
- Serova M.Ya. The Zonal scale of the paleogene deposits of the North-Western part of the Pacific Province and their correlation to the Tethys deposits // Tertiary correlation and climatic change in the Pacific. Tokyo. Rep. XI Pacific Sci. Congress. 1967. № 2. P. 21–27.
- Serova M.Ya. The Caucasina eocenica kamchatika Zone and the Eocene-Oligocene Boundary in the North-Western Pacific // Progress Micropaleontol. / Eds. by Takayanagi Y., Saito T. New York: Micropaleontol. Press. Spec. Amer. Mus. Nat. Hist., 1976. P. 147–151.
- Serova M.Ya. Karaginsky section (USSR, Karaginsky Island, East Kamchatka) // Pomerol. Ed. by Premoli-Silva C.I. Terminal Eocene Events. Amsterdam. Elsevier. Sci. Publ. B. V. 1986. P. 147–151.
- Tanai T. The Oligocene Floras from the Kushiro coal-field, Hokkaido, Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV. Geol. and Mineral. 1970. V. XIV. № 4. P. 383–514.
- Tanai T. Tertiary vegetational history of East Asia // Bull. Mizunami Fossil. Mus. 1992. № 19. P. 125–163.
- Ujie H., Watanabe H. The Poronai Foraminifera of the Northern Ishikari Coal-field, Hokkaido // Sci. Rep. Tokyo Kyogy Dayaku. Sect. C. Geol. Min. Geogr. 1960. V. 7. № 3. P. 118–136.

Рецензенты М.А. Ахметьев,
В.А. Крашенинников

УДК 551.77(571.642)

КАЙНОЗОЙ САХАЛИНА – СОВРЕМЕННЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ И КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

© 2001 г. Ю. Б. Гладенков

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 15.06.2000 г.

Характеризуются стратиграфические схемы палеогена и неогена Сахалина, созданные в последние годы. В них выделено 11–12 регионарусов и до 50 свит. На этой основе составлен календарь разных геологических событий (тектонических, вулканических, седиментационных, климатических, биотических и пр.). В частности, выявлены этапы смены морских биотических сообществ разного масштаба – от крупных (15–17 млн. лет) до средних и мелких (2.0 и 0.3–1 млн. лет). Намечены несколько фаз тектонической и вулканической активизации, периоды потеплений и похолоданий и пр. Анализ геологических событий показывает, что многие из них обнаруживают определенную синхронность, хотя их причинно-следственные связи выявляются не всегда.

Ключевые слова. Палеоген, неоген, Сахалин, регионарусы, зоны, слои, корреляция событий.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время изучению переходных зон от океанов к континентам уделяется повышенное внимание. Именно в этих зонах удастся расшифровать многие особенности геологической истории Земли и, в частности, понять закономерности формирования древних толщ, становления тектонических структур и развития биотических сообществ прошлого.

В ряду геологических объектов, которые сейчас изучаются в зоне перехода от Тихого океана к Азиатскому материку, особое место занимает остров Сахалин. В его пределах широко развиты кайнозойские образования, в которых отмечены около 70 крупнейших на Дальнем Востоке месторождений нефти и газа, что выдвигает этот регион в разряд крайне важных в практическом отношении.

Остров Сахалин как геологическая структура входит в состав Охотоморского геоблока – крупнейшего элемента Западно-Тихоокеанской зоны перехода от океана к азиатскому континенту. Сахалин является частью Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. С запада он ограничен Восточно-Сихотэалинским вулканическим поясом, с востока и юга – глубокоководными впадинами.

На Сахалине и его шельфе расположены три седиментационных бассейна кайнозоя: Северо-Сахалинский, Западно-Сахалинский и Южно-Сахалинский (рис. 1). Эти бассейны начали возникать после складчатости и поднятий на границе мела и палеогена в условиях растяжения и рифтогенеза. В начале палеогена на Сахалине были развиты угленосные формации. Морские условия здесь установились в среднем–позднем эоцене, когда началось формирование осадочного чехла

Охотоморского бассейна. Проявившаяся здесь трансгрессия широко отразилась, в частности, на восточных и северных окраинах Охотского моря (на Камчатке и Корякском нагорье). В олигоцене погружения на Сахалине захватили максимальную площадь: глинисто-кремнистые морские олигоценовые отложения встречаются даже на поднятиях: Восточно-Сахалинском и Сусунайском. В миоцене в названных выше бассейнах накопилась основная масса осадков. В конце раннего–начале среднего миоцена на большой площади Сахалина сформировалась угленосная формация, маркирующая, видимо, относительное поднятие острова. В среднем миоцене началась крупная трансгрессия, которая охватила многие районы Сахалина. В конце миоцена–начале плиоцена режим растяжения сменился режимом сжатия. Сформировалась система региональных сдвигов и взбросо-сдвигов и сопряженных с ними складок. В конце плиоцена–начале квартала произошли главная складчатость и поднятия, создавшие современную структуру региона.

Прекрасное обобщение по проблемам геологии, в частности стратиграфии, кайнозоя Сахалина было опубликовано в начале 70-х годов (Геология..., 1970). С тех пор прошло 30 лет. В последние годы изучение кайнозойских толщ Сахалина продвинулось вперед: составлены новые геологические карты, вышли в свет сводки по двум опорным разрезам – Макаровского и Шмидтовского районов (Архипова, Брутман, Жидкова и др., 1992; Гладенков, Сальников, Баринов и др., 1999). В 1998 г. была опубликована стратиграфическая схема кайнозоя этого региона (Решения..., 1998). Однако обобщение, в котором были бы совместно рассмотрены вопросы

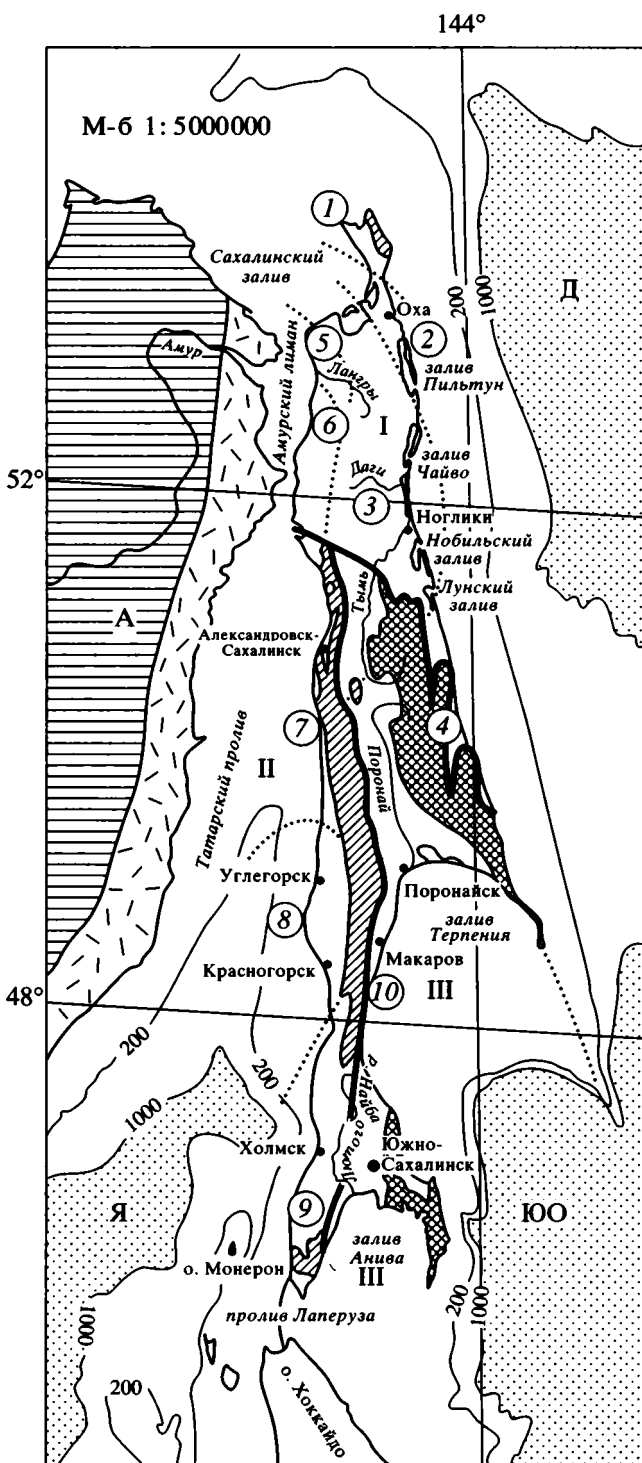


Рис. 1. Основные структурные элементы и седиментационные бассейны кайнозоя Сахалина. Расположение опорных разрезов.

1 – Сихотэ-Алинская складчатая область (А), 2 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 3, 4 – выходы докайнозойского фундамента Хоккайдо-Сахалинской складчатой области: 3 – палеозой-мезозой, 4 – верхний мел; 5 – глубоководные впадины (Д – Дерюгинская, ЮО – Южно-Охотская, Я – Японская); 6 – границы седиментационных бассейнов (структурно-формационных зон) кайнозоя Сахалина; 7 – границы структурно-фациальных зон (районов); I–III – седиментационные бассейны: I – Северо-Сахалинский; II – Западно-Сахалинский; III – Южно-Сахалинский; цифры в кружках – опорные разрезы: 1 – п-ов Шмидта, 2 – Охинский, 3 – Дагинский, 4 – Пограничный, 5 – Лангрыйский, 6 – Энгизпальский, 7 – Александровский, 8 – Углегорско-Чеховский, 9 – Холмско-Невельский, 10 – Макаровский.

стратиграфии, литологии, сейсмостратиграфии, нефтегазоносности и палеогеографии и в котором нашли бы отражение действительно новые материалы, полученные после конца 60-х – начала 70-х годов, не создано. Сейчас сделана попытка создать такую сводку (авторы Ю.Б. Гладенков, О.К. Баженова, В.И. Гречин, Л.С. Маргулис, Б.А. Сальников), и она уже готовится к печати. В ней приведена характеристика десяти опорных разрезов кайнозоя, дан разбор их литологических и палеонтологических особенностей, освещены сейсмостратиграфические материалы по шельфу, охарактеризованы нефтегазопоявления и, наконец, осуществлен анализ палеогеографических обстановок и геологических событий. Из всех этих материалов в данной статье нам хотелось осветить только те, которые затрагивают три вопроса. Во-первых, коснуться общих проблем, которые возникают при выделении стратиграфических подразделений разного ранга (горизонты, зоны и пр.) и составлении кайнозойской корреляционной схемы. Во-вторых, остановиться на некоторых аспектах смены биотических сообществ в разрезе кайнозоя. И в-третьих, попытаться сопоставить различные геологические события на единой стратиграфической основе и составить общий календарь этих событий.

ГОРИЗОНТЫ, ЗОНЫ И СЛОИ, ИХ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ И ВОЗРАСТ

Многолетняя практика геологических работ на Сахалине показала, что при расчленении осадочных толщ кайнозоя обычно используется система стратиграфических подразделений местного и регионального масштаба. Наиболее часто среди местных подразделений употребляется свита (с подсвитами и пачками), которая часто близка по своему содержанию американской формации. Основной единицей регионального статуса

является горизонт, или региоярус. Именно к горизонтам, которые отражают определенные этапы геологического развития региона, привязываются многочисленные свиты (их насчитывается около 50), выделенные в разных структурно-фациальных зонах острова и отличающиеся друг от друга как разным литологическим составом (терригенные и вулканогенные толщи), так и мощностью. Кстати, мощность большинства разрезов кайнозоя достигает здесь 5–6 и даже 11–12 км.

Всего в сахалинском разрезе кайнозоя (точнее палеогена и неогена) обособлено 11–12 горизонтов. Иногда в рамках, с одной стороны, Северного Сахалина, а с другой – Южного и Западного Сахалина выделяются субрегиональные подразделения (горизонты, подгоризонты), которые при их разновозрастности могут иметь отличные названия или несколько отличаются по объему. Но в целом они всегда привязываются к общесахалинским региоярусам. Так, на Северном Сахалине, например, в среднем миоцене–плиоцене выделяются окобыкайский, нижненутовский, верхненутовский горизонты (они фактически соответствуют одноименным региоярусам всего Сахалина). В южных районах им соответствуют курасийский (с двумя подгоризонтами) и маруямский горизонты.

С методической точки зрения сахалинские горизонты выделены не всегда удачно. Если палеогеновые горизонты обособлены в пределах единой стратотипической местности (Западный Сахалин), где можно наблюдать четкую последовательность всех подразделений и характер их границ, то неогеновые подразделения выше холмского горизонта выделены часто неудачно – стратотипы их не очень доступны, непрерывные разрезы отсутствуют, горизонты составлены из свит и толщ, развитых в разных местах и т.п. Видимо, было бы практически и методически целесообразнее использовать для выделения неогеновых горизонтов хорошо доступный и обнаженный разрез Макаровского района (Юго-Восточный Сахалин), где последовательность слоев не вызывает сомнений, а все толщи хорошо палеонтологически охарактеризованы.

В настоящее время стратиграфическая схема кайнозоя Сахалина состоит из 11–12 горизонтов (снизу вверх): снежинкинский – палеоцен–средний(?) эоцен; краснопольевский – средний эоцен; шебунинский – верхний эоцен; аракайский и холмский – олигоцен; уйнинский – нижняя часть нижнего миоцена; дагинский – нижний миоцен–низы среднего миоцена; окобыкайский – средний миоцен–низы верхнего миоцена; нижненутовский – верхний миоцен; верхненутовский – верхи верхнего миоцена–нижняя часть плиоцена; помырский – средняя–верхняя часть плиоцена. В последнее время иногда используется новый гори-

зонт – дерюгинский – верхи плиоцена–квартер, но он как горизонт официально не принят; к нему отнесены осадки внешнего шельфа Северного Сахалина (рис. 2).

Анализ показывает, что они неравнозначны по своему временному объему. Так, если снежинкинский горизонт можно оценить в 20(?) млн. лет, дагинский, аракайский и окобыкайский – соответственно в 7.0; 5.0 и 5.0 млн. лет, то верхненутовский оценивается в 3.0, а помырский – около 1.0 млн. лет. Это свидетельствует, в частности, о том, что снежинкинский уровень расчленен еще не достаточно детально.

Палеонтологическая характеристика горизонтов различна. Нижний, снежинкинский горизонт охарактеризован флорой, другие горизонты – в основном моллюсками и бентосными фораминиферами, частично листовой флорой, спорами и пылью. В диапазоне от олигоцена до плиоцена важное место в этой характеристике занимают диатомеи. В последнее время на некоторых уровнях эоцена обнаружены также наннопланктон и диноцисты. Отмечаются иногда радиолярии. Сопоставление ископаемых комплексов с таковыми из палеогеновых и неогеновых толщ Камчатки, Японии и Северной Америки, а также с комплексами донных осадков прилегающих акваторий Тихого океана позволяет с той или иной достоверностью сопоставлять сахалинские горизонты с общей шкалой и определять их возраст. Особенно уверенно возрастные уровни маркируются с помощью зональных планктонных комплексов (прежде всего, диатомей). Однако многие корреляции с успехом осуществляются и по бентосным группам.

В изучении палеонтологического материала из кайнозойских толщ Сахалина в разные годы принимал участие целый ряд специалистов, многие из которых являются крупнейшими авторитетами. Моллюски изучались Л.В. Криштофович, Ф.Г. Лаутеншлегером, И.П. Хоменко, Л.С. Жидковой, В.О. Савицким, Ю.Б. Гладенковым, Т.Г. Калишевич, И.Н. Кузиной и другими. Фораминиферы исследовались Н.А. Волошиновой, В.Н. Кузнецовой, Л.С. Леоненко, Л.И. Митрофановой, М.Я. Серовой и другими. В изучении диатомовых принимали участие А.И. Моисеева, В.П. Болдырева, Т.В. Орешкина, А.Ю. Гладенков и другие. Л.А. Табожкова, Н.Я. Брутман, А.Д. Архипова, Н.М. Грохотова и другие изучали спорово-пыльцевые комплексы. Флора изучалась А.Н. Криштофовичем, В.А. Красиловым, Л.И. Фотьяновой, О.А. Сычевой, Т.В. Кодрул и другими. Эти списки специалистов, конечно, далеко не полные. Но сейчас важно отметить, что все они внесли значительный вклад в комплексное палеонтологическое обоснование сахалин-

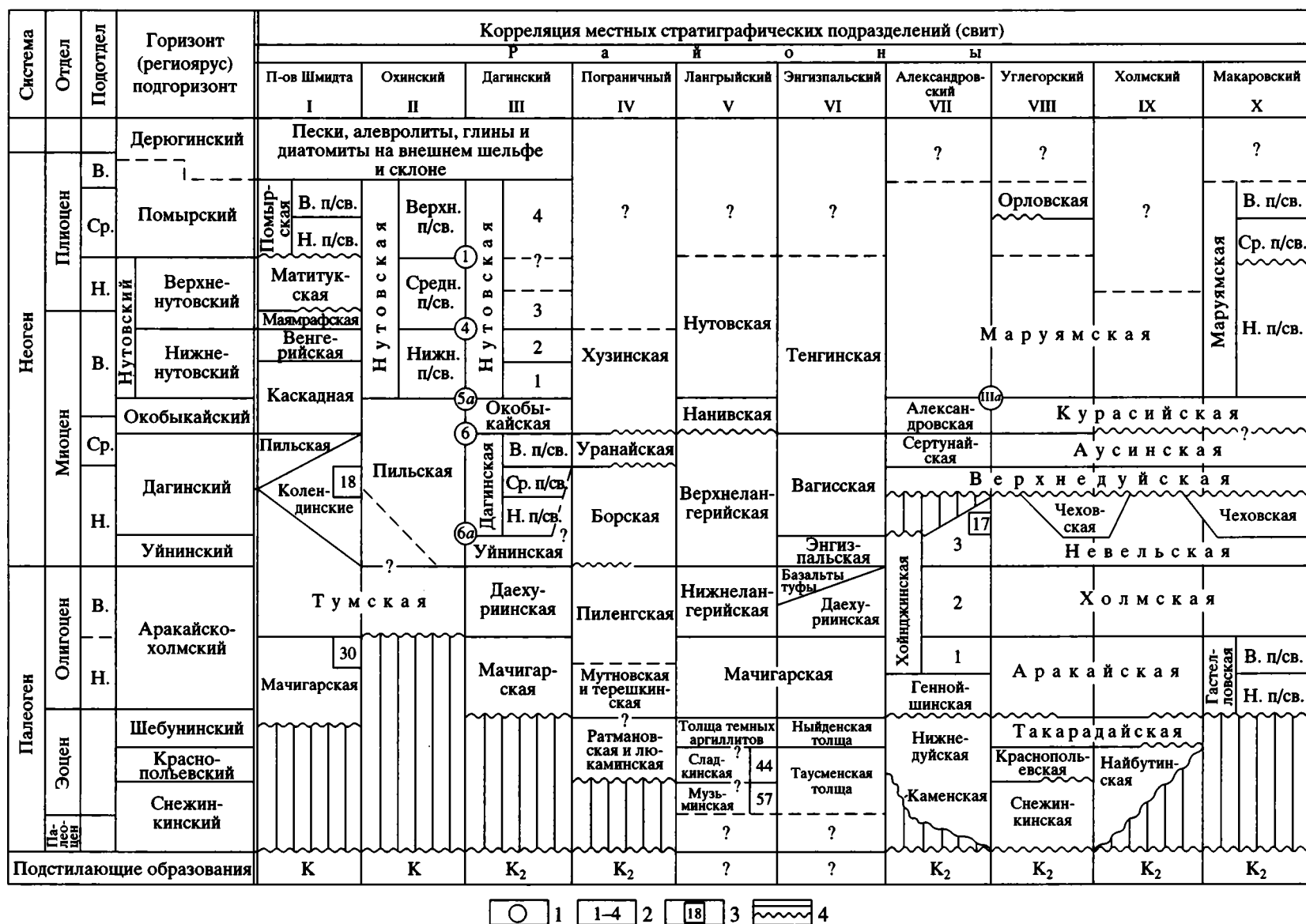


Рис. 2. Корреляционная схема палеогена и неогена Сахалина.

1 – опорные сейсмостратиграфические горизонты; 2 – толщи; 3 – радиометрические датировки (в млн. лет); 4 – согласное залегание слоев и залегание слоев с разрывом; подотделы: Н – нижний, Ср – средний, В – верхний; п/св – подсвиты: Н – нижняя, Ср – средняя, В – верхняя.

ских горизонтов, имея в виду их характеристику по разным группам фауны и флоры.

О палеобиоте кайнозоя Сахалина написано несколько монографий. Две книги посвящены моллюскам Сахалина (Криштофович, Ильина, 1954; Криштофович, 1964), одна – фораминиферам (Волошинова и др., 1971), еще одна – стратиграфии и палеонтологии олигоцена–плиоцена Макаровского района (Архипова и др., 1992) и п-ва Шмидта (Гладенков и др., 1999). Флоры также описаны в отдельных монографиях (Фотьянова, 1988; Кодрул, 1994). С одной стороны, это немного, т.к. многие разрезы и комплексы остались недостаточно охарактеризованными (например, для разрезов Юго-Западного Сахалина сводное монографическое описание фауны пока отсутствует). С другой стороны, здесь уже создан солидный блок сведений по биостратиграфии, который в той или иной мере может быть использован для общих корреляций и палеогеографических реконструкций.

Одной из плодотворных попыток обобщить палеонтологические данные (прежде всего по моллюскам) явилась книга начала 70-х гг., посвященная биофаціальным особенностям древних бассейнов Сахалина (Жидкова и др., 1974). Важные сведения о палеонтологических характеристиках отдельных разрезов разных регионов Сахалина отражены также в многочисленных статьях. Поэтому мы отсылаем читателей, в деталях интересующихся этими вопросами, ко всем этим публикациям, а сами обратим внимание на некоторые особенности палеонтологических характеристик горизонтов и отдельные дискуссионные моменты, связанные с обоснованием их возраста.

Однако перед этим напомним, что в последние годы в практику стратиграфических работ все шире входят дробные стратиграфические подразделения – зоны и слои с фауной. Так, в пределах олигоцена–плиоцена намечено более 15 зон по диатомеям. Именно эти зоны позволяют коррелировать сахалинские толщи с океанической шкалой с большой точностью. К сожалению, зоны выделяются не во всех разрезах и не всегда смыкаются. Вместе с тем, там, где разрезы изучаются детально, удается выделить более дробные подразделения – местные зоны (лоны) или слои с фауной (в частности, по моллюскам и фораминиферам). Примером являются слои с моллюсками, которые намечены в разрезе п-ва Шмидта. Так, в пределах двух свит (мачигарской и тумской), соответствующих в основном олигоцену–нижнему миоцену, было выделено девять слоев с четкими комплексами моллюсков. Показательно, что некоторые из таких слоев отмечаются и в других районах. Но, к сожалению, детальное, послойное изучение фауны в этих последних проведено не было, что

пока затрудняет повсеместное прослеживание всех слоев (или их возрастных аналогов).

Ниже дается краткая характеристика каждого горизонта (стратиграфически снизу вверх).

Снежинкинский горизонт (палеоцен–нижняя часть эоцена) – континентальные, часто угленосные образования, до 1500 м. Он охарактеризован практически только флорой, часто называемой раннедудской. Обычно здесь отмечаются *Fagus paucinervis*, *Trochodendroides arctica*, *Credneria grewiopsoides* и пр. Указываются также две палинозоны музминского спорово-пыльцевого комплекса (СПК) (нижняя с *Alnipollensis anacolosidites* и верхняя с *Lygodium japoniciforme*, *Ulmoideipites*). В последнее время предпринята попытка разделить снежинкинскую флору на две части: нижнюю (камчатские слои) – хвойно-широколиственную, отвечающую ранней стадии потепления палеоцена–эоцена, и верхнюю (средне(?) эоценовую) – хвойно-мелколиственную, между которыми предполагается перерыв (Кодрул, 1994). Эту идею о перерыве следует проверить специальными работами в будущем. В верхах горизонта найдены редкие фораминиферы (*Ammodiscus matcintus* и др.).

Краснопольевский горизонт (средний эоцен) сложен в основном морскими песчаниками, до 1500 м. Здесь появляются характерные относительно тепловодные моллюски: *Nuculana snatolensis*, *Ostrea agnevoensis*, *Pitar californiana* и др. Отмечены фораминиферы: *Haplophragmoides asagaensis*, *Pseudoelphidiella californica* и др.

Шебунинский горизонт (верхний эоцен) содержит алевролиты–аргиллитовые и песчаные толщи, до 1000 м. Моллюски представлены здесь *Yoldia takaradaiensis*, *Malletia poronaiica*, *Nemocardium ezoense* и др., многие из которых характерны и для сопряженных районов. Среди фораминифер характерен комплекс с *Plectofrondicularia packardii* и др., который трассируется от Японии и Камчатки до Калифорнии.

Аракайский горизонт (олигоцен) сложен туфопесчаниками, грубообломочными туфами и алевролитами, до 1000 м. Комплекс моллюсков здесь весьма характерен: *Papyridea matschigarica*, *Yoldia caudata*, *Portlandella watasei*, *Modiolus matchgarensis* и пр. На п-ве Шмидта в горизонте выделен ряд слоев (снизу вверх): *Papyridea harrimani*, *Nemocardium iwakiense*, *Trachycardium kinsimarae*, *Acila oyamadensis*, *Glycymeris nakosoensis*, *Delectopecten watanabei*, *Cardiuma majanatschensis*. Эти семь слоев отражают смену палеобиоты в связи не только с эволюцией моллюсков, но и изменением палеогеографических и палеоэкологических условий. При сходстве тенденций этих изменений в разных районах Сахалина эти слои могут быть узнаны во многих местах. При отличиях – слои будут выделяться в более обобщенном виде.

В последние годы к олигоцену относят обычно сводный аракайско-холмский горизонт. Нам кажется, что его надо разделить на аракайскую и холмскую части. Ибо холмская часть (горизонт), включающая песчано-глинистые, кремнистые породы до 1200 м, имеет свою достаточно обособленную характеристику. Среди моллюсков здесь типичны *Acila kholmskiensis*, *A. gettysburgensis*, *Nuculana crassatelloides*, *N. pennula*, *Cyclocardia tokunagai* и др. Фораминиферы аракайского уровня представлены комплексом с *Haplophragmoides laminatus*, *Melonis shimokinensis* и др. В холмском горизонте отмечены *Pseudoelphidiella subcarinata*, *Criboelphidium crassum* и др. Хотя из сравнения списков фауны следует, что в этих горизонтах имеются и сходные таксоны.

Весьма интересными среди новых биостратиграфических материалов по олигоцену выглядят данные по диатомеям. Во-первых, они позволили впервые дать точную привязку отдельных разрезов к общей шкале; а во-вторых, сопровождающие их комплексы получили более уверенное возрастное положение, что укрепило их корреляционный потенциал. Олигоценовые комплексы диатомей были отмечены в пиленгской свите Пограничного района (данные В.П. Болдыревой, Т.В. Орешкиной и А.Ю. Гладенкова). Здесь в верхней части свиты была выявлена зона *Rocella gelida*. Появление данных по зональной стратиграфии олигоцена и нижнего миоцена является чрезвычайно важным, т.к. до последнего времени на Сахалине использовались зоны по диатомеям лишь от среднего миоцена и выше.

Одновременно отметим, что недавно в палеогене Юго-Западного Сахалина были впервые выявлены остатки наннопланктона (Гладенков, Щербинина, 2001). Так, в краснопольевском горизонте (по р. Аральская) найден *Coccolithus formosus* (Kamptner) (низы эоцена), а в такарадайской свите по р. Томаринка отмечены *Reticulofenestra dictyoda* (Deflanre) Stadner и *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler, Wide) Bukry and Petrcival (средний эоцен–низы верхнего эоцена). В аракайской свите выявлены *Dictyococcites bisectus* и *Cyclargolithus floridanus* (Roth and Hay) Bukry (верхняя часть эоцена–верхний олигоцен). Эти данные являются новым дополнением в суждение о возрасте палеогеновых толщ Сахалина.

Уйнинский горизонт (низы нижнего миоцена), представленный песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами (до 1500 м), охарактеризован моллюсками *Nuculana alferovi*, *Periploma altarata*, *Mytilus ocholensis* и пр. Из фораминифер отмечены *Cyclammina pilvoensis*, *Pseudoelphidiella subcarinata* и др.

К нижнему миоцену относится и дагинский горизонт (за исключением самых верхних слоев), который в разных районах включает угленосные

толщи (прежде всего верхнедагская свита), мелководные и относительно глубоководные отложения, а также вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования (невельская и чеховская свиты). Общая мощность достигает 1500–2000 м.

Среди моллюсков типичны *Nuculana nabiliana*, *Acilana tokunagai*, *Mizuhopecten subyessoensis*, *Delectopecten pedroanus*, *Solemya dalli* и пр. Среди фораминифер – *Elphidiella simplex*, *Milliamina complanata*, *Pseudoelphidiella problematica* и др. В дагинском горизонте Северного Сахалина (колендинские слои) развиты также *Ammonia tochiensis*, *Siphogenerina* и др. Флора представлена *Ginkgo adiantoides*, *Metasequoia occidentalis*, *Ulmus longifolia*, *Hemitrapa borealis* и др. (это так называемая верхнедагская флора). В отдельных свитах отмечены диатомеи. Так, в борской свите Пограничного района выявлены зоны *Thalassiosira praeфрага*, *Thalassiosira фрага* и, возможно, другие, относимые сейчас к нижнему миоцену.

Верхняя часть дагинского горизонта отмечена характерным относительно теплолюбивым комплексом палеобиоты, который соответствует началу среднего миоцена. По нашему мнению, этот характерный уровень следовало бы выделить в самостоятельный горизонт. Здесь встречаются характерные моллюски, в частности, аусинской свиты и ее аналогов: *Anadara watanabei*, *Glycymeris cishuensis*, *Dosinia tugaruana*, *Spisula haboroensis* и др. Из фораминифер – *Haplophragmoides impressus*, *Glandulina nipponica*, *Asteroammonium takanabensis* и др. Этот уровень совпадает с началом диатомовой зоны *Denticulopsis lauta*.

Окобыкайский горизонт (средний миоцен–низы верхнего миоцена) представлен кремнистыми аргиллитами, диатомитами, песчаниками, до 2000 м. Среди характерных моллюсков *Nucula psjakau-phensis*, *Nuculana schmidtii*, *Malletia kurasiensis*, *Delectopecten pedroanus* и пр. Здесь намечены две зоны по фораминиферам *Budashevella laevigata* и *Haplophragmoides renzi*. Этот горизонт соответствует диатомовым зонам *D. lauta* и *D. lauta–D. hustedtii*.

Нутовский горизонт (верхний миоцен–нижняя часть плиоцена) состоит из двух подгорizontов (их выделяют и как горизонты) – нижнелутовского (верхний миоцен) и верхнелутовского (в основном низы плиоцена). Включает литологически разные породы – мелководные песчано-глинистые, относительно глубоководные алевролитовые и диатомитовые и субконтинентальные песчано-угленосные. Общая мощность достигает 3000–3500 м.

Нижнелутовский подгорizont включает диатомовые зоны *Denticulopsis hustedtii* и частично *Neodenticula kamtschatica*. Им соответствует фораминиферная зона *Haplophragmoides impressus*, *Uvigerina subperregina*, *Islandiella laticamerata* и др.

Здесь же отмечены моллюски *Nuculana praerobai*, *N. vengerensis*, *Neptunea magna stantoni* и пр.

Верхнеутовский подгоризонт охватывает большую часть диатомовой зоны *Neodenticula kamtschatica*. Из фораминифер типичны комплексы зон *Islandiella laticamerata* и *Retroelphidium clavatum*. Им соответствуют слои с моллюсками *Fortipecten takahashii*, *Nuculana majamraphensis*, *Spisula voyi* и др.

Помырский горизонт (верхи плиоцена) представлен обычно мелководными и континентальными толщами, до 1500 м. Ему соответствуют две диатомовые зоны *N. kamtschatica*–*N. koizumii* и *N. koizumii*. Фораминиферовые зоны включают *Retroelphidium clavatum*, *Criboelphidium subarcticum* и пр. Моллюски характеризуются *Astarte alaskensis*, *Chlamys tanassevitschi* и пр.

После краткой характеристики горизонтов сделаем несколько добавлений. Во-первых, специально подчеркнем, что большинство горизонтов сложено разнофациальными толщами (разными, но разновозрастными свитами). Это и понятно: в каждый этап развития в разных морских бассейнах существовали мелководные и относительно глубоководные условия, что отражалось как в осадках, так и биотических сообществах. Одновременно могли быть и континентальные обстановки седиментации. Поэтому было бы полезно иметь в каждом горизонте наборы широко распространенных бентосных и планктонных комплексов, которые отвечали каждой фации – литоральной, верхнесублиторальной, нижнесублиторальной и батимальной. К сожалению, такие “наборы” родов и видов моллюсков и фораминифер, сменяющихся во времени, выявлены в деталях далеко не полностью. Хотя некоторые общие их особенности уже намечены, например, с точки зрения зоогеографической, вертикальной и трофической зональности биоценозов (Жидкова и др., 1974). В приведенных выше списках фауны и флоры по отдельным горизонтам отмечены прежде всего характерные и доминирующие таксоны.

Второе, на что хотелось бы обратить внимание, – это некоторая разнокалиберность использованных зон по диатомеям. Собранный ранее на Сахалине материал был отражен в зонах той шкалы, которая сложилась в 70-х гг. после работ И. Коизуми (Koizumi, 1975) с некоторыми более поздними добавлениями других авторов. Это были зоны в основном среднего–верхнего миоцена и плиоцена. В 90-е годы шкалы по диатомеям были детализированы, уточнены, а с другой стороны, расширены за счет олигоцена и нижнего миоцена (Gladenkov, Barron, 1995; Barron, Gladenkov, 1995). Однако они могли быть практически использованы лишь при изучении новейшего материала 90-х годов (например, для кайнозоя п-ва Шмидта и По-

граничного района). Вместе с тем это не должно быть существенным препятствием при расчленении древних толщ, так как старые и более новые зоны сопоставлены достаточно надежно.

Третье замечание относится к подразделениям, которые выделяются под наименованием “слоев с фауной”. Их выделение представляется важным в методическом и практическом отношении, в связи с чем первые попытки их обособления на Сахалине заслуживают специального внимания. Фактически роль идет о детализации стратиграфических шкал и создании инфразональных подразделений, необходимых для крупномасштабного картирования и высокоточной интерпретации результатов бурения (Гладенков, 1995).

Выделение слоев опирается на детальное изучение представительных, послойно собранных ископаемых комплексов. Так, например, коллекция моллюсков, послужившая основой расчленения олигоцена–плиоцена п-ва Шмидта на слои, насчитывает более 2 тыс. экземпляров и состоит из более чем 170 видов. Сравнительный анализ комплексов моллюсков разных слоев ведется по изменению ряда показателей: 1 – общего числа видов, 2 – числа видов, появляющихся и исчезающих в каждом слое, 3 – числа вымерших и современных форм, 4 – числа субтропических и бореальных видов, 5 – числа эндемичных видов, 6 – числа доминантных форм и пр. Сравнение комплексов по этим характеристикам, собственно, и помогает обособить слои с фауной. Сейчас, когда слои такой категории выделены во многих районах Камчатки, а после недавних “опытных” работ на п-ве Шмидта, они могут при соответствующих исследованиях занять достойное место в стратиграфических схемах кайнозоя и в других районах Сахалина. Послойное изучение комплексов моллюсков из разрезов Сев. Сахалина (п-ов Шмидта) позволило выделить 17 надстраивающихся слоев, имеющих вполне определенную палеонтологическую характеристику (подробно см. Гладенков и др., 1999). Стратиграфически снизу вверх это слои: мацигарская свита – *Mytilus littoralis*–*Corbicula sitakaraensis*, *Papyridea harrimani*–*Macoma sejugata*, *Nemocardium iwakiense*–*Thracia schmidtii*, *Trachycardium kinsimarae*–*Yoldia matschigarica*, *Acila oyamadensis*, *Glycymeris nakosoensis*; тумская свита – *Delectopecten watanabei*–*Nuculana tumiensis*, *Cardiomya majanatschensis*, *Chlamys donmilleri*–*Mytilus ochotensis*; пильская, каскадная и венгерийская свиты – *Delectopecten pedroanus*–*Nuculana schmidtii*, *Acilana tokunagai*–“*Yoldia*” *multidentata*, *Crenomytilus expansus*–*Panomya informedia*, *Conchocele disjuncta ochotica*–*C. alta*; маямрафская и матитукская свиты – *Nuculana majamraphensis*–*Nucula psjakauphensis*, *Potamocorbula amorensis*; помырская свита – *Chlamys tanassevitschi*–*Astarte alaskensis*, *Macoma calcarea*. Часть этих слоев или их группировки могут проследиваться и в других районах Сахалина,

хотя неоднородность изученности отдельных разрезов часто мешает их корреляции.

К сожалению, по фораминиферам подобные дробные слои пока используются относительно редко. Хотя, наверно, их обобщение по частным разрезам может дать хорошие результаты. Из литературы известны, например, три устойчивых комплекса фораминифер в палеогене (точнее, эоцене–олигоцене) – они позволяют наметить соответствующие слои в ряде разрезов. В миоцене намечается ряд относительно детальных слоев (до 8–10) достаточной дробности. Можно думать, что выделение слоев по фораминиферам в дальнейшем на единой методической основе, с детальным анализом комплексов и пр. поможет сделать корреляционные схемы более надежными.

Мы здесь не затрагиваем вопрос о спорово-пыльцевых комплексах (СПК) и палинозоонах, которые, конечно, имеют большое значение в стратиграфии, но которые пока достаточно объемны по сравнению со слоями и зонами, выделяемыми по морским организмам. Однако следует помнить об их достаточно четкой стратиграфической позиции и их потенциале в расчленении разрезов. Напомним, что музминский СПК характеризует в целом эоцен, березовский СПК – олигоцен–нижний миоцен, лангрыйский, охинский и осойский I – миоцен, а осойский II – верхний миоцен–плиоцен. Отметим, что палинозоны очень часто помогают вычленять те уровни разрезов, которые фиксируют флуктуации палеоклимата (потепления, похолодания), что создает дополнительные корреляционные маркеры (Брутман, 1986).

Наконец, четвертое замечание относится к сопоставлению биостратиграфических единиц, выделенных по разным палеонтологическим группам. Такое сопоставление обеспечивает контроль при проведении тех или иных границ подразделений и корреляцию тех или иных построений. Привлечение, когда это возможно, данных, полученных физическими и другими методами (магнитостратиграфия, трековое датирование) повышает объективность этих построений. Примером корреляции зон и слоев, обособленных по диатомеям, моллюскам, фораминиферам и прочим, являются материалы по эоцену–плиоцену п-ва Шмидта (Гладенков и др., 1999). В этой публикации (см. таблицу) отражено положение зон и слоев разной категории и их сопоставление с региоярусами. Последние в идеале должны иметь комплексную палеонтологическую характеристику, к чему и должна стремиться геологическая практика.

Корреляционная схема. В 1998 г. была опубликована стратиграфическая схема палеогена и неогена Сахалина (Решения..., 1998). В ней приведены 17 колонок разных районов Северного (9 колонок), Центрального и Юго-Восточного (2),

Юго-Западного (4) Сахалина и Курильских островов (2). В прилагаемой к статье схеме отражены 10 колонок, но они дают достаточно полное представление о сопоставлении свит разных районов острова (рис. 2). Отметим, что данная схема, составленная Л.С. Маргулисом, Б.А. Сальниковым и автором, отличается от схемы 1998 г. некоторыми поправками возраста отдельных свит и трактовкой их объема. Эти добавления были сделаны с учетом новых данных, которые появились в самые последние годы. Настоящая схема, как указывалось ранее, базируется прежде всего на самых важных опорных разрезах Сахалина, большинство из которых были изучены непосредственно авторами.

Из анализа схемы видно, что ряд горизонтов трассируются по площади достаточно уверенно, несмотря на некоторые спорные вопросы по корреляции отдельных свит разных районов. Вместе с тем можно отметить, что самый древний, снежинкинский горизонт, пока остается вещью в себе. Его большой возрастной объем и вероятность перерыва внутри него заставляют относиться к нему как к стратиграфической единице пока с большой осторожностью. Не исключено, что палеоцен–нижний эоцен Сахалина будет разделен на несколько горизонтов.

Заметим, что сахалинские горизонты могут с определенной точностью коррелироваться с западнокамчатскими региоярусами, что является отражением общей тенденции и этапности геологического развития охотоморского региона в целом.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОБИОТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Сахалин в палеогене и неогене входил в зону перехода от океана к континенту, которая включала в себя сложнейшую систему морских бассейнов, развитие которых было связано с активными тектоническими и седиментационными процессами. Сочетание линейных и дискретных геологических событий как субглобального, так и регионального масштабов, было тем фоном, на котором проходило развитие фауны и флоры этой зоны. Специфика палеогеографических и палеоклиматических обстановок и их частое изменение во времени и пространстве создавали особые условия эволюции шельфовых комплексов биоты. Несмотря на сложность этих обстановок и определенную стрессовость ситуации отдельных моментов прошлого, экосистема проявила свою относительную устойчивость. Состав и структура ее сообществ менялись в общем линейно, хотя этот процесс нарушался отдельными моментами, когда он убистрялся.

Анализ бентосной биоты позволяет сделать общие выводы об определенной этапности ее

Стратиграфические подразделения (слои, зоны, горизонты) кайнозоя п-ва Шмидта

Возраст	Свиты	Моллюски		Форами-ниферы	Диатомеи	Радиоля-рии	Палинозоны и ком-плексы	Региояруссы
		слои	гори-зонты					
Плиоцен	Помырская	17	X	12	N. koizumii N. koizumii – N. kamtsha- tica	–	IX	Помырский
		16						
Миоцен	Матитукская	15	IX	11	–	–	VIII	Верхнену-товский
	Маямрафская	14	VIII	10	N. kamtscha- tica	–		VII
	Венгерийская	13	VII	9		–	L. nipponi- cum	
		12						
	Каскадная	11	VI	8	T. schraderi	–	VII	Окобыкай-ский
		7		–	–	VI		
	Пильская	10	VI	6	D. hyalina D. lauta	E. inflatum D. sakaii	V IV	Дагинский, Уйнинский
		9		V	5	T. fraga	–	
	Тумская	8	IV	4	–			
		7						
Олигоцен	Мачигарская	6	III	3	T. praeфрага R. vigilans	–		Холмский, Аракайский
		5						
		4	II	2	–			
		3						
		2						
Эоцен		1	I	1				

развития, отраженной в смене ископаемых комплексов. Однако здесь имеется в виду не просто смена сообществ в разрезе, связанная с разными причинами – изменением глубин бассейна, смещением его береговой линии, миграцией комплексов, которая обусловлена палеоклиматическими колебаниями, а та смена ассоциаций, которая отразила общий ход эволюции бентосных сообществ шельфовой экосистемы о. Сахалина (литораль–сублитораль–батиаль), входившей в последние 65 млн. лет в охотоморскую и северо-понскую системы. Пожалуй, в целом можно наметить четыре–пять крупных этапов эволюции этих сообществ (с несколькими подэтапами), которые достаточно хорошо коррелируются с этапами, выявленными на камчатском материале.

В качестве иллюстрации биотической эволюции можно использовать прежде всего данные по моллюскам (и параллельно бентосным фораминиферам). Моллюски являлись одной из доминирующих групп кайнозоя и представляют собой его in-

dex-fossils. В кайнозойских бассейнах нетропической зоны Северного полушария большинство донных биоценозов характеризовались преобладанием именно моллюсков, которые составляли громадную часть биомассы этих биоценозов. В кайнозойской истории Сахалина начальный этап их развития – палеоцен–начало эоцена – остается неясным из-за отсутствия соответствующего материала (см. далее). В дальнейшем проявились средне-позднеэоценовый, олигоценный, миоценовый–раннеплиоценовый и позднеплиоценовый этапы, каждый из которых характеризовался сменой родового и, особенно, видового состава комплексов (в горизонтах его обновление достигало 30–50%), изменением процента вымерших (и ныне живущих) форм (в миоцене процент современных форм менялся от 10 до 50%, в плиоцене от 60 до 95–96%). На рис. 3 отражено изменение процента вымерших форм в разрезе п-ва Шмидта.

Каждый этап, а они достаточно крупные по времени – до 11–17 млн. лет, за исключением по-

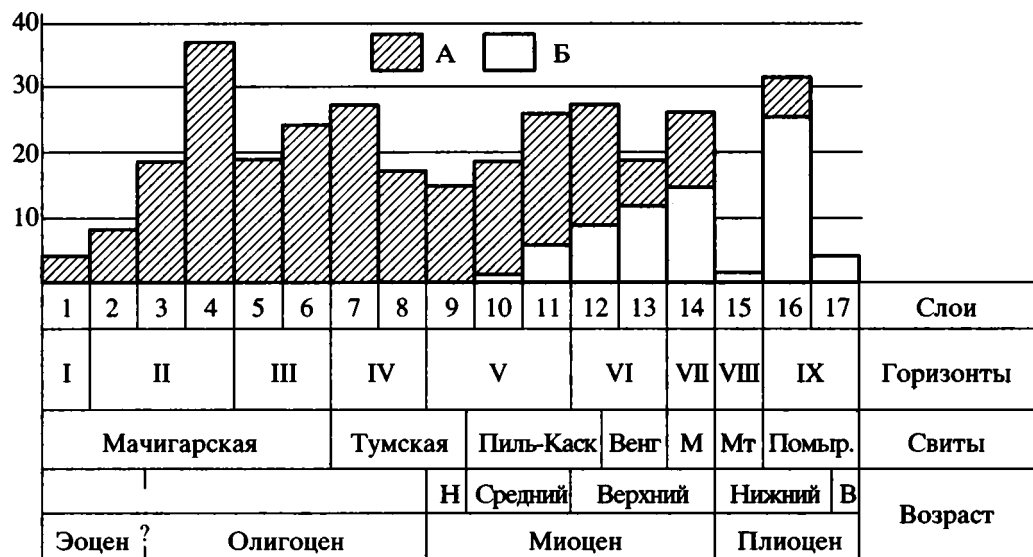


Рис. 3. Изменение числа вымерших и современных форм моллюсков в слоях (1–17) и горизонтах (I–IX) в разрезе п-ва Шмидта Сев. Сахалина (Гладенков и др., 1999). Виды: А – вымершие, Б – современные. Свиты: Пиль-Каск – пильская, каскадная, Венг – венгерийская, М – маямрафская, Мт – матитукская, Помыр – помырская. Отделы: Н – нижний, В – верхний.

зднеплиоценового, который фактически являлся началом нового этапа, подразделялся на более мелкие подэтапы (всего их 10–11), которые и отразились в комплексах горизонтов. Их временной диапазон обычно 2–5 млн. лет (при всей условности их оценки). Эти этапы и подэтапы отразили общую тенденцию увеличения разнообразия таксономического состава сообществ бореального типа, определенные морфологические изменения раковин таксонов отдельных филетических линий, рост количественного содержания моллюсков в биоценозах, определенные перестройки структуры последних и пр.

В целом, можно сделать вывод, что в развитии палеобиоты проявились этапы разного масштаба и значения. Этапы первого низшего порядка находят отражение в слоях с фауной, сменяемость которых в разрезах обусловлена обычно изменением палеогеографических и палеоэкологических условий. Эти смены палеоценозов в слоях, проходившие обычно без эволюционных изменений таксонов, возможно, наиболее близко подходят к стадиям палеосукцессий. Их, видимо, можно относить к разряду экзон. Временной диапазон их обычно оценивается от сотен тысяч лет и более.

Этапы второго рода фиксируются в лонах и горизонтах. Их смена связана с эволюционными преобразованиями таксонов и палеоценозов, хотя каждый горизонт, как уже говорилось, отражает и определенные палеогеографические и палеоклиматические характеристики данного региона. Их временной диапазон несколько миллионов лет.

Наконец, этапы третьего ранга являются крупными вехами в развитии палеобиоты, кото-

рые отражают заметные эволюционные изменения фауны в масштабе не только Сахалина, но и всей охотоморской и североапонской провинции и даже всего бореального пояса Северной Пацифики. Например, олигоценый–раннемиоценовый этапы знаменовались формированием того типа биоты, который позднее получил развитие в неогене, и этот процесс проходил на фоне возникновения крио- и психросферы на Земле, что вызвало существенную перестройку биоценозов и их структуры в шельфовых и окраинных морях всех океанов. Эти этапы показаны на рис. 4 (1–4) в сопровождении подэтапов (1.1–1.2; 3.1–3.2; 4.1–4.2), которые зафиксированы комплексами соответствующих горизонтов.

При характеристике крупных этапов развития палеобиоты кайнозоя следует вспомнить об одном важном обстоятельстве. Обычно считается, что морские отложения на Сахалине начали формироваться в эоцене (среднем? эоцене), что отразилось в характерном краснопольевском комплексе морской фауны (*Ostrea*, *Cardium* и пр.), считающемся древнейшим. Действительно, этот комплекс начинает “палеосукцессию” или ряд последовательно сменяющихся биотических ассоциаций эоцена–плиоцена данного региона. Однако следует помнить об интересных сведениях о самых древних комплексах фауны и флоры, отмеченных в пограничных слоях между мелом и палеогеном, которые получили название синегорских (Калишевич и др., 1981). Эти слои, описанные в ряде районов Сахалина (прежде всего в бассейне рек Найбы, Синегорки, Манун и др.), залегают, видимо согласно, над морскими толщами

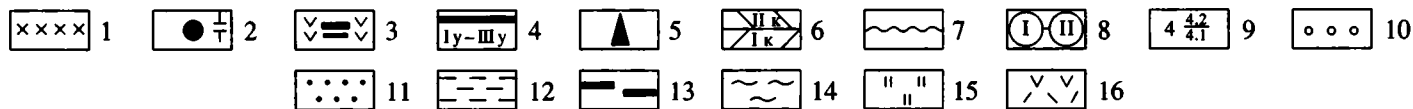
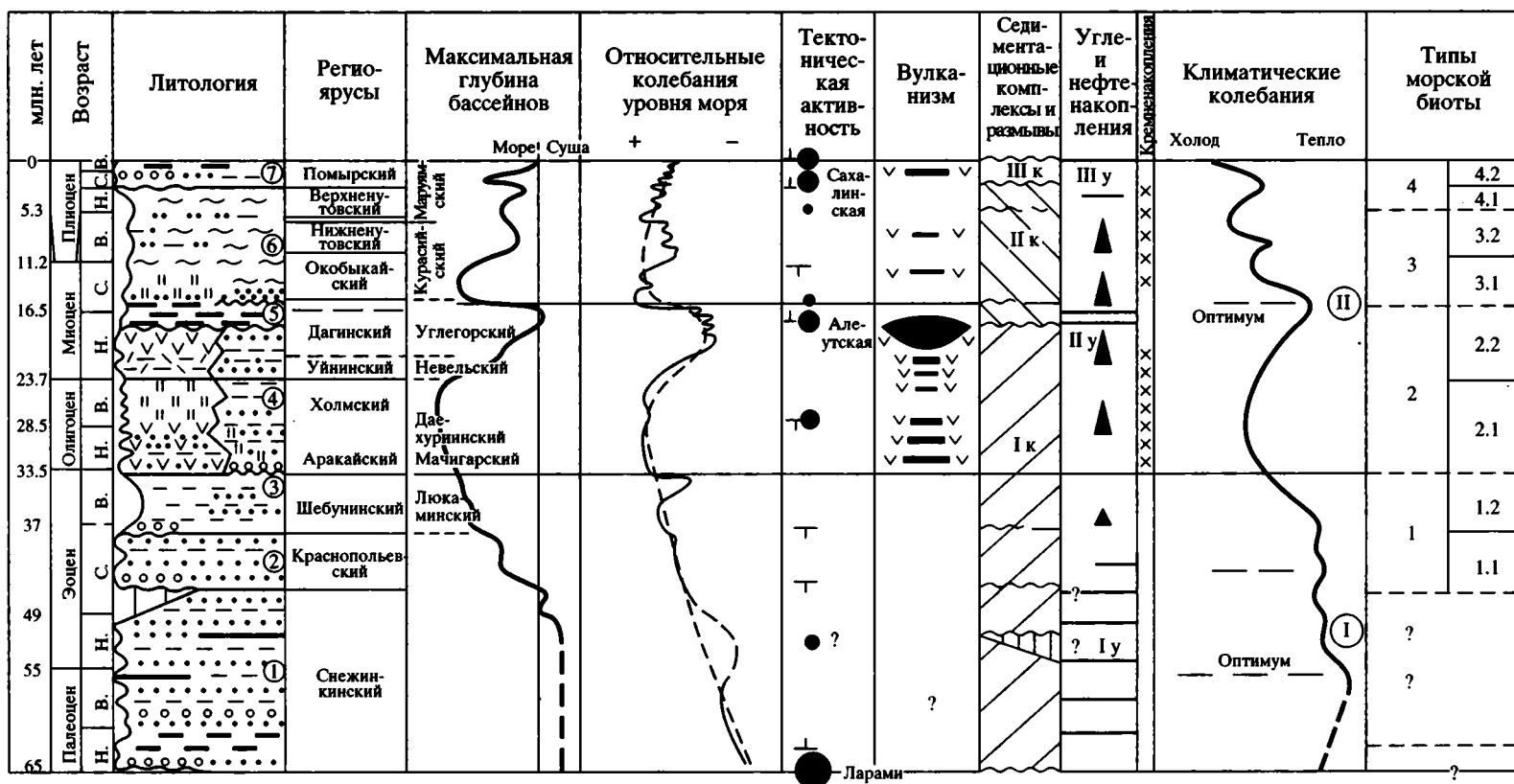


Рис. 4. Корреляция геологических событий кайнозоя Сахалина.

1 – этапы кремненакопления; 2 – фазы тектонической активизации; 3 – вулканическая активность; 4 – крупные эпохи угленакопления; 5 – нефтегазонакопление; 6 – крупные седиментационные циклы; 7 – размывы, перерывы; 8 – крупные климатические оптимумы; 9 – типы бентосной биоты; 10–16 – породы: 10 – конгломераты, 11 – песчаники, 12 – алевролиты, аргиллиты, 13 – угли, 14 – диатомиты, 15 – опоки, кремни, 16 – вулканические породы и туфы.

верхнего мела (обычно это красноярковская свита) и согласно перекрываются континентальными образованиями “нижнедуйской” свиты палеоцена (снежинкинский горизонт). Они сложены алевролитами с прослоями песчаников и аргиллитов (150–230 м), в которых отмечены карбонатные стяжения.

Комплексы моллюсков здесь включают как двустворчатые моллюски (35 видов), так и гастроподы (13 видов). Их анализ, проведенный Т.Г. Калишевич, показал, что в них отмечено 78% современных родов. В нижней части слоев отмечены представители специфических для мела родов (*Pseudaphrodina*, *Trigonocallista*, *Grammatodon*). Преобладающими из двустворок в слоях являются виды *Stenodontida* (шесть видов *Multidentata* и пять видов *Truncacila*). Присутствуют роды *Leionucula*, *Malletia*, *Modiolus*, *Glycymeris*, *Barbatia*, *Delectopecten*, *Limatala*, *Astarte*, *Thyasira* и др. Из гастропод отмечаются формы *Siphonalia*, *Pserphaea*, *Cylichna*.

Этот комплекс не смыкается с краснопольевским комплексом эоцена и, следовательно, оторван от него во времени. Поэтому очень трудно говорить об их преемственности. Видимо, синегорская ассоциация соответствует особому этапу развития биоты древних бассейнов раннего палеогена.

К сожалению, фауна и флора синегорских слоев около 20 лет никем детально не изучались. Между тем они представляют в научном и практическом отношении большой интерес. Переизучение синегорского горизонта могло бы внести много полезного в освещение геологических и палеонтологических проблем палеоцена всего Дальнего Востока. Отметим, что сейчас появился новый сравнительный материал по палеоцену Западной Камчатки, который нашел отражение в специальной монографии (Гладенков и др., 1997). Обобщение этих материалов могло бы осветить палеоценовый этап развития биоты Охотоморского бассейна более достоверно, чем это было раньше. Отметим, что нижнепалеоценовые толщи Западной Камчатки тоже включают остатки фауны с отдельными представителями специфических родов, которые переходят в палеоцен из меловых слоев (*Grammatodon* и др.). Однако нижний контакт с мелом здесь пока не изучен, т.е. переходные слои от мела к палеогену, подобные синегорским, до сих пор не известны.

Рассматривая особенности древних биоценозов и их моллюсковую часть, нельзя не упомянуть, что на их распределение в разрезах большое влияние оказывает вертикальная и трофическая зональности. Наиболее богатыми в количественном и систематическом отношении являются сообщества моллюсков литорали–верхней сублиторали. Вместе с тем, они часто обнаруживают большую изменчивость и прерывистость по латерали. Наоборот, нижнесублиторальные (и батимальные) комплексы отличаются обычно меньшей видовой представительностью, но они обычно хорошо про-

слеживаются на большие расстояния вдоль шельфовых зон. На распределение биоценозов мог оказывать влияние характер самого шельфа: обычно на крутых шельфах отмечается поясное расположение биоценозов, которые закономерно сменяют друг друга по глубине, а на пологих шельфах они распространены мозаично и пятнисто. Все это вместе взятое определяет как ценность, так и недостатки использования палеонтологического материала в стратиграфических целях и палеогеографических реконструкциях. Заметим, что при гипераккумуляции осадков (например, в дельтовых системах в духе лавинной седиментации и пр.) биоценозы беднеют и многие закономерности их “обычного” распространения нарушаются.

При анализе палеоценозов приходится учитывать и особенности трофической зональности, которая формирует типы моллюсковых сообществ. Эта зональность является отражением ряда приспособительных особенностей, которые возникают в связи с близким образом жизни у организмов разных таксономических групп и прежде всего – близостью характера их питания. От берега к глубине сменяются четыре трофические зоны (группировки): 1 – неподвижные сестонофаги, 2 – подвижные и малоподвижные сестонофаги, 3 – собирающие детритофаги и 4 – грунтоеды. Каждая зона характеризуется определенным сочетанием разных условий, обеспечивающих тот или иной тип питания организмов (пища, циркуляция вод, насыщенность их взвешенным материалом, богатство органического вещества поверхности донного осадка и пр.). Если первая зона соответствует в среднем глубинам 0–50 м, вторая – достигает 100 м, то третья и четвертая находятся на глубине 100–200 до 300–500 м. Расшифровка палеоценозов с этих позиций (подсчеты в них таксонов определенного трофического ряда, выделение поясов трофических группировок в пространстве и пр.) позволяет выявлять ход развития мелководных бассейнов и намечать определенную этапность сменяемости палеоценозов в силу тех или иных причин (Жидкова и др., 1974). Анализ палеоценозов палеогена и неогена Сахалина показывает, что трофические зоны часто менялись в целом, параллельно в ряде его районов. Вместе с тем не так уж редки случаи, когда при преобладании в отдельных районах мелководных биоценозов (с неподвижными сестонофагами), например, аусинского типа, отличавшиеся к тому же теплолюбивыми формами, в других районах преобладающими были относительно глубоководные группировки (собирающих детритофагов) пильского типа, которые в силу своей глубоководности выглядят достаточно холоднолюбивыми.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ

Под геологическими событиями обычно понимают два типа явлений. С одной стороны – это от-

носителем кратковременные явления (извержения вулканов, резкое изменение уровня моря, появление или исчезновение каких-либо групп палеобиоты, изменение температуры морской воды и пр.). Они обычно отражаются в осадочных толщах в виде тех или иных маркеров ("протоколов") – появлении прослоев туфов, следах регрессий или трансгрессий, смены биотических сообществ и т.д. Именно выявление следов кратковременных (спазматических) событий, проявившихся на значительной площади, дает возможность коррелировать разрезы разных структурно-фациальных зон и экосистем. Это направление исследований сейчас часто называют событийной стратиграфией (Гладенков, 1995).

Вместе с тем к геологическим событиям относят и смену относительно крупных этапов и сами этапы развития тех или иных регионов, исходя из определенного тренда смены тектонических, седиментационных, палеогеографических и других обстановок. Эта общая этапность собственно является тем фоном эволюции отдельных структурно-фациальных зон, который только и отражает общие закономерности (или хотя бы особенности) геологического развития региона в целом.

Не повторяя подробно все сказанное на этот счет в литературе, попробуем обозначить некоторые фоновые события, сыгравшие значительную роль в кайнозойской истории Сахалина (рис. 3). При этом будем использовать общие особенности литологии палеогеновых и неогеновых разрезов (с учетом перерывов и несогласий), данные по изменению глубин древних бассейнов и уровня моря во времени, материалы по тектонической активизации, вулканизму и палеоклиматам, сведения об определенных эпохах угленакопления и нефтегазонакопления, как и выявленные особенности развития морских биотических сообществ в бассейнах прошлого.

Если говорить в целом об осадконакоплении в палеогене–неогене Сахалина, то ему была свойственна определенная цикличность. Весь кайнозойский этап разделяется на два крупных трансгрессивно-регрессивных цикла. Третий, плиоцен-четвертичный цикл еще не закончен (Маргулис, 1975). Каждый цикл начинается и заканчивается континентальными угленосными отложениями; их срединные части представлены морскими образованиями. Разделены циклы угленосными толщами нижнего–среднего миоцена, которые знаменуют так называемую алеутскую фазу горообразовательных и складчатых процессов. Внутри континентальных толщ провести границу обычно трудно, но она отчетлива на отдельных поднятиях, где морские среднемиоценовые отложения трансгрессивно с угловым несогласием перекрывают олигоцен-нижнемиоценовые образования. Отметим, что в отличие от юга, на севере острова морские отложения образуют фактически единый трансгрессив-

но-регрессивный цикл, почти не прерываемый осадконакоплением в наземных условиях.

Судя по приведенным выше данным, морские толщи начали формироваться в кайнозое в эоценовое (видимо, среднеэоценовое) время, когда и намечился переход от континентальных формаций к морским, что было связано с развитием крупной трансгрессии в охотоморском регионе. Относительное углубление морских бассейнов произошло в шебунинское и особенно в холмское время (т.е. в конце эоцена и конце олигоцена). Затем наступил регрессивный этап, сменившийся формированием угленосной верхнедуйской свиты (познедагинское время раннего миоцена), которая позднее перешла в трансгрессивную серию. Расцвет трансгрессии во втором цикле приходится на средний миоцен (окобыкайское время). Ощутимый подъем уровня моря устанавливается также в начале плиоцена (средненутовское время). Поздний плиоцен – помырское время – за исключением короткой фазы морского режима в его начале знаменовал фактически период регрессии.

В соответствии с намеченной этапностью эволюции морских бассейнов естественно выглядит и проявление перерывов и размывов в разрезах и позиция в них угленосных формаций. Наиболее заметные размывы регионального значения отмечены в подошве кайнозоя (на границе с мелом), в основании верхнедуйской свиты и помырского горизонта (предполагаемый перерыв внутри снежинкинского горизонта мы здесь не обсуждаем). Вместе с тем, отмечаются размывы, видимо, местного масштаба – в основании краснопольевского (?), шебунинского и аракайского горизонтов, курасийской и матитукской свит.

Угленосные формации Сахалина формировались фактически в нижних частях седиментационных циклов (палеоцен–ранний эоцен, конец раннего миоцена, поздний плиоцен). Можно отметить, что распространенность континентальных отложений и проявление угленосности на севере Сахалина значительно меньше, чем на юге.

С другой стороны, в истории морского осадконакопления отмечались две фазы относительно повышенного кремненакопления, которые отразились в формировании сравнительно глубоководных кремнистых отложений. Первая фаза пришлось на олигоцен – частично нижний миоцен, вторая – на средний–верхний миоцен. Обе они проявились и в других регионах Охотоморской провинции (в частности, на Западной Камчатке и в Японии). Появление большого количества материала для кремненакопления связывается с повышением продуктивности диатомовых водорослей в эти фазы.

Обратим внимание на то, что нефтематеринские породы образовывались, в основном, в олигоцене и миоцене, когда во многих районах Сахалина формировались относительно глубоководные толщи. В это же время формировались региональные

покрышки и коллекторы разного типа (от трещиноватых кремнистых пород до разнотернистых песчаников). С другой стороны, деятельность речной системы Пра-Амура в среднем и позднем миоцене способствовала возникновению разнообразных резервуаров и ловушек органического вещества.

Значительную роль в формировании и развитии осадочных бассейнов Сахалина играли тектонические движения, проявления которых отразились как в седиментационных комплексах, так и структурных особенностях острова.

Уже давно И.Б. Плешаковым и другими были выявлены фазы складчатости или тектонической активизации в кайнозое Сахалина (Геология..., 1970). На границе мела и палеогена это ларамийская, в предсреднемиоценовое время – алеутская, а в плиоценчетвертичное время – сахалинская фазы. Можно предполагать, что тектонические движения имели место также в раннем (?) эоцене, в олигоцене и среднем миоцене, что приводило к определенным изменениям палеогеографических обстановок. Тектонические события определили ход развития многих других геологических явлений – их периодичность и направленность.

Так намечается определенная этапность вулканических процессов, синхронных тектоническим процессам и осадконакоплению. Наиболее ярко в пределах острова она начала проявляться в олигоценовое время, когда образовались вулканические толщи аракайского уровня, эти процессы продолжались также в холмское и неveltское время (олигоцен–ранний миоцен), когда выпало много туфогенного материала. Но пика они достигли в чеховское время (конец раннего миоцена), когда во время алеутской фазы складчатости были сформированы мощные вулканические тела в южной части Сахалина. Следы вулканической деятельности отмечаются в разрезах ряда районов Сахалина в виде туфов также в миоцене и плиоцене (окобайское, нутовское, помырское время), но их масштаб относительно небольшой. Отметим специально, что олигоцен–раннемиоценовый вулканизм фиксирует существенную перестройку северо-запада Тихоокеанской провинции. Вероятно, к концу этого периода Японо-Охотоморский район приобрел черты, свойственные современной островодужной окраине.

Отдельно следует сказать о соотношении относительного колебания уровня моря и углубления присахалинских морских бассейнов. Судя по кривым, построенным по сейсмостратиграфическим данным, иногда имеется определенная синхронность этих процессов (повышение уровня моря сопровождается в целом расширением зон относительно глубоководной седиментации, а понижение – наоборот, сужением этих зон). Максимальная глубина бассейнов, маркируемая соответствующими, обычно кремнисто-глинистыми осадками и биотическими относительно глубоководными сообществами, в олигоцене и среднем

миоцене достаточно хорошо коррелируется с относительным повышением уровня моря, и, с другой стороны, в целом нисходящими тектоническими движениями. Вместе с тем, регрессивные режимы и поднятия суши прямо сопоставляются во времени с основными фазами складчатости (например, в раннем миоцене и плиоцене).

В целом колебания уровня моря в сахалинских бассейнах отражают, видимо, не только тектонические события, но в ряде случаев и глобальные эвстатические колебания. Можно предполагать участие последних, например, в трансгрессиях на Сахалине около 15–16 и 10.5 млн. лет или регрессиях около 5 и 3.5 млн. лет назад. Некоторые из этих уровней достаточно хорошо сопоставляются с соответствующими уровнями Камчатки. Однако достоверно секвенсы и парасеквенсы, которые можно коррелировать с глобальными эвстатическими событиями, удается расшифровать по сейсмическим данным пока только для верхней части разреза, в основном для плиоцена и частично миоцена.

Вместе с различными событиями в пределах Сахалинского региона нашла отражение и определенная этапность изменения палеоклиматических обстановок, что прежде всего отразилось в определенной смене фауны и флоры сахалинских разрезов. Палеоцен и начало эоцена может считаться наиболее теплым временем (оптимум I) кайнозоя для Сахалина. Эоцен в целом тоже был достаточно теплым, хотя к его концу начало проявляться относительное похолодание. Наиболее холодным для палеогена был олигоценовый период. Но уже в конце раннего миоцена началось относительное потепление, которое достигло пика в начале среднего миоцена (оптимум II). Этот пик, хотя и уступает по палеотемпературным характеристикам палеоцен-эоценовому пику потепления, нашел яркое отражение во многих районах не только охотоморской провинции, но и всей северотихоокеанской области. В последующее время колебания климата тоже имели место, но они отличались, видимо, сравнительно небольшим масштабом (небольшие пики проявились, например, в начале позднего миоцена, в середине плиоцена и др.), но все это проходило на фоне прогрессирующего общего похолодания, особенно ярко проявившегося в четвертичное время.

Естественно, что климатические колебания прошлого приводили к миграциям палеобиоты: так, в сахалинских бассейнах появились субтропические тепловодные формы с дозниями и пр. во время потепления, например, аусинского времени миоцена, и относительно холодноводные (в частности, астартовые) ассоциации во время похолоданий плиоцена.

В духе выявленных ранее для неогена закономерностей фазы потепления в целом коррелируются во времени с эпохами относительного повышения уровня моря, хотя это, видимо, трудно доказывалось для мелких флуктуаций. В эоцене и

олигоцене отмечаются противоположные тенденции – например, в олигоцене похолодание совпало в общем с относительным повышением уровня моря.

На фоне упомянутых абиотических событий последних 65 млн. лет проявились и процессы развития палеобиоты. Здесь речь идет не об экологической смене палеоценозов, связанной, в частности, с изменением глубины бассейнов в конкретном районе, а о преобразовании и перестройках сообществ эволюционного типа в рамках крупной экосистемы бореального пояса. Выше уже говорилось о крупной этапности эволюции бентосных сообществ. Было указано на четыре крупных этапа (без учета синегорского этапа) и восемь подэтапов, которые отразились в смене палеонтологических комплексов. Но если синхронность этих этапов с абиотическими событиями как-то в отдельных случаях намечается (например, олигоценый этап 2 совпадает во времени с относительным повышением уровня моря и похолоданием), то причинная связь этих явлений кажется далеко не ясной, а в случае эволюционных подэтапов вообще не установлена. Эта проблема нуждается в отдельном и глубоком, а не поверхностном изучении.

В заключение подчеркнем, что помещение на временную шкалу различных геологических событий в целом позволяет видеть, в каких узлах, на каких уровнях они совпадают и на каких интервалах совпадения не улавливаются. Однако отметим, что выявление совпадений во времени тех или иных событий не всегда означает их причинно-следственные связи. Их установление должно быть предметом специального анализа.

Среди переломных моментов в геологической истории Сахалина по проявлению (и частичному совпадению) отдельных событий намечаются крупные вехи, например, средний эоцен (начало трансгрессии, потепление), олигоцен (углубление бассейнов, проявление вулканизма, кремненакопление, становление ядра неогеновой фауны, похолодание), ранний миоцен (тектогенез, интенсивный вулканизм, регрессия, формирование угленосных формаций), средний миоцен (потепление, углубление бассейнов и др.), плиоцен (тектогенез, регрессия, угленакопление, формирование ядра современной фауны, потепление–похолодание и др.).

Автор выражает благодарность за сотрудничество Л.С. Маргулису и Б.А. Сальникову.

Работа подготовлена по проекту РФФИ № 99-05-65494.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архипова А.Д., Брутман Н.Я., Жидкова Л.С. и др. Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез). СПб.: ВНИГРИ, 1992. 357 с.
Брутман Н.Я. Палиостратиграфия палеоген-неогеновых отложений Сахалинской нефтегазоносной области.

Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВНИГРИ, 1986. 18 с.

Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1971. 304 с.

Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970. 432 с.

Гладенков Ю.Б. Перспективы инфразонального (микростратиграфического) расчленения осадочных толщ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 4. С. 3–15.

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 366 с.

Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Баринев К.Б. и др. Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта). М.: ГЕОС, 1999. 131 с.

Гладенков Ю.Б., Щербинина Е.А. Первые находки наннопланктона в палеогене Сахалина // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 1. С. 111–112.

Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Невзорова Т.И. и др. Биофацциальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Недра, 1974. 252 с.

Калишевич Т.Г., Заклинская Е.Д., Серова М.Я. Развитие органического мира Тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1981. 163 с.

Кодрул Т.М. Фитостратиграфия палеогена Южного Сахалина. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1994. 26 с.

Криштофович Л.В. Моллюски третичных отложений Сахалина. Л.: Недра, 1964. 229 с.

Криштофович Л.В., Ильина А.П. Моллюски третичных отложений Южного Сахалина. Л.: Гостопиздат, 1954. 327 с.

Маргулис Л.С. Нефтеперспективные формации кайнозоя Южного Сахалина // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток: ДВГИ РАН, 1975. С. 31–52.

Решения рабочих межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. М.: ГЕОС, 1998. 146 с.

Фотьянова Л.И. Флора Дальнего Востока на рубеже палеогена и неогена. М.: Наука, 1988. 188 с.

Barron J.A., Gladenkov A.Yu. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of LEG 145 // Proc. of ODP Sci. Results. 1995. V. 145. P. 3–19.

Gladenkov A.Yu., Barron J.A. Oligocene and Early Miocene diatom stratigraphy of Hole 8446 // Proc. of ODP Sci. Results. 1995. V. 145. P. 21–41.

Koizumi I. Late Cenozoic diatom stratigraphy in the Circum North Pacific region // J. Geol. Soc. Japan. 1975. V. 81. № 10. P. 611–627.

Рецензент Л.А. Невеская

УДК 563.12:551.781.43(479+574+575)

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВЕРХНЕЭОЦЕНОВЫХ ФОРАМИНИФЕР НА СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЕ БАССЕЙНА ТЕТИС

© 2001 г. Э. М. Бугрова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,
199106 Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Поступила в редакцию 08.02.99 г., получена после доработки 24.05.99 г.

Проанализирован состав ассоциаций фораминифер Белоглинского бассейна, простиравшегося от Причерноморья до Арало-Тургайского региона и востока Средней Азии, а также внутренних морей Закавказья. Они сформировались в основном благодаря миграции видов из Средиземноморья после приабонского вымирания фауны. Наиболее полно сообщества представлены в Крымско-Северокавказском регионе, где по бентосной группе выделена зона *Planulina costata* с подзонами *Brotzenella taurica* и *Bolivina antegressa*, и в кровле – слой с *Almaena taurica* или слой с *Nonion curviseratum*. К северу и востоку от этого региона проявляются климатическая и фациальная изменчивость фауны, однако повсеместно сохраняются руководящие виды зоны *P. costata*. Вследствие этого местные биостратиграфические подразделения коррелируются между собой и с подразделениями Общей стратиграфической шкалы. Рассмотрены изменения ассоциаций фораминифер на границах приабонского яруса в разнофациальных разрезах. Белоглинский бассейн входил в состав Средиземноморской палеобиогеографической области как ее северная провинция, в которой выделены Таджикская и Восточно-Закавказская подпровинции.

Ключевые слова. Фораминиферы, верхний эоцен, распространение, изменчивость ассоциаций, палеобиогеография, бассейн Тетис.

ВВЕДЕНИЕ

Верхнеэоценовые (приабонские) морские отложения на территории СНГ согласно залегают на мергелях кумского горизонта бартонского яруса, но в отдельных регионах ложатся с несогласием и на более древние породы, вплоть до верхнемеловых. Литологически верхний эоцен обособлен достаточно четко. Обычно это светлые, до белых, глинистые известняки, мергели, карбонатные глины на юго-востоке Северного Кавказа, в Туркмении и на западе Казахстана с розовыми тонами. Более мелководные отложения в Предкавказье и на Русской равнине представлены карбонатными и алевроитистыми глинами, на северо-востоке (Северное Приаралье, Северный Устюрт, южная часть Тургая) развиты мелководные глинистые и алевроитистые отложения. Мергелями и карбонатными глинами сложены разрезы в Закавказье. За пределами СНГ, на юге Западной и в Центральной Европе разрезы приабона представлены карбонатными осадками (включая рифовые фации).

К верхнему эоцену относятся белоглинский горизонт (региоюрс) Крымско-Кавказской области и Туркмении, в Поволжье и Ергенях – верхи солонской свиты, адаевская свита на Мангышлаке и в северо-казахстанских разрезах – чеганская свита. К ним приурочены богатые ассоциации

бентосных фораминифер устойчивого состава, по которым возможна прямая корреляция удаленных разрезов даже при отсутствии планктона. На составе фауны сказываются как широтно-климатическая зональность, так и фациальная, выраженная в структурных особенностях палеобиоценозов.

Неоднозначность видовых определений вызывает затруднения и частичную утрату информации при сравнении по спискам фауны даже близких частей бассейна. Опубликованные данные не всегда отражают степень полноты комплексов и их надежность для стратиграфических и палеобиогеографических выводов. Поэтому приводимые далее сведения о региональной фауне получены в основном при изучении коллекционного материала и дополнены данными из публикаций многих исследователей. Сведения о фауне зарубежных территорий анализировались по литературным данным.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Основной состав ассоциаций планктонных и бентосных фораминифер северных окраин бассейна Тетис сформировался благодаря миграции сюда видов из Средиземноморья. Вследствие этого в регионах, географически близких к нему

(Армения, Азербайджан), присутствуют теплолюбивые роды, не встреченные севернее. В Крымско-Кавказской области сформировалось ядро фауны, которую можно именовать "белоглинской". Ее представители расселились повсеместно, но по мере удаления к северу и северо-востоку из-за широтно-климатической зональности, а также уменьшения карбонатности осадков таксономическое разнообразие комплексов сокращалось. Во флишевых отложениях Украинских Карпат были распространены главным образом агглютинирующие фораминиферы, но и здесь в карбонатных фациях известны секретирующие виды Крымско-Кавказской фауны.

ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ

Несмотря на некоторую обедненность комплексов, планктонные фораминиферы близки по составу к фауне Средиземноморья, что подтвердилось находками ранее неизвестных в белоглинских ассоциациях *Hantkenina suprasuturalis* Bronn. и *H. dumblei* Cushman. et Weinz. В разрезах Армении, фауна которой наиболее близка к средиземноморской, В.А. Крашенинников (Геологические ... события, 1996) выделил три зоны: *Globigerapsis semivoluta*, *Globorotalia socoensis* и *G. centralis*. В северных регионах, где первые два вида отсутствуют, выделяется зона *Globigerapsis tropicalis* s.l., которая часто делится на две части. В ней повсеместно отмечено уменьшение содержания планктона вверх по разрезам, исчезновение "крупных глобигерин" и появление "мелких глобигерин", расцвет которых приходится на начало олигоцена.

В относительно глубоководных разрезах Северного Кавказа (р. Кубань и р. Хей) В.А. Крашенинников рассматривает эти две части в качестве зон, а автор статьи выделяет здесь зону *Globigerapsis tropicalis* s.l. в составе двух подзон: *G. tropicalis*—*Globigerina corpulenta* и *Turborotalia centralis* (Бугрова и др., 1988). В Крыму, на Мангышлаке и в некоторых районах Туркмении эти подразделения могут быть выделены лишь в ранге "слоев", поскольку граница между ними не всегда выражена. В мелководных разрезах (Русская платформа, Скифская плита, платформенная часть Туркмении), нахождение *G. tropicalis* приурочено к низам разрезов, а в верхах, где этот вид обычно исчезает, выделяются подразделения с *Globigerina praebulloides* (Никитина, 1972; Палеоген Туркмении, 1975). Низы зоны *G. tropicalis* s.l. содержат *Globigerapsis tropicalis* Bann. et Blow, *Globigerinoides rubriformis* Subb., а также *Globigerina corpulenta* Subb., *Globigerina inflata* Orb., *G. subtiloculinoides* Chal. ("крупные глобигерины"). В верхах зоны первые три вида исчезают, появляются *Turborotalia centralis* (Cushman. et Berm.), *Globigerina gortanii* Bors., *G. galavisi* Berm., *G. angiporoides* Hornibr., а также "мелкие глобигерины" — *Glo-*

bigerina officinalis Subb., *G. praebulloides* Blow, *G. ouachitaensis* Howe et Wall., переходящие в олигоцен, где к ним присоединяются *Globigerina khadumica* N. Byk. и *Tenuitella liverowskayae* (N. Byk.).

БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ

По бентосным фораминиферам в некоторых регионах были выделены местные подразделения в ранге "слоев" или "зон". Иногда их объединяли в региональные зоны (лоны), например, на юге Русской платформы и Скифской плите (Никитина, 1972), в Туркмении (Бугрова, 1979) и в Таджикистане (Давидзон и др., 1982). Анализ фауны этих подразделений, сопровождаемый изучением коллекций, выявил присутствие в них одних и тех же руководящих видов, вследствие чего в верхнем эоцене юга бывшего СССР была выделена зона *Planulina costata* (Бугрова, 19886; Bugrova, 1992). Состав ее комплекса устойчив на обширной территории, включая Закавказье, а многие руководящие виды были первоначально описаны из разрезов Южной и Центральной Европы.

В большинстве районов встречаются *Cyclammina pseudocancellata* Chal. (?= *C. rotundiorsta* Hantk.), *Vulvulina pectinata* (Hantk.), *Cylindroclavulina tertensis* (Cahl.), *Clavulinoides szaboi* (Hantk.), *Karrerella hantkeni* Cushman., *Robulus budensis* (Hantk.), *R. arcuatostriatus* (Hantk.), *R. limbosus* (Reuss), *Marginulina bohmi* (Reuss), *Marginulinopsis infracompessus* (Thalman), *Turkmeniella kubynii* (Hantk.), *Alabamina almaensis* (Samoil.), *Eponides umbonatus* (Reuss), *Anomalina granosa* (Hantk.), *Anomalinoides affinis* (Hantk.), *A. alazanensis* (Nuttall), *Brotzenella taurica* (Samoil.), *Heterolepa dutemplei* (Orb.), *H. pygmaea* (Hantk.), *Planulina costata* (Hantk.), *Bulimina truncana* (Guembel), *Uvigerina eocena* Guembel, *U. jacksonensis* Cushman., *Grammostomum nobilis* (Hantk.), *Globocassidulina globosa* (Hantk.) и другие виды, которые обычно характеризуют всю зону.

Во многих регионах выделяются две подзоны. В нижней подзоне *Brotzenella taurica* появляются виды зонального комплекса и характерные только для нее *Brotzenella taurica* (Samoil.), *Tritaxilina hantkeni* Cushman., некоторые робулусы. Сам вид-индекс встречен в низах разрезов Крыма, Северного Кавказа, Ставрополя, Волгоградского Поволжья, Краснодарского п-ва, Западных чинков Устюрта и Мангышлака, Северного Приаралья, Грузии и Армении, Молдавии, Северного Причерноморья, Восточного Приазовья.

В верхней подзоне *Bolivina antegressa* среди вновь появившихся видов разнообразны боливинны. Первоначальное ее название "зона *Bolivina*" было дано Н.Н. Субботиной по этому признаку, однако он оказался фаціальным, так же как и уменьшение содержания планктона. В подзоне появляются *Spiroplectamina azovensis* J. Nik., *Kar-*

rieriella hantkeni Cushm., Robulus calcariformis J. Schwemb., Oridorsalis schreibersi (Orb.), Epistomina paleogenica Mjatl., Svatkina perlata (Andreae), Ceratobulimina intrusa N. Byk. ?= C. contratia (Reuss), Cassidulina laevigata Orb., Bolivina antegressa Subb., B. budensis (Hantk.), Grammostomum nobilis (Hantk.), Fursenkoina halkyardi (Cushm.) и др. В целом комплекс верхней подзоны становится более мелководным. В некоторых регионах вблизи кровли появляются виды Nonion curvisseptum Chal., Almaena taurica Samoil., Pseudogaudryina trigona (Ter-Grig.), Robulus diaphanus (N. Byk.), Melonis dosularenis (Chal.), Cibicidoides kugultaensis (Schutzk.), C. jankulaensis (Schutzk.), Asterigerina falcilocularis Subb., Vsegeina nana Bugr., Angulogerina angulosa (Will.), Tergrigorjanzaella sectile (Ter-Grig.), Rectuvigerina lacera (Subb.), Cassidulinoides bodeni Hagn, Chilostomeloides caucasicus Chal. и др.; часть из них переходит в низы олигоцена. По ним в кровле зоны выделены слои с Almaena taurica в Крыму и их аналоги – слои с Nonion curvisseptum на Северном Кавказе, в Закавказье, в Северном Прикарабагазье, на западных чинках Устюрта, на Мангышлаке и в Южном Приаралье. По данным Е.К. Шуцкой, в Дагестане (р. Рубасчай) эти виды-индексы встречены вместе.

За пределами СНГ характерные виды зоны P. costata распространены в приабоне Польши (Pozaryska, 1978), в Баварских Альпах (Hagn, 1956; Хагн, Линденберг, 1966), в северной Италии (Braga et al., 1975; Grunig, 1985). Очень многие виды описаны из “слоев с Clavulina szaboii” окрестностей Будапешта (Hantken, 1875), известны в Испании (Ruiz de Gaona, Colom, 1950) и, по данным В.А. Крашенинникова, из верхнего эоцена Египта и Сирии. В стратотипическом регионе приабонского яруса деление по бентосу отсутствует, но зоны по планктону по-разному охарактеризованы бентосом (Braga et al., 1975). В двух нижних зонах встречаются Marginulina bohmi, Robulus arcuatostratus, Globocassidulina subglobosa, Uvigerina eocena, Grammostomum nobilis и другие виды зоны P. costata. В верхней зоне Globorotalia cunialensis появляются нуммулиты, Miliolidae, Asterigerina, Pararotalia, что свидетельствует об обмелении бассейна, как и в Крымско-Кавказском регионе. На северо-западе Европы приабону соответствуют верхи подзоны FN1 Nummulites-Eponides (Doopert, 1988) с иной фауной, чем в зоне P. costata.

ГРАНИЦЫ ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА

Надежную основу для проведения границ приабона могло бы дать прослеживание филогенетических связей видов, что возможно при условии длительного развития фауны в стабильных условиях. Но такие условия не выдерживались в крайних частях бассейна, поэтому границы проведены по общей смене состава комплексов.

Нижняя граница повсеместно проводится по появлению планктона зоны Globigerapsis tropicalis s.l. и наннопланктона зоны Discoaster barbadiensis, обновлению состава бентоса на уровне родов и семейств. При одновременном изменении литологического состава эта граница выражена достаточно определенно в разрезах мелководных и глубоководных зон.

Так, на Волго-Донском водоразделе (скв. 14813, Мелиховский гидроузел; материал М.Е. Зубковича, 1951 г.) были вскрыты некарбонатные глины кумского горизонта с Caucasia sp., Schenckiella gracilis Bugr. и другими песчанистыми фораминиферами, с радиоляриями и спикулами губок. Выше, в более карбонатных отложениях появляются одновременно верхнеэоценовые планктонные и бентосные (71 вид 51 рода) фораминиферы (рис. 1). Наиболее характерны Neoperonidella lucida (Minak.), Marginulina bohmi (Reuss), Planulina costata (Hantl.), Uvigerina jacksonensis Cushm., Bulimina truncana Guemb., Grammostomum nobilis (Hantk.) и др., велика доля раковин с песчанистой стенкой – Spiroplectammina azovensis J. Nik., Karriella hantkeni Cushm. В низах разреза распространены вид Brotzenella taurica, примерно в середине его появляется Bolivina antegressa и сопутствующие ей виды верхней подзоны.

В некоторых случаях формы нового комплекса появляются в конце среднего эоцена, а иногда на этом рубеже наблюдается развитие рекуррентной фауны. Повторение более древних ассоциаций в случае повторения близких фаций затрудняет проведение границы. Такое явление известно в разрезах Ставрополя (Тер-Григорьянц и др., 1968), наблюдалось Г.Г. Кургалимовой и В.Н. Беньямовским на Северном Устюрте и в Прикаспийской впадине. На юго-востоке Туркмении (Тимофеев и др., 1972) комплекс зоны P. costata приурочен к карбонатным отложениям, в то время, как в прослоях слабоизвестковистых глин преобладают виды нижележащей зоны.

Н.К. Быкова (1974, схема) детально исследовала фациальные изменения фауны на границе шорымской (среднеэоценовой) и адаевской (верхнеэоценовой) свит разреза Баюрбас (Западные чинки Устюрта). Здесь развивались ассоциации смешанного состава, и в низах верхнего эоцена ею были выделены “слои с Bolivina asiatica и Astacolus asangulensis”, охарактеризованные более древним комплексом. В том же регионе (урочище Кендерлы) в низах толщи светлых мергелей верхнего эоцена также имеются прослои темных мергелей кумского облика, еще содержащих редкие раковины Globigerina turcmenica.

При развитии “переходных слоев” с фауной смешанного типа граница может проводиться неоднозначно по разным группам. Структура такого комплекса рассмотрена на примере одного из

[illegible]

Рис. 1. Распространение фораминифер в верхнеэоценовом разрезе скважины № 14813 (Мелиховский гидроузел). Нахождение раковин фораминифер: 1 – редкое, 2 – обычное, 3 – частое; 4 – присутствие в разрезе (без подсчета).

Ярусы		Бартонский						Приабонский							
Зоны		Globigerina turcmenica						Globigerapsis tropicalis							
Свиты		Шорымская						Адаевская							
Состав пород		Шоколадные мергели						Белый мергель							
№ образцов		178	177	176	175	53	174	173	172	171	151	170a	152	170	153
Зоны по NP				17			17-18		17-18	17	18	17	17	17?	18
Остатки рыб		+	+		+	+	+			+	+				
Truncorotaloides rohri			•					Планктонные фораминиферы бартоня							
Globigerina turcmenica			•												
G. sp. sp. (мелкие)		•	•			x	x	•		•	•	•			
G. inflata									x	•	x	x	•	x	•
Globigerinoides rubriformis										•					
Globigerapsis tropicalis											•	•			
Globigerina corpulenta														•	
Бентосные фораминиферы бартоня	Planulina tecta	•													
	Fursenkoina dibollensis	•													
	Hopkinsina longecamerata	•	•												
	Caucasina splendida					•									
	Caucasinella sp.						•								
	Siphonodosaria sp.	•				•		•	•	•					
	Turkmeniella singularis						•			•		•			
	Bifarina aff. adela						•			•		•			
	Astacolus asangulensis						•			•		•			
A. impexus										•					
Bolivina sp. sp.	•	•		•	x					•	x	x	•		
Бентосные фораминиферы приабона	Bulimina truncana						x	x	x	x	•	x	•		•
	Brotzenella taurica						x		•	x		•	•	•	x
	Uvigerina eocena							x	•		•	x		•	•
	Baggina iphigenia						•		•		•	•	•	•	•
	Anomalina granosa							•	•	•	•	•	•	•	•
	Cylindroclavulina terterensis								x	•	•	•	•	x	•
	Clavulinoides szabo								•	•	•	•	•	•	•
	Planulina costata								•	x		•	•	•	•
	Heterolepa eocaena									•		•	•	•	•
	Bolivina simplex									•		•	•	•	•
	Alabamina almaensis									•	•		•	•	x
	Robulus budensis									•	•	•	•	•	•
	R. limbosus									•	•	•	•	•	•
	Vulvulina nummulina									•			•	•	•
	Anomalinoidea affinis									•		•	•	•	•
	Falsoplanulina sp.										•	•	•	•	x
	Globocassidulina globosa										•		•	•	
	Sigmoilina tenuis												•		
	Количество родов		4	2	—	1	3	5	1	1	6	2	2	1	
видов		8	4		1	4	7	1	1	6	2	2	1		
							5	5	13	26	8	12	31	17	26
							6	5	15	36	9	14	45	19	37
											RF				

•

1

x

2

•

3

+

4

RF

5

• 1 x 2 • 3 + 4 RF 5

Рис. 2. Схема смены комплексов фораминифер и количественная оценка их состава на границе бартонского и приабонского ярусов (п-ов Мангышлак, впадина Карагие, овраг Узунбас; материал В.И. Железко, 1988 г.).

Нахождение раковин фораминифер: 1 – редкое, 2 – обычное, 3 – частое; 4 – присутствие остатков рыб; 5 – рекуррентная фауна.

разрезов Мангышлака (впадина Карагие, овраг Узунбас; материал В.И. Железко, 1988 г.). Здесь в кофейных мергелях шорымской свиты, содержащих чешую и зубы рыб (рис. 2), находятся *Truncorotaloides rohri* Bronn. et Berm. и глобигерины зоны *Globigerina turcmenica*, наннопланктон зоны NP 17, а также бентос зоны *Caucasinella*

pseudoelongata – подразделений бартонского яруса. Вблизи кровли свиты (обр. 174) И.П. Табачниковой отмечено появление зонального вида зоны NP 18, дающее формальное основание для проведения нижней границы приабона. Одновременно появляются и бентосные фораминиферы зоны *P. costata*. Вначале (обр. 174) они составляют око-

до 46% малочисленного комплекса, а затем их доля увеличивается до 93% (обр. 172). В этом разрезе граница по бентосной группе проводится по устойчивому присутствию разнообразного комплекса зоны *P. costata*, а не по первому появлению его видов. С некоторым запозданием появляется и планктон зоны *G. tropicalis*. Такое несовпадение границ, проводимых по разным группам, здесь не имеет практического значения из-за малой мощности рассмотренного интервала.

В низах адаевской свиты в прослоях более темных глин вновь встречается бентос среднего эоцена. Среди наннопланктона зональные виды NP 18 отсутствуют, вследствие чего, по мнению И.П. Табачниковой, комплексы имеют облик нижежащей зоны. Начиная с 1.1 м выше основания адаевской свиты (обр. 171), среднеэоценовая фауна больше не встречается. Таким образом, повторное появление фораминифер и наннопланктона более древнего облика связано с повторением условий, благоприятных для их развития.

Комплекс смешанного состава наблюдается и в Южноэмбаевском районе (скв. 448-Тенгиз, интервал 109–105 м; материалы С.Н. Николаевой). В серых глинах на глубине 109 м, где планктон представлен обильными *Globigerina bulliformis*, *G. praebulloides* и другими видами зоны *G. turcmunica s.l.*, появляются единичные *Globigerina inflata* и *Globigerina corpulenta*, характерные для следующей зоны. В бентосной группе присутствует 11 видов бартонского и 2 вида приабонского комплексов. По наннопланктону И.П. Табачникова выделяет зону № 17. Выше (глуб. 108.5 м) порода приобретает белый цвет. Здесь обильны мелкие глобигерины и *Globanomalina micra* (Cole), что характерно для верхов зоны *G. turcmunica*, но появляются и приабонские виды *Globigerina ingfata* Subb., *Globigerina corpulenta* (Subb.). Среди бентоса достаточно многочисленны “мелкие боливини” кумского горизонта (*Bolivina serrata* Chal., *B. calatha* N. Byk et Chram., *B. semiintegra* Chal., *B. dilatabilis* Chal.), *Planulina tecta* Rod., *Astacolus impexus* N. Byk., *A. sanagulensis* N. Byk., *Siphonina praelata* N. Byk. и др. (всего 11 видов). Кроме них, в небольшом числе экземпляров присутствуют 24 вида (почти 70% комплекса) и зоны *P. costata*. Это *Brotzenella taurica* (Samoil.), *Planulina costata* (Hantk.), *Alabamina almaensis* (Samoil.), *Cylindroclavulina terterensis* (Chal.) и др. Выше (105 м) распространен бентос (25 видов 20 родов) зоны *P. costata* и впервые появляется *Globigerapsis tropicalis*. В данном случае границу можно провести на глубине 108.5 м по устойчивому присутствию приабонского планктона, постоянному преобладанию видов зоны *P. costata*, появлению наннопланктона зоны NP 18. Вероятно, при постепенной смене терригенного осадконакопления на карбонатное часть бартонских видов с известковистой стенкой смогла приспособиться к новым условиям и суще-

ствовать еще какое-то время вместе с вновь появившимися видами.

На Северном чинке Устьюрта планктон отсутствует, и граница проводится по достаточно резкому изменению состава бентоса. Виды (20 родов) зоны *P. costata* появляются в основании чеганской свиты (Бронева и др., 1967, обн. 509, колл. Н.Н. Брызжевой), сменяя комплекс песчаных фораминифер кумского горизонта с *Porovinia hirta* Suleim., *Bolivinaopsis turgaica* Balakhm., *Gaudryinopsis superturkestanica* (N. Byk.) и др. В южной части Тургая (лист М-41-XXV, скв. 51, материал Н.И. Комаровой) вместе с перечисленными видами появляются первые *Syclammmina pseudocancellata* Chal., составляющие выше значительную часть верхнеэоценовой ассоциации одноименных “слоев” (“зоны”, по И.М. Айзенштат).

Верхняя граница зоны *P. costata* совпадает со сменой карбонатных осадков слабоизвестковистыми и некарбонатными глинами олигоцена на Северном Кавказе и в Средней Азии. В этих регионах, уже изолированных в олигоцене от Тетисского бассейна, распространено по латерали несколько типов бентосных сообществ (Печенкина, 1971а; Решение коллоквиума..., 1970) иного видового и частично родового состава. Проведение здесь границы вызывает значительные затруднения. В регионах, еще связанных со Средиземноморьем (Армения), эта граница проводится по планктонным фораминиферам. Так, в разрезе Ланджар В.А. Крашенинников выделил в приабоне зоны *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia sosoensis* и *Turborotalia centralis*, а в низах олигоцена зону *Globigerina tapuriensis*. Бентос здесь очень разнообразен и в отличие от фауны Крымско-Кавказской области содержит теплолюбивые роды. Фауну этого региона можно рассматривать как переходную к тетиской.

Изменение бентоса на границе происходит постепенно. В карбонатных отложениях эоцена присутствуют многие виды зоны *P. costata* и, кроме того, неизвестные в ней теплолюбивые *Pseudoplanulina demesini* (Debourle et Sacal), *Halkyardia minima* (Lieb.), *Stomatobina enodata* (Chal.), *Pararotalia octocamerata* (Chal.), *Chapmanina gassiniensis* Silv., *Caucasina aziderensis* Chal. Только в эоцене встречены *Vulvulina pectinata* (Hantk.), *Cylindroclavulina terterensis* (Chal.), *Plectofrondicularia striata* (Hantk.), *Hydromyline terreysi* (Coryell et Embich), *Robulus budensis* (Hantk.), *Turkmeniella kubiynii* (Hantk.), *Astacolus cymboides* (Orb.), *Marginulina subbulata* Hantk., *M. bohmi* (Reuss), *M. eocenica* (Franke), *M. vasarhelyi* (Hantk.), *Lagena biarritzensis* Hagn, *Frondicularia tenuissima* (Hantk.), *Osangularia mexicana* (Cole), *Asterigerina falcilocularis* Subb., *Valvulineria palmarealis* Katch., *Anomalina granosa* (Hantk.), *Planorbulina aff. mangyshlakensis* Vassil., *Uvigerina striata* Costa, *Rectuvigerina lacera* (Subb.),

Bolivina antegressa Subb., *Cassidulina* aff. *havanensis* Cushm. et Berm., *Bulimina truncana* Guembel, *Rectobolivina* sp.

Некоторые виды, появившиеся на разных уровнях в эоцене, переходят в зону *G. tapuriensis*. Это *Clavulinoides szaboi* (Hantk.), *C. jarvisi* (Cushm.), *Pseudogaudryina trigonia* (Ter-Grig.), *Karrerella siphonella* (Reuss), *K. disjuncta* (Cushm. et Jarv.), *Matanzia* sp., *Siphotextularia* sp., *Chrysalogonium longicostatum* Cushm. et Jarv., *Cancris erevanensis* (Saakjan), *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Vsegeina nana* Bugr., *Siphonina reticulata* (Czjzek.), *Falsoplanelina* sp., *Cibicidina westi* (Howe), *Planulina costata* (Hantk.), *Anomalinoides alazanensis* (Nutt.), *Cibicidoides* aff. *jankulaensis* (Schutzk.), *Heterolepa almaensis* (Schutzk.), *H. dutemplei praecincta* (Karrer), *Queraltina epistominoides* Marie, *Melonis dosularenensis* (Cahl.), *Turrilina alsatica* Andreae, *Bulimina alazanensis* Cushm., *Trifarina labrum* Subb., *Aragonia reticulata* (Hantk.), *Bolivina beyrichi* Reuss, *B. maragaensis* Chal., *B. prebinaensis costata* Chal., *B. saltakensis* Chal., *Loxostomoides millepunctatus* (Tutk.), *Cassidulina laevigata* Orb., *Globocassidulina globosa* (Hantk.).

Часть видов, появляясь в самых верхах эоцена, характеризует олигоцен: *Nodosaria caortata* Hantk., *N. scalaris* Batsch., *Gyroidina suborbicularis* Katch., *Svratkina perlata* (Andreae), *Cibicidoides speciosus* (Cushm. et Ceder), *Cassidulina oblonga* Reus, *Cassidulinoides* sp., *Bulimina sculptilis* Cushm., *Bitubulogerina kasselensis* (Batjes), *Uvigerina mexicana* Nutt., *Angulogerina gracilis tenuistriata* (Reuss), *Baggatella* sp., *Loxostomoides teretum* Cushm.

В терригенных осадках олигоцена бентос обедняется, а в продолжающих существовать родах изменяется видовой состав. Здесь появляются *Ammodiscus pellucidus* Andreae, *Spiroplectammina carinata* Orb., *Spiroloculina canaliculata* Orb., *Plectofrondicularia vaugani* Cushm., *Valvulineria petrolei* (Andreae), *Vsegeina* sp.n., *Rotaliatina mamillata* (Andreae), *Herolandenina* sp., *Queraltina hispanica* Marie, *Pseudoplanelina hieroglyphica* Sigal, *Epistomina* aff. *paleogenica* Mjatl., *Asterigerina carinata* Orb., *Korobkovella* sp., *Pararotalia zeivensis* (Cahl.), *Cassidulina laevigata* Orb., *Globobulimina socialis* Born., *Uvigerina taberana* Berm., *Loxostomoides sinousom* Cushm., *L. vicksburgensis* (Cushm.), *Bolivina antegressa minor* Chal., *B. melettica* Andreae, *Chilostomelloides normalis* Cha., *Sphaerogypsina* cf. *globulus* (Reuss). Наиболее резкое изменение бентоса приурочено к подошве зоны *G. tapuriensis*, так что граница эоцена и олигоцена, проводимая по планктонной и бентосной группам, совпадает.

В северных регионах, где планктон не столь разнообразен, положение верхней границы эоцена может определяться по-разному. Как сказано выше, пограничные слои с *Nonion curviseptum* и слои с *Almaena taurica* отнесены автором к эоцену.

На Северном Кавказе (р. Хей) в слоях с *N. curviseptum* присутствует типично эоценовая *Hantkenina suprasuturalis* Bronn. (таблица); в разрезе по р. Кубань в известковистых глинах (4 м) в кровле белоглинского горизонта вместе с *N. curviseptum* встречаются верхнеэоценовые *Globigerina gortanii* Borss., *Turborotalia centralis* (Cushm. et Berm.). И.П. Табачникова на этом же уровне выделяет зону *Discoaster barbadiensis*.

В Крыму (разрез г. Кызыл-Джар) из 66 видов 25.75% характеризуют только слои с *A. taurica*, 65.15% появляются ранее и неизвестны выше. Лишь небольшую часть комплекса составляют виды транзитные, а также появившиеся здесь и переходящие в олигоцен. Близкие данные получены и при анализе материалов А.П. Печенкиной (1971б) по этому же разрезу: 23 и 58.9% (соответственно).

В Южноэмбенском районе (скв. 448-Тенгиз) в верхах разреза (интервал 45–51 м) планктонные фораминиферы отсутствуют. Из бентоса встречаются *Planulina costata*, *Bolivina antegressa* и *Nonion curviseptum*. По данным И.П. Табачниковой, здесь же распространен нанопланктон зоны NP21. Кроме того, найдены сферические панцири радиолярий, иглы морских ежей, рыба чешуя и окатанные отолиты. Нахождение многочисленных ювенильных форм, раковин с аномальным строением и со следами точильщиков свидетельствует о неблагоприятных условиях для развития бентосных фораминифер. Граница эоцена и олигоцена проводится на глубине 35 м, где в зеленовато-серых глинах распространен олигоценовый планктон – *Globigerina khadumica* N. Вук., *Tenuitella liverowskayae* (N. Вук.) и обновляется бентос. В комплексе последнего появляются *Glomospirella kugultinskensis* Schutzk., *Textularia agglutinans* Orb., *Cibicidoides kugultaensis* (Schutzk.), *C. extremus* (Schutzk.). Нанопланктон здесь отсутствует. На глине 30 м наблюдается рекуррентная фауна вместе с 10 видами зоны *P. costata*, в числе которых и *Bolivina antegressa*. Кроме того, здесь же найдены переотложенные раковины глоботрунканид и других позднемоловых форм.

При развитии близких фаций в северо-восточной части бассейна (Северная Туркмения, Южное Приаралье), где планктон отсутствует, граница эоцена и олигоцена проводится по изменению состава бентоса. Здесь комплекс зоны *P. costata*, приуроченный к верхней половине ачкаинской свиты, сменяется ассоциацией с “*Lenticulina*” aff. *heilmanni* (с нерассеченным периферическим краем) и типичной “*L. heilmanni* (Andreae), *Spiroloculina canaliculata* Orb., *Bolivina mississippiensis* Cushm., *Loithostomata maura* (N. Вук.) и др., характерной для дауданской свиты олигоцена. Среди них появляется (скв. 4, Куны-Ургенч) и вид *Brotzenella munda* (N. Вук.).

Распространение фораминифер на границе эоцена и олигоцена в разрезе по р. Хей

Отдел	Эоцен					Олигоцен			
Горизонт	Белоглинский					Пшехский			
Мощность, м	0.5	0.5	0.2	0.3		0.1	0.3	0.3	
№ образцов	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Виды									
<i>Hantkenina suprasuturalis</i>									
<i>Globigerina officinalis</i>									
<i>G. ouachitaensis</i>									
<i>G. galavisi</i>									
<i>G. ampliapertura</i>									
<i>Globanomalina aff. micra</i>									
<i>Globorotalia postcretacea</i>									
<i>Chiloguembelina cubensis</i>									
<i>Planulina costata</i>									
<i>Bolivina antegressa</i>									
<i>Nonion curviseptum</i>									
<i>Turkmeniella kubynii</i>									
<i>Uvigerina eocena</i>									
<i>Bulimina truncana</i>									
<i>Svratkina perlata</i>									
<i>Vségeina nana</i>									
<i>Tergrigorjanzeella sectile</i>									
<i>Ceratobulimina intrusa</i>									
<i>Heterolepa pygmaea</i>									
<i>Eponides umbonatus</i>									
<i>Angulogerina angulosa</i>									
<i>Haplophragmoides stavropolensis</i>									
<i>Gaudryinopsis gracilis</i>									

Примечание. Жирная линия – распространение вида в разрезе.

Обр. 4 – пиритизированный прослой; обр. 7 – переотложенные раковины фораминифер белоглинского комплекса, *Acarinina bullbrookii*, *Globorotalia caucasica*, *Globotruncana* sp.

На Северо-Западном Устье верхнеэоценовый разрез заканчивается белыми мергелями с *Bolivina antegressa* и *Nonion curviseptum* (Николаева, Прусова, 1979). В вышележащих глинах с остатками рыб и планорбелл распространены мелкие планктонные фораминиферы, а северо-восточнее, в отложениях, более близких к чеганским фациям, отмечено нахождение бентосных видов, известных в верхнем эоцене, но переходящих и в олигоцен. Это *Melonis dosularenensis* (Chal.), *Svratkina perlata* (Andreae), *Heterolepa almaensis* (Schutzk.), *Cibicidoides sulzensis* (Herrmann), впервые появившиеся редкие *Brotzenella munda* (N. Вук.). Отложения с приведенной фауной авторы относят к олигоцену, с чем следует согласиться.

Вопрос о проведении границы по фораминиферам в разрезах Северного Приаралья и Северного Устья сложен и требует комплексных исследований, так как фациальные особенности ассоциаций этой более холодноводной части бассейна затушевывают общую картину изменения фауны по разрезу. Здесь граница олигоцена проводилась Т.П. Бондаревой выше зоны *Bolivina antegressa* по подошве выделенной ею зоны "*Anomalina munda*" (= *Brotzenella munda*). Типично морская фауна первой из них содержит представителей относительно глубоководных родов (*Bulimina*, *Uvigerina*, *Bolivina* и др.), тогда как для зоны *B. munda* характерны уже мелководные нониониды и милиолиды – группы морского происхождения, но способные существовать в условиях неустойчивой солёности.

В дальнейшем зона *B. munda* s.l. была разделена на две части (Майкопские отложения..., 1964). Нижняя, выделенная как "слои с *Cibicides salensis*", содержит виды верхов зоны *Bolivina antegressa*. Это *Melonis dosularensis* (Chal.), *Fursenkoina hantkeni* (Cushm.), *Ceratobulimina intrusa* N. Byk.=? *C. contraria* (Reuss), *Tergrigorjanzaella sectile* (Ter-Grig.), а также миллиолиды и *Brotzenella munda*. Верхняя часть зоны *B. munda* s.l. названа "слоями с *Cibicides macrurus*" (= *Loithostomata macrura*). В ней содержатся многочисленные раковины зонального вида (акмезона), появляется вид *Loithostomata macrura* (N. Byk.), неизвестный в эоцене, и другие олигоценовые виды (*Asianella subbotinae* (N. Byk.) и *Uvigerinella* ex gr. *californica* Cushm.). В этом случае границу эоцена и олигоцена, вероятно, следует проводить по подошве слоев с *L. macrura*, т.е. внутри зоны *B. munda* s.l.

Сходное изменение состава фораминифер на Северном Устюрте и Чаграйском плато отмечено и другими исследователями. Приведенный Н.Н. Брызжевой (Броневой и др., 1967) комплекс фораминифер из низов чеганской свиты, действительно относится к подзоне *Bolivina antegressa*. Часть этих видов переходит выше, где появляются *Tergrigorjanzaella sectile* (Ter-Grig.), *Brotzenella munda* (N. Byk.) и характерные для верхов разреза миллиолиды: *Triloculina enoplostoma* (Reuss) и четыре вида рода *Quinqueloculina*. "Переход от нижнего комплекса чеганской свиты к верхнему очень постепенный, поэтому граница между ними проводится, как правило, условно" (там же, с. 39). Комплекс верхов свиты авторы отнесли к зоне *B. munda*, хотя не исключено, что он может соответствовать лишь "слоям с *C. salensis*" этой зоны.

Сходный по составу комплекс, но обогащенный песчанистыми фораминиферами, приведен Н.Н. Брызжевой (там же, с. 56) из низов туранглинской свиты Северного Приаралья. В ее верхах появляется *Loithostomata macrura*, а к низам вышележащей ащайрыкской свиты приурочен, несомненно, олигоценовый комплекс с "*Lenticulina*" *hermanni* (Andreae), *Bolivina mississippiensis* Cushm., *Loithostomata macrura* (N. Byk.).

Приведенный выше анализ опубликованных данных свидетельствует о необходимости дальнейшего изучения фораминифер этого интервала.

ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФОРАМИНИФЕР

Рассматриваемые регионы расселения позднеэоценовых фораминифер входили в состав единого Белоглинского бассейна. Он простирался от Карпат до Арало-Тургайской области и востока Средней Азии (Таджикский и Ферганский заливы). Повсеместно развитие его биоты происходило в условиях субтропического климата, поскольку,

по палинологическим данным, даже в Тургае произрастала флора субтропиков. Вследствие этого в Белоглинском бассейне не наблюдалось резко выраженных климатических различий ассоциаций, и последние были обусловлены скорее фациальными причинами. С этим бассейном были связаны мелководные внутренние моря Закавказья, наиболее близкие к тропическому Средиземноморью, что и отразилось на составе их сообществ.

Крым. Ассоциация бентосных фораминифер альминского горизонта наиболее представительна в Крымско-Кавказском регионе. В ней содержится 77 родов и более чем 140 видов (Бугрова, 1988а), большинство из которых широко распространено и за пределами Крыма. Известковистые формы явно преобладают (64 рода и 120 видов), песчанистые составляют не более 10–12%, и лишь в верхах разреза их доля несколько увеличивается. В основном роды представлены 1–2 видами, за исключением *Robulus* (не менее 10 видов), *Marginulina* (7), *Cibicidoides* (6), *Planulina* (3), *Bulimina* (4), *Uvigerina* (6), *Bolivina* (4) и некоторых других. Состав фауны свидетельствует о развитии ее в эпиконтинентальном море, свободно связанном как с бассейном Тетис, так и с Северо-европейским (Польским).

Северный Кавказ и Предкавказье. В разрезах умеренно глубоководных отложений по р. Кубань и р. Хеу содержатся комплексы того же систематического состава, что и в Крыму. Во втором из них представлено 149 видов 79 родов. Здесь также преобладают известковистые фораминиферы, но содержание песчанистых форм несколько выше (22 вида или 14.7% в разрезе Хеу). В более глинистых фациях Ставрополя комплекс обедняется, увеличивается содержание песчанистых форм. Всего отсюда известно (Тер-Григорьянц, 1965) 52 вида 29 родов, из них 14 видов являются агглютинирующими. К северу, в Ипатовском районе (опорная скважина, коллекция В.Т. Балахматовой) обнаружено лишь 34 вида 24 родов.

Русская платформа и Скифская плита. Фауна этой мелководной части бассейна была несколько беднее крымской и кавказской. В Волгоградском Поволжье (Субботина, 1953) известно 61 вид 39 родов; слабоизвестковистые глины Волго-Донского водораздела (Мелиховский гидроузел) содержат 71 вид 51 рода, из них 12.5% видов с песчанистой стенкой, содержание раковин которых увеличивается вверх по разрезу. Основная часть фауны представлена видами Крымско-Кавказской области, но кроме них, появляются иные виды и роды: *Plectofrondicularia*, *Sporobulimina*, *Neoeponidella*, *Astrononion* и др. По числу раковин преобладают *Robulus*, *Bulimina*, *Uvigerina*. Из отложений прибрежного мелководья (Воро-

нежская антеклиза) упоминаются только агглютинирующие фораминиферы (Геологические... события..., 1996). В бассейне Нижнего Дона и вала Карпинского (Никитина, 1963, 1972) в низах разреза присутствует в значительных количествах *Cyclammina pseudocancellata* (вид-индекс местной зоны). На Сало-Маньчском междуречье в верхней части разреза выделено местное биостратиграфическое подразделение с *Neoeponidella lucida* (*Asterigerina*, по Ю.П. Никитиной) и *Cibicidoides salensis*; в Азово-Волго-Донской зоне слои с этими видами включены в зону *Bolivina antegressa* (Геологические... события..., 1996). В Причерноморской впадине, по данным Е.Я. Краевой и И.Д. Коненковой, также распространен комплекс очень близкого состава. В Одесско-Херсонском районе встречено около 60 видов 35 родов, среди которых характерны мелководные *Asterigerina* и *Rotalia*. Небольшое число видов зоны *P. costata* распространено и в Молдавии (Геологические... события..., 1996; коллекция В.Т. Балахматовой).

Закаспийские регионы. Средняя Азия. В западной части Туркмении, на Красноводском п-ове глинистые мергели и карбонатные глины содержат 88 видов 45 родов, из них 8 родов с песчанистой раковиной; в ассоциации обычно преобладают аномалиниды. Комплекс зоны *P. costata* известен на восточном побережье зал. Карабогазгол, в центральной и северной Туркмении (Тузкыр, 43 вида 34 родов), в Заунгузских Каракумах и Южном Приаралье (82 вида 51 рода). В последнем регионе (скв. 1-Тахта) в верхах разреза эоцена присутствует пиритизированный прослой с крупными раковинами *Bulimina* и *Uvigerina*, а в олигоцене появляется *Tergrigorjanzaella sectile* (Решение коллоквиума..., 1970).

На Восточном Устюрте мергели и карбонатные глины еще содержат более 30 белоглинских видов (при отсутствии эндемичных форм), но в бескарбонатных разрезах Кызылкумов лишь в отдельных прослоях отмечены некоторые из них (публикации Н.В. Авербурга; Геологические... события..., 1996).

Разрезы горной части Западной Туркмении сложены алевроитистыми глинами с обедненными комплексами фораминифер. На Малом Балхане в среднеторымбеурской подсвите (коллекция Л.С. Невзоровой) встречено 35 видов 26 родов, из них 26 видов 22 родов принадлежат белоглинской фауне, а роды *Rotalia*, *Astrononion*, *Florilus*, *Baggattella* и вид *Textularia hockleyensis* в последней отсутствуют. В низах разреза присутствуют элементы среднеазиатской фауны, в верхах возрастает число видов белоглинского горизонта и по количеству раковин преобладают *Bulimina* и *Uvigerina*. Сходный комплекс наблюдается и в Западном Копетдаге (коллекция М.Г. Захаровой), где, по

устному сообщению Н.К. Быковой, в средней части торымбеурской свиты встречается *Tergrigorjanzaella sectile* (Ter-Grig.). Восточнее в мелководных отложениях Гяурсага, по данным Г.Е. Кожевниковой, комплекс беден (около 20 видов), в нем присутствуют эндемичные формы и появляются виды Таджикско-Ферганского региона.

На юго-востоке Туркмении верхнеэоценовые отложения развиты не повсеместно. Несмотря на то, что разрезы сложены известковистыми глинами, фауна в них становится беднее. В среднем течении р. Амударья ассоциация насчитывает 50 белоглинских видов 41 рода (коллекция В.Т. Балахматовой); в Марыйском районе представлено лишь 20 таких видов, эндемики здесь отсутствуют, но появляется вид *Brotzenella vakhshica*, характерный для более восточных регионов.

В Таджикском регионе комплекс фораминифер достаточно представительен. По данным Р.М. Давидзона (Давидзон и др., 1982), в нем насчитывается до 73 видов и форм 31 рода. Около 41% видов из них оказались общими с фауной Крымско-Кавказской области, 17% видов эндемичных, среди которых преобладают мелководные песчанистые формы (*Trochammina*, *Textularia*, *Harporhagmoides*). В этом регионе наглядно проявилась зависимость состава комплексов от фаций. Ассоциации западных районов, где развиты мергели открытой части залива, наиболее близки по составу к фауне зоны *P. costata*. Так, в Гаурдак-Кугитангском районе автором выявлено 40 видов (24 родов) и лишь два из них эндемичные. Близкий по составу комплекс присутствует в Гиссаро-Каратегинском районе, но восточнее, в более терригенных осадках Кафирниганского района, фауна обедняется и в ней появляются примитивные песчанистые формы (Давидзон и др., 1982).

Фораминиферы прибрежных частей Таджикского и Ферганского заливов наиболее бедны по составу. В последнем из них в ханабадском горизонте встречено (Решение коллоквиума..., 1970) лишь несколько видов, общих с фауной Таджикистана, в их числе *Brotzenella vakhshica* (Davidz.), *Cibicidoides karatauensis* Davidz. В верхах этого горизонта присутствуют *Neoeponidella lucida* (Minak.) вместе с *Globigerina postcretacea* Mjatl. Выше (в сумсарском горизонте) появляется олигоценый планктон *Globigerina khadumica* N. Byk., *Tenuitella liverowskaya* (N. Byk.) и бентос – *Brotzenella munda* (N. Byk.), *Loithostomata macrura* (N. Byk.), расселившийся севернее в Приаралье и на Устюрте.

Казахстан. Ассоциации фораминифер разных частей этого древнего бассейна различались по составу и структуре. В карбонатных отложениях западной его части (Западные чинки Устюрта, Мангышлак, Южно-Эмбенский район) комплексы состоят из видов зоны *P. costata* при некоторой

доле эндемичных форм. (Последние были описаны в рукописи Н.К. Быковой как "var." и требуют переизучения). На Мангышлаке содержится 50 видов 37 родов; здесь многочисленны булимины и увигерины. На Западных чинках Устюрта комплексы не менее разнообразны: в разрезе Баюрбас – 44 вида 27 родов (Быкова, 1974), Тузбаир – 57 видов 37 родов (Субботина, 1953), Кендерлы – 57 видов 36 родов. Вблизи кровли здесь появляется *Nonion curviseptum*.

В Южно-Эмбенском районе (скв. 448-Тенгиз) в известковистых глинах отмечено 52 вида 34 родов. По неопубликованным данным Н.К. Быковой, комплекс региона богаче и содержит 79 форм (включая "var."), принадлежащих 46 родам.

На Северо-Западном Устюрте (Николаева, Прусова, 1979) в мергелях и известковистых глинах содержится белоглинский комплекс, и в верхах в больших количествах появляются *Nonion curviseptum* и *Bolivina antegressa*. Выше залегают олигоценные глины с остатками рыб и *Planorbella*. На северном чинке Устюрта (Бронева и др., 1967; коллекции Н.Н. Брызжевой) фауна низов чеганской свиты близка к крымско-кавказской и содержит 36 видов 23 родов: как видно из публикации, в скв. 509 из 30 видов 76,6% являются общими. В верхах разреза комплекс обедняется (24 вида 20 родов), в нем появляются нониониды, а также *Tergrigorjanzaella scitile*, известная на Северном Кавказе, Русской платформе и в Польше. Нониониды вместе с миллиолидами являются мелководными группами, переносящими понижение температуры и солености бассейна.

Наиболее северным районом распространения белоглинских видов является Тургайский прогиб. Здесь комплекс сильно обедняется и содержит лишь 11 видов 11 родов. Среди них присутствуют (коллекции И.М. Айзенштат и Н.И. Комаровой) *Bolivinopsis tuaevi* Moroz., *Marginulinopsis infracompressa* (Thalm.), *Anomalinoidea affinis* (Hantk.), *Baggina iphigenia* (Samoil.), *Bulimina truncana* Geumb., *Boivinoides reticulatus* Hantk., *Epistomina paleogenica* Mjatl., а также многочисленные *Cyclammina pseudocancellata* Chal., по которым И.М. Айзенштат выделила одноименную местную зону в низах чеганской свиты. Сведений о нахождении эндемичных форм неизвестно, возможно, из-за недостаточной изученности фауны. Все данные свидетельствуют о связях Турганского бассейна с Кавказским, в меньшей степени со Среднеазиатским и о влиянии на формирование местной фауны биоты юго-западных акваторий.

Регионы Закавказья. Грузия. Бентосные фораминиферы близки белоглинским, но менее разнообразны по составу. По данным М.В. Качарава (1977), они встречаются в мергелях и мергелистых глинах на северном склоне Триалетского хребта (14 видов 12 родов) и в Ахалцхской деп-

рессии (24 вида 21 род). В этих разрезах, а также в изученном автором разрезе Каратубань содержатся все характерные виды зоны *P. costata*, в том числе и *Nonion curviseptum*, в верхах разреза. Преобладают секретирующие формы (роды *Robulus*, *Heterolera*, *Bulimina*). Эндемики малочисленны, поскольку описанные здесь новые виды широко распространены за пределами региона. Вероятно, связь данного бассейна с северной акваторией была более тесной, чем с южной.

Азербайджан. Фораминиферы восточной части Кавказа и Закавказья в целом сходны с белоглинской фауной (Халилов, 1962). Это сходство в большей степени проявляется на северо-востоке и в меньшей на юго-западе, где присутствуют элементы средиземноморской фауны (роды *Planorbulina*, *Halkyardia*, *Rotalia*). Повсеместно встречаются многочисленные *Nonion*, *Bolivina*, *Anomalinoidea*, *Chilostomella*, при этом большинство видов являются эндемичными. В верхах разрезов присутствует *Nonion curviseptum*.

На северо-востоке Азербайджана комплекс из мергелей и мергелистых глин содержит 29 видов 17 родов, в основном известковистых. В Прикаспийском районе комплексы более разнообразны (около 40 видов 20 родов) и содержат род *Purgo*, распространенный в Средиземноморье. Фауна предгорий Малого Кавказа отличается своеобразием родового (41) и видового (83) состава. Агглютинирующих форм здесь мало (6 родов, в основном примитивных), разнообразны *Bolivina* (17 видов), *Nonion* (6 видов), *Chilostomelloides* (5 видов), *Chilostomella* (3 вида), *Rotalia* (2 вида). Много эндемичных видов как этих, так и других родов (особенно среди аномалинид). В Кобыстане в ассоциации (41 род 84 вида) появляются элементы тетиской фауны – роды *Articulina*, *Halkyardia*, *Planorbulina*, *Rotalia* (4 вида), неизвестные в других регионах. Все данные свидетельствуют о связи внутренних мелководных бассейнов Закавказья со Средиземноморским.

Армения (разрезы Ланджар, Западный Айодзор; материалы Л.А. Пановой, К.Н. Паффенгольца). В этой части Закавказья встречено 134 вида 76 родов, из них около 25 видов теплолюбивых родов *Pseudoplanulina*, *Queraltina*, *Halkyardia*, *Schlosserina*, *Chapmanina*, *Purgo* и др., неизвестных в северных регионах, но представленных в разрезах юга Европы. Близость бентоса к Средиземноморскому типу фауны, так же как планктона и нуммулитид, определенно указывает на формирование биоты данного региона в едином с ними бассейне.

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БЕЛОГЛИНСКОГО БАСЕЙНА

Анализ состава бентосных фораминифер Белоглинского бассейна позволяет говорить о его

принадлежности к Средиземноморской палеобиогеографической области. Среди них отсутствуют характерные элементы фауны Североевропейской области, о которой можно судить по латдорфским ассоциациям Северной Германии (Kiesel, Lotsch, 1963). В последние представлены иные роды: *Lacazina*, *Tubulogerina* (3 вида), *Reussella* (5 видов), *Conorbina*, *Biapertorbis*, *Articulina*, *Sphaerogypsina*, *Bolivinella* (2 вида), *Planorbulina*, *Ceratobulimina*, *Asterigerina*. Возможно, Белоглинский бассейн был связан с Североевропейским через мелководный пролив на территории равнинной Польши, где была распространена фауна, содержащая характерные виды зоны *P. costata*, в том числе и *Tergrigorjanzaella sectile* (Pozaryska, 1978).

В то же время в белоглинских комплексах присутствуют виды и роды, распространенные в Средиземноморье. Так, в стратотипической области приабонского яруса (Северная Италия), где по разным публикациям известны 90 видов 57 родов, большинство родов и не менее 20 видов являются общими с белоглинской фауной. (Здесь, вероятно, уместно напомнить о возможно разном наименовании видов, которые, судя по изображениям, принадлежат одному и тому же).

У побережья Приморских Альп известно 58 видов 43 родов (Bodelle et al., 1968 и др.). Несмотря на более теплолюбивый характер фауны, 24 вида из них являются общими с белоглинскими. В Испании (провинции Наварро и Каталония) из 55 видов 38 родов выявлено не менее 16 видов общих при одинаковом родовом составе (Ruize de Gaona, Colom, 1950). Многие виды белоглинского комплекса были впервые описаны Ханткеном из Венгрии и Гюмбелем из Баварских Альп. И наконец, фауна Армении, по составу относимая к средиземноморской, содержит характерные виды из белоглинских комплексов.

Такая достаточно высокая общность фауны (даже с учетом разной степени ее изученности и неидентичности видовых определений) позволяет рассматривать Белоглинский бассейн в составе Средиземноморской палеобиогеографической области как ее северную Белоглинскую провинцию. Она охватывала будущий Паратетис от Карпат и Причерноморья до Средней Азии.

На ее восточной окраине (юго-восток Туркмении, Таджикистан и Фергана) в отдельных прогибах расселялись белоглинский планктон и бентос. Для этих регионов характерно присутствие *Brotzenella vakhsica* и значительное число местных форм. На мелководье в условиях возможного понижения солености расселялись эндемичные виды родов *Nonion*, *Nonionella*, аномалинид, песчанистых фораминифер (роды *Harporhagmoides*, *Textularia*, *Bolivinopsis*, *Trochammina*). Развитие такого типа фауны послужило основанием для выделения Таджикской подпровинции, а ареал

вида *Brotzenella vakhsica* принят за приближенные ее границы. При современном состоянии изученности фораминифер Арало-Тургайского региона особое палеобиогеографическое подразделение здесь не выделяется.

Фауне внутренних морей Азербайджана, где распространены многие виды белоглинской ассоциации, присуща достаточно высокая степень эндемизма. Некоторые виды родов *Bolivina*, *Anomalinoidea*, *Heterolepa*, *Nonion* неизвестны за их пределами, а роды *Chilostomella* и *Chilostomelloidea* практически не встречаются в других регионах. В Кобыстане распространена ассоциация переходного типа, в которой большую часть составляет белоглинская фауна, но встречаются и иные роды: *Articulina*, *Planorbulina*, *Halkyardia*. Очевидно, через Армянский залив бассейн был связан со Средиземноморьем, а через Прикаспийский регион на северо-востоке соединялся с Белоглинским бассейном. По указанным особенностям биоты выделяется Восточнокавказская подпровинция.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 97-04-49870).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бронева В.А., Брызжева Н.Н., Васильев И.В. и др. Верхнепалеогеновые отложения Северного Устья и Чаграйского плато // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1967. Т. 123. С. 33–61.
- Бугрова Э.М. Этапы развития фораминифер эоценового бассейна Средней Азии // Сов. геология. 1979. № 7. С. 27–36.
- Бугрова Э.М. Зональное деление эоцена Бахчисарайского района Крыма по мелким фораминиферам // Изв. АН СССР. 1988а. № 12. С. 82–91.
- Бугрова Э.М. Зональное деление эоцена юга СССР по бентосным фораминиферам // Докл. АН СССР. 1988б. Т. 300. № 1. С. 169–171.
- Бугрова Э.М., Николаева И.А., Панова Л.А., Табачникова И.П. К зональному делению палеогена юга СССР // Сов. геология. 1988. № 4. С. 96–107.
- Быкова Н.К. Эоценовые отложения оврага Бакорбас западного чинка Устья по данным фораминифер // Тр. ВНИГРИ. 1974. Вып. 349. С. 124–138.
- Геологические и биотические события позднего эоцена–раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть I. Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. 314 с.
- Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 151 с.
- Качарова М.В. Стратиграфия палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 357 с.
- Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. 302 с.

- Никитина Ю.П.** Корреляция региональных стратиграфических схем палеогеновых отложений бассейна Нижнего Дона // Тр. ВНИГНИ. 1963. Вып. 38. С. 148–163.
- Никитина Ю.П.** Биостратиграфия палеогеновых отложений юго-востока Русской платформы и Скифской плиты. Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Ленинград, 1972. 46 с.
- Николаева С.К., Прусова И.А.** Палеоген северо-западного Устюрта // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54. Вып. 3. С. 35–46.
- Палеоген Туркмении.** Ашхабад: Ылым, 1975. 195 с.
- Палеогеновая система. Стратиграфия СССР.** М.: Недра, 1975. 524 с.
- Печенкина А.П.** Микропалеонтологическая характеристика нижней части олигоцена Крыма, Причерноморской впадины, Западного и Центрального Предкавказья // Тр. ВНИИГаза. 1971а. Вып. 31/39–32/40. С. 104–115.
- Печенкина А.П.** Распределение верхнеэоценовых фораминифер в бахчисарайском разрезе // Тр. ВНИИГаза. 1971б. Вып. 31/39–32/40. С. 81–84.
- Решение коллоквиума по микропалеонтологическому обоснованию границы эоцена и олигоцена на территории юга СССР (Москва, 1969).** М.: ВНИГНИ, 1970. 29 с.
- Субботина Н.Н.** Верхнеэоценовые лягениды и булимиды юга СССР // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1953. Вып. 69. С. 115–255.
- Тер-Григорьянц Л.С.** Белоглинский и хадумский горизонты Ставрополя (верхний эоцен–нижний олигоцен) // Тр. ГрозНИИ. 1965. Вып. 18. С. 261–285.
- Тер-Григорьянц Л.С., Шуцкая Е.К., Темин Л.С., Печенкина А.П.** Белоглинско-солонский горизонт палеогена Ставрополя // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 33(5). С. 143–146.
- Тимофеев Н.В., Чурьев Н.Ч., Кулиев З.Д.** О фациях белоглинского горизонта на юго-востоке Туркмении // Тр. Управл. геологии СМ Туркм. ССР, 1972. Вып. 7. С. 64–70.
- Хагн Г., Линденберг Г.Г.** Ревизия Globigerina (Subbotina) eosaena Gumbel из эоцена Баварских Альп // Вопросы микропалеонтол. 1966. Вып. 10. С. 342–358.
- Халилов Д.М.** Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962. 325 с.
- Bodelle J., Compredon R., Le Calvez Y.** Donneés preliminaires sur la microstratigraphie des marnes eocenes dan les Alpes-Maritimes (francoitaliennes) et les Basses Alpes // Bull. Bureau Recher. Geol. et Minier. 1968. 12 ser. № 2. P. 87–96.
- Braga Gp., De Biase R., Grunig A., Proto Decima F.** Foraminiferi bentonici del Paleocene e dell' Eocene della sezione di Possagno // Schweiz. Palaontol. Abh. 1975. V. 97. 223 p.
- Bugrova E.M.** Paleocene and Eocene Benthic Smaller Foraminifers and Biostratigraphy of the South USSR // Studies in Benthic Foraminifera. Benthos'90, Sendai. Tokai Univ. Press, 1992. P. 309–312.
- Doopert J.W.C.** The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Program. Project 124 // Geol. Jb. 1988. A 100. 508 p.
- Grunig A.** Systematical description of Eocene benthic Foraminifera of Possagno (Northern Italy), Sansoain (Northern Spain) and Biarritz (Aquitain, France) // Mem. Instit. Geol. Mineralog. dell'Univers. Padova. 1985. Vol. XXXVII. P. 251–302.
- Hagn H.** Geologische und palaontologische untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und Seiner Umgebung // Palaeontographica. Abt. A. 1956. Bd. 107. L. 3–6. S. 67–210.
- Hantken M.** Die Fauna der Clavulina Szaboi-Schichten // Jb. Ung. Geol. Anst. 1875. Bd. 4. H. 1. S. 1–93.
- Kiesel Y., Lotsch D.** Zur Mikrofauna des sudbrandenburgischen Obereozans // Geol. Jahr. 1963. Jb. 12. Bd. 38. S. 3–71.
- Pozaryska K.** Difference between the Late Eocene foraminiferal faunas in western and eastern Europe // Palaontol. Z. 1978. V. 52. N1/2. P. 47–56.
- Ruiz de Gaona M., Colom G.** Estudios sobre las sinecias de los foraminiferos eocenicos de la vertiente meridional del Pirineo (Catolona-Vizcaya) // Estud. Geologicos. 1950. № 12. P. 293–434.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.352:550.834(262.5)

ТРАНСГРЕССИВНЫЕ И РЕГРЕССИВНЫЕ СЕЙСМОФАЦИИ ДУНАЙСКОГО ПАЛЕОКОНУСА ВЫНОСА

© 2001 г. В. Н. Москаленко

Южное отделение Института океанологии РАН, 353470 Геленджик, Океанология, Россия

Поступила в редакцию 16.02.99 г.

Выполнен сейсмостратиграфический анализ и проведена геологическая интерпретация данных сейсмо-акустического профилирования в районе распространения конусов выноса Дуная и Днепра (на северо-западном материковом склоне Черного моря). Выделены три реперные поверхности структурного несогласия и размыва, определены комплексы осадочных отложений, соответствующие трем основным фазам регрессии и трансгрессии в Черном море, сопоставлены по времени с четвертичными оледенениями.

Ключевые слова. Черное море, плейстоцен, конус выноса, регрессия, трансгрессия, сейсмостратиграфия.

ВВЕДЕНИЕ

Начиная с 60-х годов в западной и северо-западной частях Черного моря в области распространения гигантского палеоконуса выноса Дуная в большом объеме проводились сейсмические исследования различными методами (МОВ ОГТ, НСП). В этих работах использовались в качестве источников сейсмических волн пневмоизлучатели и спаркер. Сейсмические исследования МОВ ОГТ были ориентированы в основном на изучение всей мощной осадочной толщи. В связи с этим использовалась низкочастотная сейсморазведка с достаточно низкой разрешающей способностью. На сейсмических разрезах, пересекающих структуру конуса выноса, само аккумулятивное тело занимало небольшую часть, давая лишь самые общие представления о форме, размерах и положении в плане конуса выноса на материковом склоне Черноморской впадины.

Первые целенаправленные сейсмоакустические исследования Дунайского палеоконуса выноса были выполнены в 1969 г. на нис "Атлантис-II" (Ross et al., 1974). По материалам этой экспедиции было получено первое представление о размерах палеодельты.

Основные его параметры и общие черты строения определены по результатам последующих региональных сейсмических работ методом МОВ ОГТ, осуществленных НПО "Южморгео" в 1975–1976 гг. (Горшков и др., 1993; Казанцев и др., 1978; Туголесов и др., 1985).

Детальные данные о внутренней структуре палеоконуса выноса рек Дуная–Днестра и Днепра на северо-западном материковом склоне Черного моря были получены в 1993 г. во время международной экспедиции на нис "Геленджик", осуществленной ГП ЦГГЭ Госкомнедра при участии

ученых Румынии и ФРГ (Шимкус и др., 1997). По материалам этой экспедиции удалось провести сейсмостратиграфический анализ сложно построенной осадочной толщи в пределах конуса выноса. Материалы этой экспедиции легли в основу данной статьи.

Работы выполнены одноканальным высокочастотным сейсмопрофилированием методом отраженных волн на полигоне размером 110 × 100 км по системе из 12 параллельных профилей (рис. 1), расположенных через 10–11 км, и 4-х секущих профилей. Профили пересекают аккумулятивное тело конуса выноса в крест его простираения. Полигон протягивается от бровки шельфа до подножья материкового склона и выходит в область абиссали Черноморской впадины. В пределах полигона попадают основные части конуса выноса: врезь палеодолин вблизи края шельфа, аккумулятивные тела срединной и дистальной частей конуса выноса. Высокочастотные сейсмические исследования позволили впервые получить данные об особенностях внутренней структуры конуса выноса.

Кроме этих материалов, при подготовке статьи учтены результаты сейсмопрофилирования МОВ ОГТ, отработанные научно-исследовательскими судами НПО "Южморгеология" в 1975–1976 гг., и Южного отделения ИО РАН (нис "Проф. Штокман", 1981 г.) (Коган и др., 1987), а также Геофизического института Триеста (Finnetti et al., 1988).

Конус выноса палеорек Дуная, Днестра и Днепра занимает почти весь северо-западный континентальный склон Черного моря, южную часть шельфа и своей дистальной частью далеко протягивается в абиссальную глубоководную впадину Черного моря. Он занимает площадь около 50 тыс. км² при мощности слагающих отложений

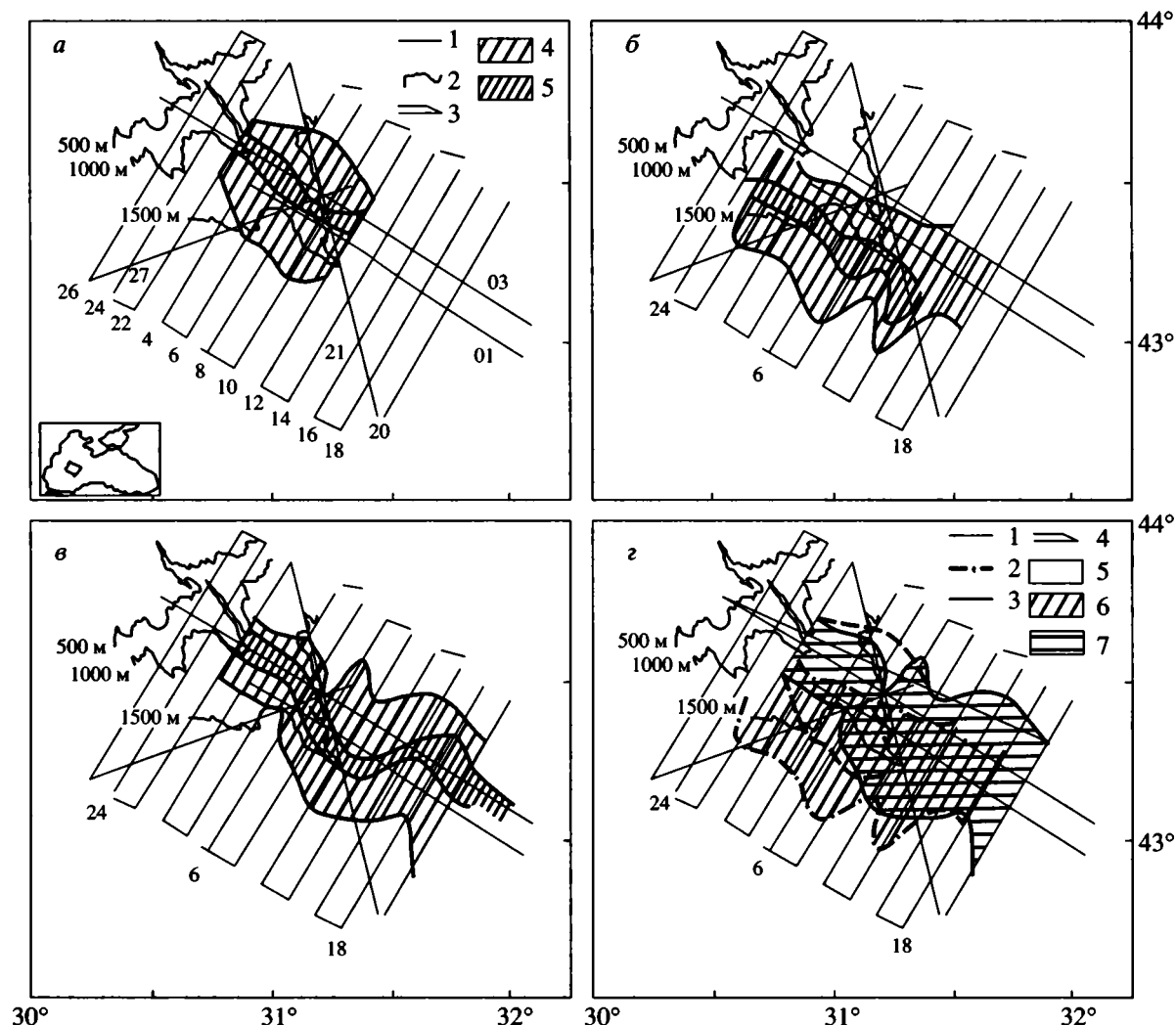


Рис. 1. Расположение палеоконусов различного возраста в плане.

а – миндельской эпохи, *б* – верхнеисурмской эпохи, *в* – верхнечорноморской эпохи, *г* – взаимное пространственное положение трех палеоконусов выноса; *а–в*: 1 – контуры осадочных тел, 2 – изобаты, м, 3 – профили, 4 – площадь конуса выноса, 5 – осевая часть конуса (русло и прирусловые валы); *г*: 1–3 – контуры осадочных тел: 1 – *а*, 2 – *б*, 3 – *в*; 4 – сейсмопрофили; 5–7 – площади конусов выноса: 5 – *а*, 6 – *б*, 7 – *в*.

от 2 до 3 км и более (Горшков и др., 1993). Полигон, выполненный в экспедиции 1993 г., расположен вдоль основного рукава палеodelьты. По данным предшествующих сейсмических исследований МОВ ОГТ западнее полигона располагаются менее крупные рукава палеodelьты (Шимкус и др., 1997).

Гигантская аккумулятивная структура, занимающая весь северо-западный склон черноморской впадины от Крыма до Болгарии, представляет собой сложное образование, которое состоит из большого количества конусов различных размеров. Собственно Дунайскими являются конусы, расположенные в осевой зоне этого огромного аккумулятивного тела и западнее от него. Конусы выноса палео-Днепра, палео-Днестра и, возможно, каких-то крымских рек, находятся восточнее.

СЕЙСМОКОМПЛЕКСЫ КОНУСА ВЫНОСА

В поперечном разрезе конуса выноса на разной глубине уверенно выделяются осадочные образования, имеющие четко выраженную треугольную форму в сечении (рис. 26). Они прослеживаются от профиля к профилю на всей площади полигона и представляют собой валообразные по форме аккумулятивные тела. Каждое из этих аккумулятивных тел перекрыто, как правило, слоем тонкослоистых осадков. Валообразные аккумулятивные осадочные образования представляют собой погребенные палеоконуса, образовавшиеся во время одной из регрессий Черного моря. Перекрывающая их слоистая осадочная толща отложилась в других условиях осадконакопления, очевидно, в период последующей

трансгрессии моря. Таким образом, в разрезе дунайского конуса выноса мы наблюдаем циклическое чередование осадочных толщ, образовавшихся в различных физико-географических условиях: трансгрессии и регрессии моря. Осадочные отложения, образовавшиеся в период трансгрессии моря (трансгрессивная толща), несогласно перекрывают палеоконуса, сформировавшиеся в период регрессии моря (регрессивная толща). Граница углового несогласия отделяет и трансгрессивную толщу от вышележащей толщи, которая отложилась при очередной новой регрессии. В пределах выполненного полигона в разрезе дунайского конуса выноса выделяются три цикла регрессий – трансгрессий, которым соответствуют три сейсмокомплекса отложений, каждый из которых включает ярко выраженное валообразное по форме аккумулятивное тело, соответствующее фазе регрессии моря, и перекрывающие его, как правило, слоистые осадочные образования, соответствующие фазе трансгрессии моря (рис. 2).

Наибольший объем осадочного материала содержит нижний комплекс, наименьший – верхний. Верхний комплекс пока не имеет достаточно сформировавшейся трансгрессивной части: она находится в процессе образования.

Палеоконуса у подножья материкового склона постепенно выполаживаются и переходят в субгоризонтально слоистые пластообразные осадочные образования (рис. 2в). Более молодые аккумулятивные тела наращивают конус выноса в направлении глубоководной впадины. Осадочное тело конуса выноса верхнего комплекса продвинуто на 45–50 км в сторону глубоководной впадины по отношению к палеоконусу нижнего комплекса.

Гребень каждого палеоконуса представляет собой в плане морфоструктуру типа меандрирующего потока (рис. 1). Поверхность конуса выноса верхнего комплекса, которая представляет современный рельеф дна, была откартирована локатором бокового обзора (Шимкус и др., 1997) и имеет вид обычной крупной реки (в данном случае подводной) с меандрами большой амплитуды. Все три основных палеоконуса протягиваются вдоль осевой части полигона в северо-западном-юго-восточном направлении. Наиболее сильно смещен на юг гребень среднего комплекса по отношению к верхнему и нижнему. Амплитуда смещения достигает 20–25 км.

СЕЙСМОФАЦИИ КОНУСА ВЫНОСА

Все три выделенных в осадочной толще дуайского конуса выноса сейсмокомплексы содержат однотипный набор сейсмофаций как для отложений, образовавшихся в период регрессии, так и трансгрессии. Характерные сейсмофации слагают отложения аккумулятивных валов, погребенных эрозионных долин, в разной степени заполненных осадочным материалом, а также субгоризонталь-

ные прерывисто-слоистые толщи, прислоняющиеся к валам, и параллельно слоистые осадки, обычно маломощные, облекающие как аккумулятивные валы, так и прислоняющиеся к ним отложения.

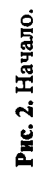
Сейсмофации регрессивной и трансгрессивной серий осадочных отложений значительно различаются между собой для верхней и средней частей конуса. И только в дистальной части конуса, где аккумулятивное тело регрессивной серии теряет морфологические признаки вала и приобретает пластообразную форму, сейсмофации регрессивной и трансгрессивной серий становятся мало различимыми.

Наибольшим разнообразием типов сейсмофаций характеризуется верхний комплекс. Это связано, очевидно, с особенностями сейсмического метода, для которого характерно уменьшение разрешающей способности (детализации геологического разреза) с увеличением глубины залегания осадочных отложений и увеличение эффекта сглаживания геологических форм. Общими для всех трех сейсмических комплексов являются следующие закономерности. Вдоль конуса выноса происходят плавные фациальные замещения и переходы одних фаций в другие. При этом в центральной части аккумулятивного тела регрессивной серии каждого комплекса располагаются, как правило, сейсмофации с наиболее хаотичной или мелко бугристой структурой (рис. 3в). На крыльях гребня появляются сигмовидные, клиноформные и слоистые фации с подошвенным прилеганием (рис. 3б). Трансгрессивные серии представлены, в основном, субпараллельными, сигмовидными и бугристыми сейсмофациями (рис. 2б, 2в). В верхней части материкового склона в аккумулятивном теле регрессивной серии на протяженных участках обычно прослеживается несколько четких отражающих горизонтов. В центральной части склона они исчезают, а в дистальной части аккумулятивное тело слагают более тонко слоистые и относительно упорядоченные сейсмофации (рис. 3г).

Трансгрессивные серии осадков всех трех комплексов практически идентичны и представлены, в основном, отложениями с субпараллельной слоистостью (рис. 2в). Близкие по структуре сейсмофации плавно переходят одна в другую как по простиранию конуса выноса, так и в поперечном сечении.

Фации верхнего регрессивного комплекса

Центральную часть аккумулятивного вала слагает мелкобугристая сейсмофация (рис. 3в). На крыльях вала бугристая фация постепенно замещается фацией с субпараллельной слоистостью с подошвенным прилеганием (рис. 3б). На сейсмических разрезах 10 и 12 (центральная часть полигона – это, примерно, средняя часть по простиранию аккумулятивного вала) внутренняя структура становится менее определенной, более хаотичной, сейсмически более прозрачной. В верхней части



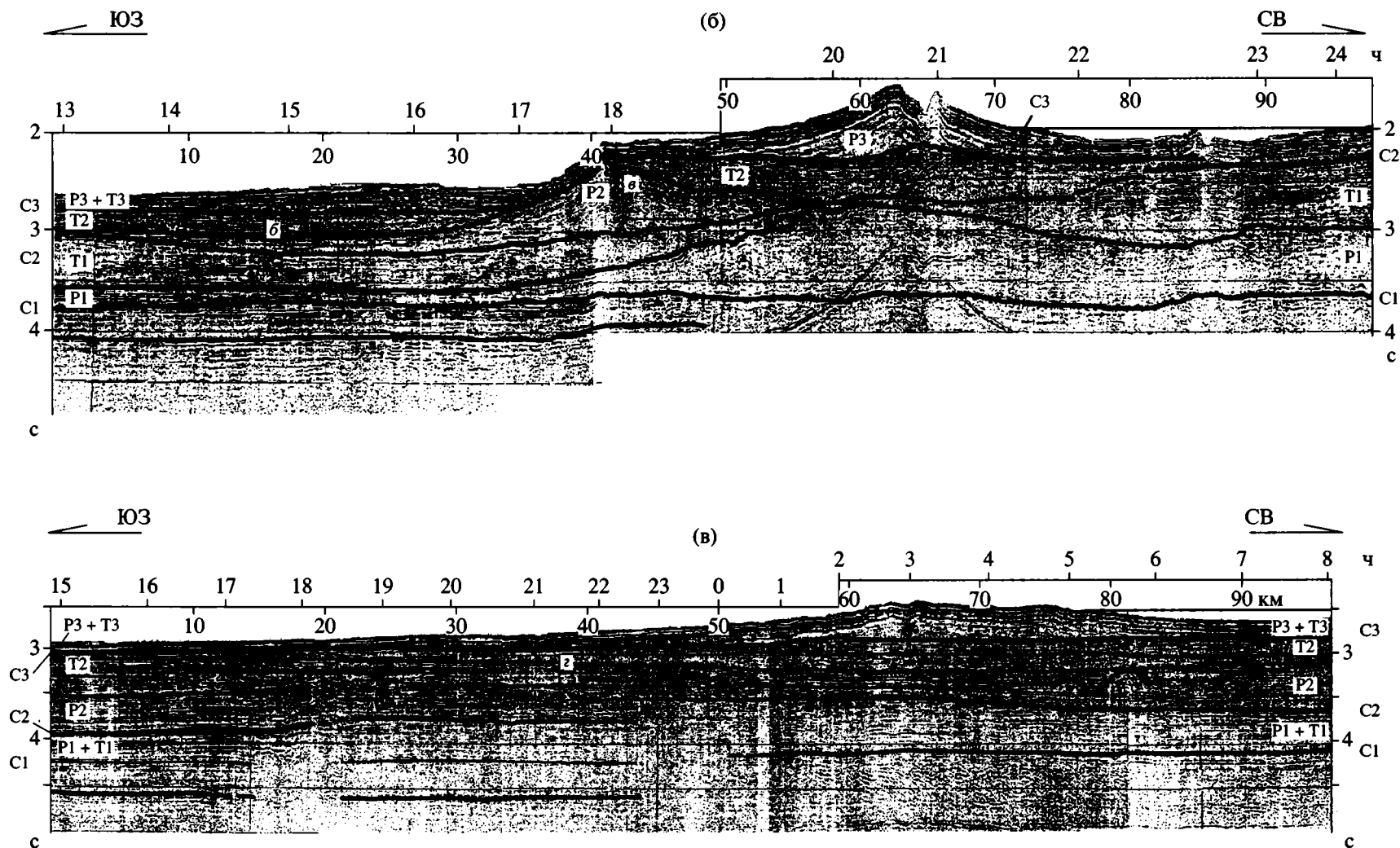


Рис. 2. Характерные сейсмические разрезы Дунайского конуса выноса.

а – профиль 24; б – профиль 6; в – профиль 18. Положение профилей показано на рис. 1. Индексами обозначены сейсмические комплексы погребенных конусов выноса: С1 – нижний, С2 – средний, С3 – верхний (Т1–Т3 – трансгрессивная серия, Р1–Р3 – регрессивная серия отложений); ПР – врезы палеорусел.

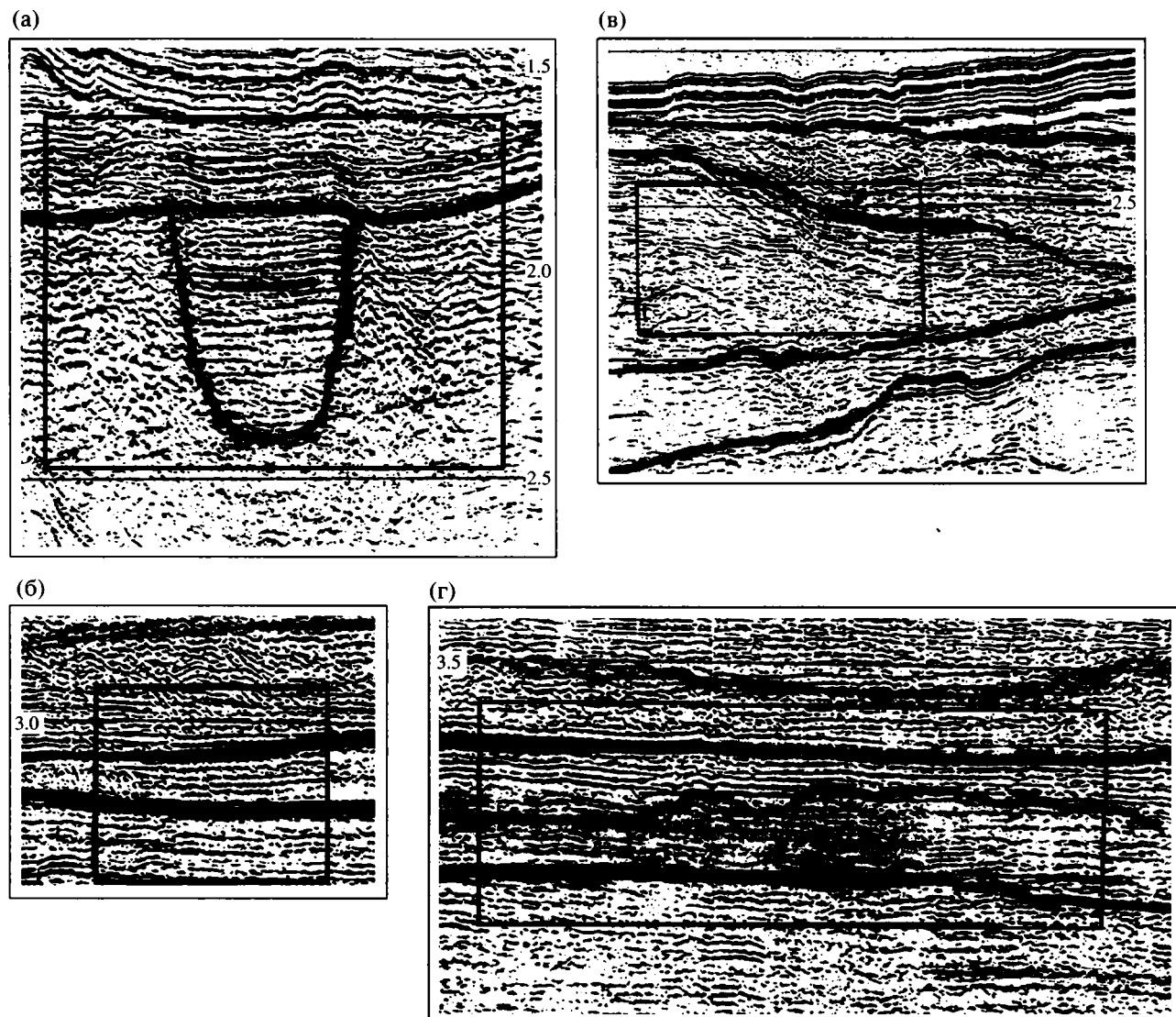


Рис. 3. Характерные сейсмofации конуса выноса:

а – параллельно-слоистая сейсмofация, заполняющая палеорусла; б – фланговая параллельно-слоистая (турбидитовая) сейсмofация в средней части конуса выноса; в – сигмовидно-бугристая сейсмofация аккумулятивного вала с клиноформной (налегающей) толщей в средней части конуса выноса; г – сигмовидно-бугристая сейсмofация аккумулятивного вала с прерывистой параллельно-слоистой (слабо хаотичной) сейсмofацией в дистальной части конуса выноса.

аккумулятивного вала, начиная от бровки шельфа вниз по склону, после врезов в поперечном сечении прослеживаются несколько маркирующих границ, разделяющих отложения аккумулятивного вала на несколько слоев (профили с 26 по 6). Верхний слой (профили 24 и 26) представлен слоистой сейсмofацией, остальная часть – бугристой, сигмовидной. В дистальной части преобладают слоистые фации (рис. 2в).

Фации среднего регрессивного комплекса

Мелкобугристая и мелко-сигмовидная фации составляют центральную часть аккумулятивного тела с постепенным переходом в прерывисто слоистую

фацию на крыльях вала. Смена фаций по простирацию вниз по склону примерно такая же, как и для верхнего комплекса. В верхней (начальной) части (профиль 26) бугристая фация (слабо прописанная на сейсмическом разрезе) в ядре аккумулятивного тела переходит в мелкобугристую, клиноформную (сигмовидную) на крыльях вала. Центральную часть аккумулятивного тела (профили 22–12) составляет фация с хаотичной структурой. Ниже по склону, начиная с профиля 14, она замещается бугристой фацией. В дистальной части в разрезе аккумулятивного вала наблюдаются частые фациальные переходы от субслоистых стратифицированных фаций к мелко-бугристым или хаотичным.

Фашии нижнего регрессивного комплекса

В отличие от верхних комплексов, ядро нижнего аккумулятивного вала почти по всей длине представлено в основном хаотичной и крупно бугристой сейсмофациями, либо фацией с неясной, слабо различимой слоистостью, переходящей на крыльях вала в фацию волнистослоистую.

Фашии эрозионных подводных долин

В самой верхней части материкового склона широко распространены эрозионные подводные долины, глубоко врезаемые в отложения верхнего и частично среднего сейсмических комплексов. Здесь же в толще дунайского палеоконуса встречаются погребенные палеоруслы. Для них характерны свои сейсмофации, которые накопились во время максимальной фазы трансгрессии моря и представлены, как правило, параллельно-тонкослоистой сейсмофацией (рис. 3а).

ЧЕРНОМОРСКИЕ ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ

В Черном море значительные колебания уровня моря, сопровождающиеся глубокими регрессиями, начинаются с миндельской ледниковой эпохи (Федоров, 1978, 1984). Наиболее крупные регрессии, во время которых уровень моря понижался на 60–100 м и более, произошли в миндельскую, верхнерисскую и верхневульфовскую эпохи, соответственно 500, 140 и 30 тыс. лет назад (рис. 4) во время чаудинского, узунларского и карангатского оледенений. По-видимому, именно этим трем наиболее глубоким регрессиям в Черном море соответствуют самые крупные погребенные аккумулятивные валы палеоконусов, выделенные на сейсмических разрезах в толще Дунайского конуса выноса и ставшими своеобразными маркерами для разделения всей осадочной толщи на три сейсмических комплекса. Начало интенсивного формирования Дунайского конуса выноса с образованием мощных аккумулятивных валов приходится на ледниковый плейстоцен (интервал времени около 1 млн. лет).

По данным глубоководного бурения (Геологическая история Черного моря..., 1980; Ross et al., 1978), самая древняя ледниковая эпоха (гюнц) в Черном море не оставила явных признаков глубокой регрессии. Они проявились в миндельскую, рисскую и вульфовскую ледниковую эпохи, т.е. примерно за последние 0.5 млн. лет. То же самое выявлено и по данным изучения прибрежных отложений (Федоров, 1978, 1984).

Именно в этот отрезок времени укладывается серия аккумулятивных тел, выделенных нами на сейсмических разрезах. В более древнее время они либо вовсе не образовались, либо локализовались севернее изученной нами области, где они перекрыты толщей палеоавандельских отложе-

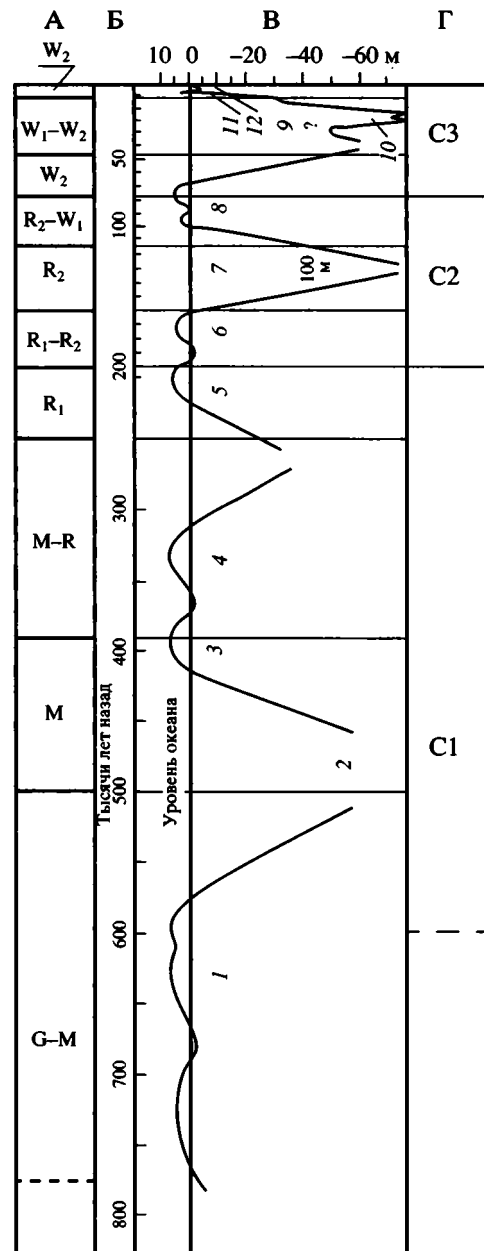


Рис. 4. Колебания уровня Черного моря в четвертичное время.

А – геологические эпохи. W – вюрм; R – рисс; М – миндель; G – гюнц; Б – возраст, тыс. лет; В – кривая колебаний уровня моря (Федоров, 1978): 1 – чаудинская трансгрессия; 2 – послечаудинская регрессия; трансгрессии: 3 – ранняя древнеэвксинская, 4 – палеоузунларская, 5 – поздняя древнеэвксинская, 6 – узунларская, 7 – послеузунларская, 8 – карангатская, 9 – сурожская; 10 – послекарангатская регрессия, 11 – новоэвксинская трансгрессия, 12 – черноморская (голоценовая) трансгрессия. Г – порядковые номера конусов выноса.

ний (в разрезах современного шельфа). Дело в том, что в начале плейстоцена граница глубоководной впадины была существенно севернее современной (Туголесов и др., 1985).

Принимая во внимание вышеприведенные данные, может быть принята следующая схема сейсмостратиграфического деления изученной осадочной толщи Дунайского конуса выноса. Первый (нижний) сейсмокомплекс (C1), вероятнее всего, сформировался во время миндельской регрессии и миндельрисской трансгрессии; второй (средний C2) – во время позднерисской регрессии и ресс-вюрмской трансгрессии; третий (верхний C3+) – во время вюрмской регрессии и голоценовой трансгрессии.

Продолжительность накопления каждого сейсмического комплекса была различной. Нижний комплекс (C1) формировался наиболее продолжительно, примерно 400 тыс., средний (C2) – около 100 тыс., а верхний (C3) – 30–40 тыс. лет. В период между миндельской и позднерисской трансгрессиями, характеризующимися, как уже отмечалось выше, понижениями уровня моря значительной амплитуды, происходили колебания уровня моря с гораздо меньшей амплитудой (10–20 м). Во время этих малоамплитудных регрессий и трансгрессий накапливались осадочные тела, которые усложняли структуру конуса выноса. Именно этим объясняется сложная структура трансгрессивной серии нижнего комплекса конуса выноса. Кроме осадочных отложений, образовавшихся во время основной фазы трансгрессии, наступившей после миндельского оледенения (ранняя древнеэвксинская трансгрессия), в структуре нижнего комплекса C1 в его “регрессивной серии” выделяются отложения, соответствующие нескольким малоамплитудным колебаниям уровня моря (палеоузуларская, поздняя древнеэвксинская, узуларская регрессии трансгрессии). Регрессивная серия нижнего комплекса (P1) характеризуется большой мощностью и сложным строением.

Приведенная интерпретация существенно отличается от ранее опубликованной в статье Шимкуса и др. (1997), в которой нет разделения на регрессии большой и незначительной амплитуды, в которой утверждается, что во время трансгрессии (т.е. при высоком уровне моря) практически не происходит формирование аккумулятивных осадочных образований конуса выноса, так как нормальное осадконакопление играет незначительную роль, а вынос терригенного материала резко уменьшается.

Однако это не всегда так. Мы знаем примеры образования мощных конусов выноса в различных морях и океанах при высоком стоянии уровня моря, например, конус выноса в центральной части Ионического моря, который берет начало в проливе Отранто (Москаленко и др., 1976), гигантский конус выноса реки Брахмапутры в Индийском океане, который протягивается до абиссальной части океана (Cochran et al., 1989). И при высоком стоянии уровня моря объем твердого стока полноводных рек с большой площадью водосбора, большинство

притоков которых начинаются в горных областях, существенно не уменьшается. Происходит перераспределение областей осадконакопления. При высоком стоянии уровня моря крупная фракция терригенного материала осаждается в области шельфа, а на материковом склоне накапливаются более тонкая фракция осадков, образуя слоистые пластообразные сейсмофации.

Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 98-05-64552.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. 202 с.
- Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В. и др. Пояснительная записка к альбому структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. Масштаб 1 : 1500000. Геленджик: ГП НИПИОкеангеофизика, 1993. 71 с.
- Казанцев Р.А., Шайнуров Р.В. Конус выноса мутьевых потоков Дунайского подводного каньона // Геоморфология. 1978. № 3. С. 79–82.
- Коган Л.И., Шимкус К.М., Москаленко В.Н. и др. Новые данные о глубинной структуре Черноморской впадины (по материалам глубинного сейсмопрофилирования – МОВ) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 3. С. 677–681.
- Москаленко В.Н., Шимкус К.М., Маливицкий Я.П., Евсюков Ю.Д. “Осадочные реки” центрального бассейна Средиземного моря // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1976. Т. LI(3). С. 113–118.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 186 с.
- Федоров П.В. Глобальные трансгрессии в геологической истории Черного моря // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Киев: Наукова думка, 1984. Ч. 1. С. 39–43.
- Шимкус К.М., Москаленко В.Н., Хахалев А.М. и др. Новые данные о строении и сейсмостратиграфии Дунайского конуса выноса // Океанология. 1997. Т. 37. Вып. 2. С. 295–302.
- Cochran J.R., Stow D.A.V., Auroux C.A. et al. Scientific results // Proc. ODR. Initial. Repts. 116. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1989. 388 p.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A. et al. Geophysical study of the Black Sea // Boll. geofis. teor. ed applicata. 1988. V. 30. № 117–118. P. 197–324.
- Ross D.A. Summary of results of Black Sea Drilling // Initial. Rep. DSDR. Washington. 1978. V. 42. Part 2. P. 1149–1178.
- Ross D.A., Uchupi E., Bowin C.O. Shallow structure of Black Sea. The Black Sea. Geology, Chemistry and Biology / Degens E.T. and Ross D.A. (eds). // Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1974. Mem. 20. P. 11–34.

Рецензенты Ю.Б. Гладенков,
А.Е. Шлезингер

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” во II полугодии 2001 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в I полугодии 2001 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2001” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу “Один специалист – одна подписка”.

Коллективные подписчики академических организаций, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство подписки и розницы” (АПР).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН, ИНИОН), могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на II полугодие 2001 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков **будут приниматься только с печатью организации** (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства “Наука”, имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117997, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по Вашему адресу.

Издательство “Наука”

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Агрохимия
 Автоматика и телемеханика*
 Акустический журнал*
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 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*
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал научной и прикладной фотографии
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 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 физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология и радиоэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Российская археология
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 Теоретические основы химической технологии*
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института им. В.А. Стеклова*
 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*
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*

* Журнал издается МАИК “Наука/Интерпериодика” на английском языке