

ISSN 0869-592X

Том 9, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2001



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 9 № 5 2001 Сентябрь–Октябрь

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. Берггрэн, Е. В. Бибилова, Н. А. Богданов,
О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда, В. А. Захаров,
Д. Кальо, К.И. Кузнецова, Е.Е. Мусатов, Л. А. Невеская,
А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов,
Сунь Вейго, М.А. Федонкин, В. Е. Хаин, К. Чинзей, Н. М. Чумаков**

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 9, номер 5, 2001

Доманиковская свита Тимано-Печорского бассейна: радиолярии, биостратиграфия и условия седиментации <i>М. С. Афанасьева, М. В. Михайлова</i>	3
Стратиграфия верхнепермских отложений района Джеси Хонгор (Северный Китай) <i>Э. Я. Левен, Т. А. Грунт, Линь Джин-дан, Ли Лиан-фан</i>	26
Событийная корреляция морских отложений казанского яруса стратотипической области <i>В. К. Голубев</i>	40
Зональное деление и межрегиональная корреляция индского яруса по аммонитам <i>А. А. Шевырев</i>	59
Граница среднего и верхнего оксфорда на Восточно-Европейской платформе <i>А. Г. Олферьев</i>	69
Новые данные по биостратиграфии лектостратотипа волжского яруса у д. Городище (Среднее Поволжье) <i>В. С. Вишневская, Е. Ю. Барабошкин</i>	77
Позднепалеоценовый экологический кризис в эпиконтинентальных бассейнах Восточного Перитетиса: микробиота и условия формирования сапропелитового прослоя <i>С. И. Ступин, Н. Г. Музылев</i>	87
Тархан-караганский этап развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Часть первая – тархан <i>И. А. Гончарова, С. О. Хондکاریан, И. Г. Щерба</i>	94

Хроника

Стратиграфия на последнем в XX веке Международном геологическом конгрессе (Рио-де-Жанейро, Бразилия) <i>Ю. Б. Гладенков</i>	109
--	-----

Contents

Vol. 9, No. 5, 2001

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

The Domanik Formation of the Timan–Pechora Basin: Radiolarians, Biostratigraphy, and Sedimentation Conditions <i>M. S. Afanasieva and M. V. Mikhailova</i>	3
Upper Permian Stratigraphy of the Zhesi Honguer Area (North China) <i>E. Ya. Leven, T. A. Grunt, Lin Jing-dang, and Li Liang-fang</i>	26
Event Stratigraphy and Correlation of Kazanian Marine Deposits in the Stratotype Area <i>V. K. Golubev</i>	40
Ammonite Zonation and Interregional Correlation of the Induan Stage <i>A. A. Shevyrev</i>	59
The Middle–Upper Oxfordian Boundary in the East European Platform <i>A. G. Olfer'ev</i>	69
New Data on Biostratigraphy of the Volgian Stage Lectostratotype near the Gorodishche Village (Middle Volga Region) <i>V. S. Vishnevskaya and E. Yu. Baraboshkin</i>	77
The Late Paleocene Ecologic Crisis in Epicontinental Basins of the Eastern Peritethys: Microbiota and Accumulation Conditions of Sapropelic Bed <i>S. I. Stupin and N. G. Muzylev</i>	87
The Tarkhanian–Karaganian Stage in Development of the Euxinian–Caspian Basin (Eastern Paratethys). Part 1: Tarkhanian <i>I. A. Goncharova, S. O. Khondkarian, and I. G. Shcherba</i>	94

Chronicle

Stratigraphy at the Last International Geological Congress of the XX Century (Rio de Janeiro, Brazil) <i>Yu. B. Gladenkov</i>	109
--	-----

Сдано в набор 29.05.2001 г.	Подписано к печати 27.07.2001 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кр.-отт. 3.6 тыс.	Уч.-изд. л. 15.0	Бум. л. 7.0
	Тираж 252 экз.	Зак. 2434		

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
Налоговая льгота – общероссийский классификатор продукции ОК-005-93, том 2; 952000 – журналы

УДК 563.14:551.734.5(571.121)

ДОМАНИКОВАЯ СВИТА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА: РАДИОЛЯРИИ, БИОСТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

© 2001 г. М. С. Афанасьева, М. В. Михайлова

*Апрелевское отделение ВНИГНИ,**143360 Апрелевка, Московская область, 1-я ул. Кетрица, 1, Россия*

Поступила в редакцию 04.03.99 г.

Впервые из отложений доманиковой свиты среднего франа Тимано-Печорской провинции изучена богатая ассоциация радиолярий, насчитывающая 127 видов. Доказано присутствие спикул губок, акритарх и следов ризоидов. Детальный анализ выделенных радиолярий позволил установить в рамках радиоляриевого комплекса *Moskovistella allborogum* – *Ceratoikiscum ukhtensis* три радиоляриевые подкомплекса (нижний Rdm-1, средний Rdm-2 и верхний Rdm-3) с существенно различным количественным и качественным составом комплексов радиолярий. Преобладание иглистых *Aculearia* над сферическими *Sphaerellaria* рассматривается как свидетельство относительно холодных придонных вод. Циклическая смена тафоценозов свидетельствует о значительных экологических перестройках в течение доманикового времени. Приводится новая интерпретация условий накопления доманиковых осадков на юге Тимано-Печорского бассейна России.

Ключевые слова. Доманик, доманиковая свита, средний фран, радиолярии, биостратиграфия, условия седиментации, тафоценозы, Тимано-Печорский бассейн, Россия.

Доманиковые отложения являются нефтематеринскими породами и служат индикаторами особых палеогеографических условий бассейна седиментации. Под термином “доманик” понимается толща переслаивания битуминозно-карбонатных пород с прослоями горючих сланцев, отличающаяся специфическим комплексом органических остатков. В настоящее время понятия “доманик” и “доманикит” обозначают не только отложения доманиковой свиты среднего франа, но и разновозрастные породы “доманикового” облика с содержанием C_{org} от 2.5 до 10–40% (Васюкович, 1972). Отличительными признаками доманиковых отложений являются: 1) высокое содержание органического вещества¹; 2) характерные литологические фации; 3) специфические комплексы планктонных организмов; 4) отсутствие нормально-морского бентоса.

Доманик привлекал и продолжает привлекать к себе внимание геологов вот уже более 300 лет. Еще конце XVII века ухтинские нефти и доманиковые горючие сланцы были хорошо известны Петру Великому, а в 1697 г. по его указанию пробы ухтинской нефти и образцы доманиковых пород были отправлены для исследования в Голландию. К этому же времени относится и первое упоминание о доманике в литературе сотрудником

голландского посольства в России Николаем Витсенем (Witsen, 1692). Он отмечал в 1692 г., что на р. Ухте на расстоянии 1,5 мили от волока из воды выделяется нефть и здесь же находится “доманик”, который горит наподобие свечи. В 1745 г. Федор Прядунов начал добычу нефти на р. Ухте и построил первый в мире небольшой нефтеперегонный завод. В 1855 г. здесь была пробурена первая скважина глубиной 50 м, в то время считавшаяся глубокой (Фишман, 1991; Кузнецов, 1995).

Впервые отложения доманика Ухтинского района были описаны и охарактеризованы А.А. Кейзерлингом в середине XIX века после его путешествия в Печорский край (Тихомиров, 1960). Уже в первых сообщениях из экспедиции А.А. Кейзерлинг привел множество совершенно новых данных: в частности, по берегам р. Сяси он открыл переходные слои от силура к девону, неизвестные в более западных разрезах (Кейзерлинг, 1843). В 1843 г. он установил, что так называемый “доманик” (пропитанный нефтью и содержащий гониатиты и другую фауну мергельно-глинистый битуминозный сланец) является нефтесодержащей породой. Доманиковые отложения А.А. Кейзерлинг отнес к нижнему девону – силуру, признав их самой древней породой бассейна р. Ухты. После окончания полевых исследований и обработки собранного материала А.А. Кейзерлинг и П.И. Крузенштейн издали фундаментальный труд, осветивший огромную, очень мало изученную до тех пор область и предоставивший исключительно обширный материал по геологии и географии Печор-

¹ Проблема источника нефтегазовых углеводородов и возможная роль радиолярий в формировании углеводородного потенциала нефтематеринских пород рассматривается в работах М.С. Афанасьевой и М.В. Михайловой, 1998, и М.С. Афанасьевой, 2000 а, б.

ского края (Keyserling, Kruzenshteyn, 1846). Из этой работы стало известно, что Тиманский кряж простирается в северо-западном направлении и его слагают преимущественно девонские и каменноугольные отложения, а между Тиманом и Уралом располагается большая территория, покрытая четвертичными отложениями – Большеземельская тундра. Геологическая часть данного сочинения была в полном объеме включена в совместную работу Р.И. Мурчисона, Э. де Вернейля и А.А. Кейзерлинга по геологии Европейской России и составила самостоятельный раздел этого издания (Murchison, Verneuil, Keyserling, 1845). Составленная же А.А.Кейзерлингом и П.И. Крузенштейном карта стала единственным источником для геологических построений на протяжении почти 100 лет.

С конца XIX в. основное внимание уделялось общегеологическим (палеонтолого-стратиграфическим и тектоническим) аспектам изучения отложений доманика. Основные исследования доманиковых отложений в бассейне р. Ухты были связаны с поисками нефти. Здесь была проведена геологическая съемка местонахождений доманиковых отложений, описана основная фауна, отмечены нефтегазопроявления (Кузнецов, 1995). Значительный вклад в дело изучения Ухтинского района внесла тиманская экспедиция 1889 г., возглавленная академиком Ф.Н.Чернышевым, который, впервые научно обосновал и объявил Ухтинский район заведомо нефтеносным (Чернышев, 1890). Девонские отложения в бассейне р. Ухты в дальнейшем изучали К.П. Калицкий и А.А. Стоянов (1919, 1921). Они выявили шесть географических зон распространения девонских отложений, а также указали полную мощность (74.7 м) отложений доманика в Ухтинском районе. Проблемы доманика затрагивались в ряде работ Н.Н. Тихоновича (1930, 1941), С.В. Тихомирова (1948, 1967, 1972, 1994, 1995), Т.И. Кушнareвой (1959, 1963, 1972, 1978), В.А. Завьялова (1966), С.В. Максимовой (1970). Упоминание об обильном присутствии радиолярий в стратотипе отложений доманиковой свиты по р. Доманик Ухтинского района Тимано-Печорской провинции впервые было сделано Т.И. Кушнareвой еще в 1959 году. Первое же изображение доманиковых радиолярий (без определения и описания) приводится в работе С.В. Максимовой в 1970 г. (Максимова, 1970, табл. 5)².

Буровые работы на нефть и газ, начавшиеся в 70-е годы в Тимано-Печорской провинции, выявили притоки нефти и газа из отложений палеозоя и дали богатейший материал для изучения феномена доманика. Девонские отложения бассейна р. Ухты изучались А.И. Ляшенко, З.И. Цаю, В.С. Юдиным, Н.Ф. Ивановым, Н.А. Фокиным,

Ю.А. Юдиной, М.Н. Москаленко, Б.П. Богдановым (Юдина, Москаленко, 1994). В настоящее время изучение доманиковых отложений проводится по нескольким направлениям: палеонтология и стратиграфия, литология и геохимия, палеогеография и нефтегазоносность. Это работы В.Вл. Меннера и его коллег (Меннер и др., 1992, 1995; House et al., in press), Н.В. Беляевой и др. (1992), В.С. Вишневецкой, А.В. Мерц и К.М. Седаевой (1993), О.П. Тельновой (1995), А.В. Кузьмина, С.В.Яцкова, А.Н. Орлова, А.О. Иванова (1997) и других исследователей. Определенный интерес в этом направлении представляет детальное изучение радиолярий, буквально “законсервированных” в карбонатных конкрециях среди кремнистых разностей пород (Афанасьева, 1994, 1996–2000; Афанасьева, Михайлова, 1995, 1996, 1998, 2000; Afanasieva, 1997, 1998; Afanasieva, Mikhailova, 1994, 1995).

МАТЕРИАЛ

Район исследований расположен на европейском севере России, на юге Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (НГП) в окрестностях города Ухты (рис. 1) и является стратотипическим для доманиковой свиты, отвечающей в Тимано-Печорской провинции среднефранскому подъярису. Мощность доманиковых отложений в Ухтинском районе составляет 59–69 м.

Материалом исследования послужили 116 образцов с радиоляриями, 85 литологических образцов и 260 шлифов различных типов пород доманиковой свиты: 1) керн четырех скважин Тимано-Печорской НГП: Шуда-Яг-1002 (инт. 66.6–86.5 м), Шуда-Яг-1003 (инт. 68.9–120.0 м), Ухтинская-3Б (инт. 63.7–118.5 м), Ваповская-2056 (инт. 72.0 м); 2) образцы пород из 21 разреза по берегам рек Ухта, Доманик, Лыайоль и Чуть (79 литологических образцов и 106 шлифов).

Радиолярии, акритархи и спикулы губок были выделены из вмещающих отложений стандартным методом химической дезинтеграции пород в 10–15% растворе уксусной кислоты и изучены в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ): JSM-35CF при увеличении в 150–3000 раз. Литологические шлифы доманиковых пород и радиолярии в шлифах изучались в поляризационном микроскопе при увеличении до 100 раз.

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

Доманиковая свита была установлена Н.Н. Тихоновичем в 1930 г. по выходам на р. Ухте от поселка Шуда-Яг почти до р. Яреги (Тихонович, 1930) (рис. 1). Сводный разрез отложений доманиковой свиты, соответствующей в Тимано-Печорской провинции среднефранскому подъярису, составлялся ранее, в основном, по обнажениям.

² История изучения франских радиолярий изложена в работе М.С.Афанасьевой и Дж.Эчисона, 2001.

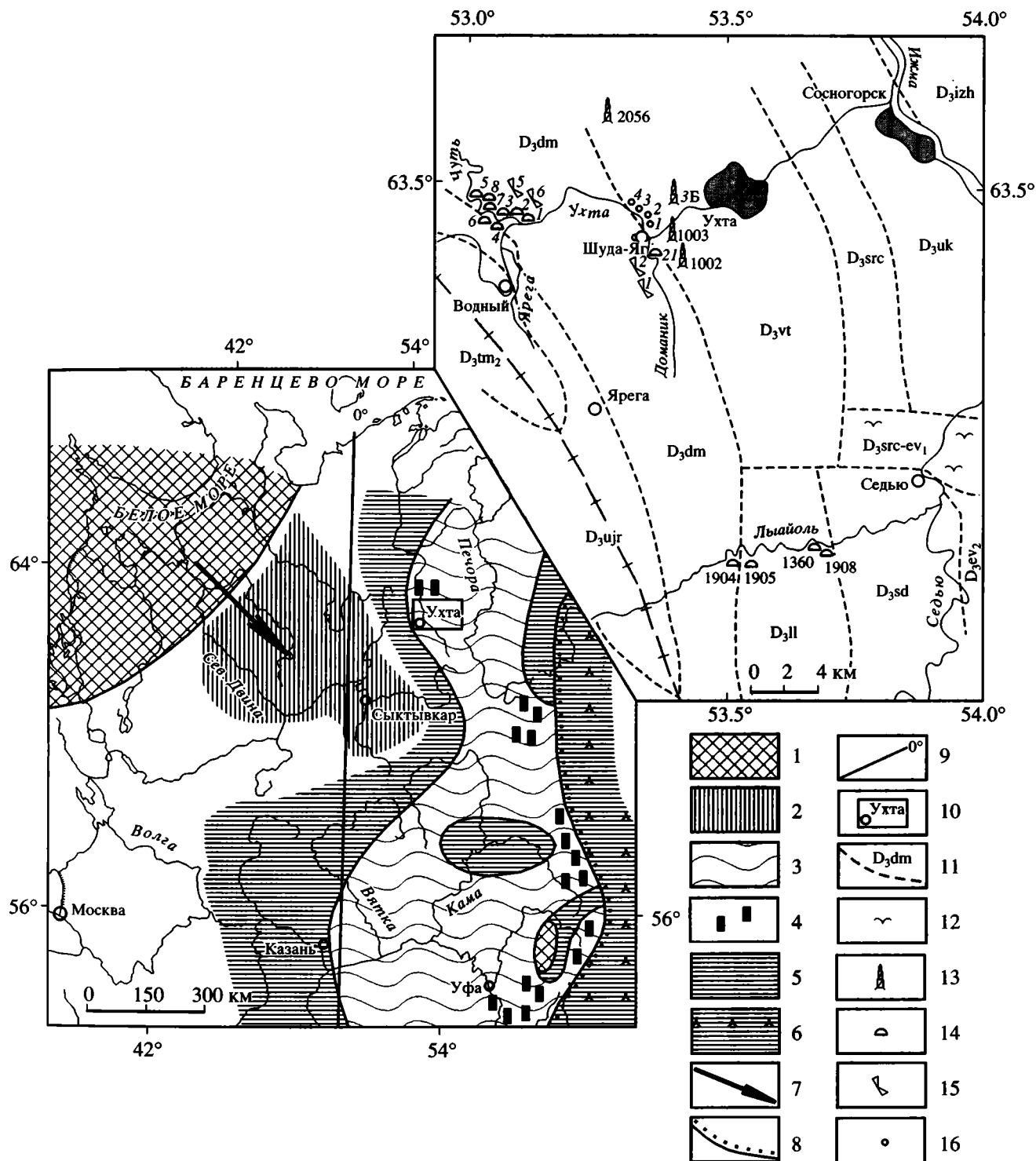


Рис. 1. Схематическая палеогеографическая карта Русской платформы в доманиковое время (по С.В. Максимовой, 1970, с добавлениями).

1 – суша; 2 – области отсутствия отложений вследствие последующего размыва; 3 – доманиковые отложения; 4 – кремневые линзы и пропластки в доманиковых отложениях; 5 – морские отложения не доманикового типа; 6 – зона подводного вулканизма; 7 – направление сноса обломочного материала; 8 – граница платформы; 9 – палеоэкватор; 10 – район работ; 11 – геологические границы стратонов: D_3tm_2 – верхнетиманская и D_3ujr – устьерегская свиты нижнефранского подъяруса, D_3dm – доманиковая свита среднефранского подъяруса; D_3vt – ветласьянская, D_3src – сирачойская, $D_3src-ev_1$ – сирачойская-нижневлановкая, D_3ev_2 – верхневлановкая, D_3uk – ухтинская свиты D_3ll – лытайольская и D_3sd – седьюская верхнефранского подъяруса; D_3izh – ижменская свита фаменского яруса; 12 – палеорифы; 13 – скважины; 14 – обнажения; 15 – карьеры; 16 – точки отбора образцов.

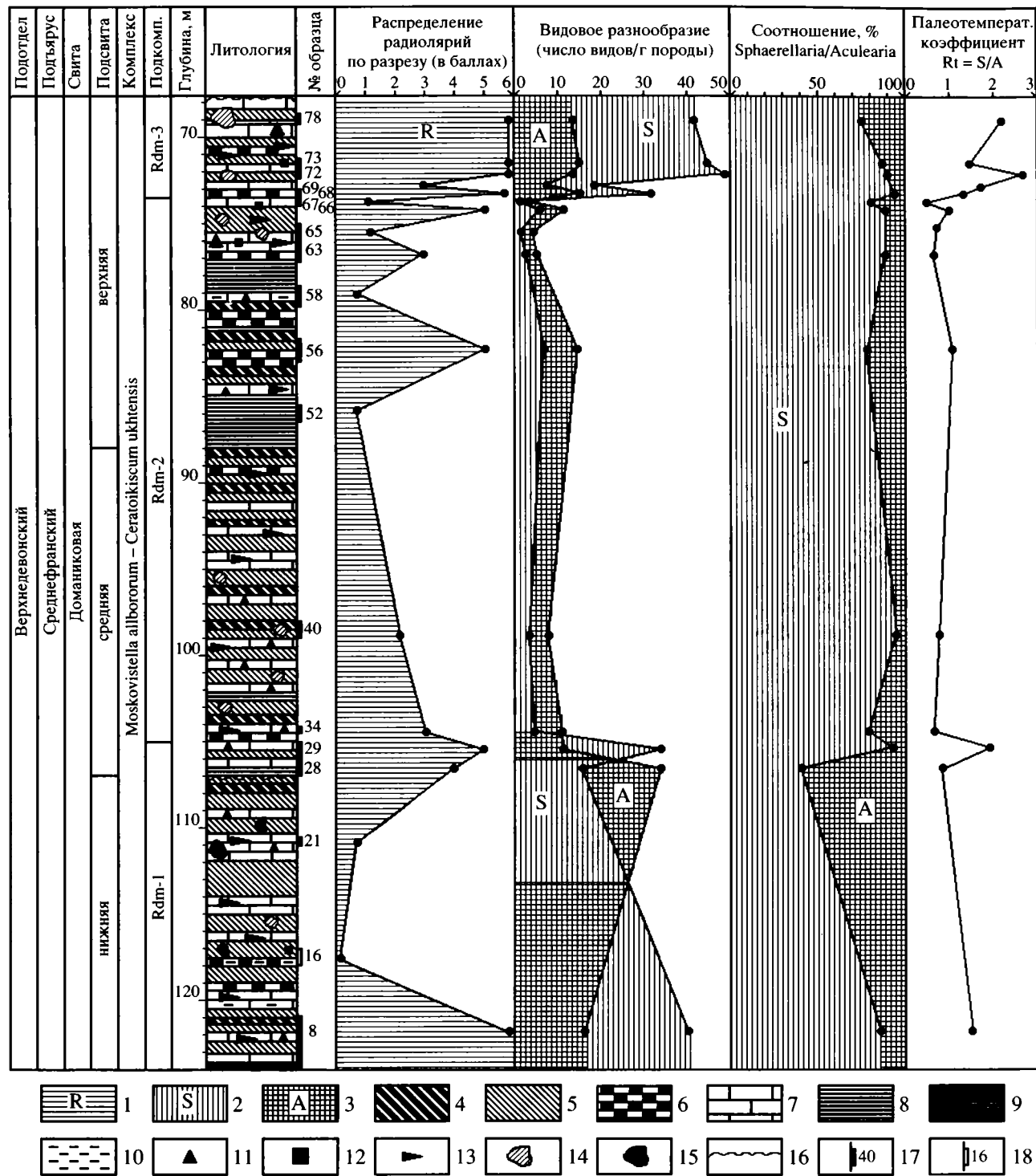


Рис. 2. Распространение радиолярий по разрезу скважины Шуда-Яг-1003 Тимано-Печорской провинции: стратотип комплекса радиолярий с *Moskovistella albororum* – *Ceratoikiscum ukhtensis*.

1 – Radiolaria; 2 – Sphaerellaria; 3 – Aculearia; 4 – кремь; 5 – кремнистый сланец; 6 – кремне-известняк; 7 – известняк; 8 – глина; 9 – аргиллит; 10 – глинистость; 11 – окремнение; 12 – пирит; 13 – битуминозность; 14 – карбонатные конкреции; 15 – кремниевые конкреции; 16 – граница несогласного залегания пород; 17 – номер образца с радиоляриями; 18 – номер образца без радиолярий. Распределение радиолярий по разрезу в баллах – экз./г породы: 0 – отсутствуют, 1 – единично – (1–5), 2 – редко (10–15), 3 – нередко (20–40), 4 – часто (50–100), 5 – очень часто (200–500), 6 – в массе (>1000).

Таблица 1. Схема корреляции отложений доманиковой свиты среднего франа

Свита	Подсвита	Пачка	Площадь Ухтинская (глубина в м)			Подкомплексы радиолярий	Площадь Шуда-Яг (глубина в м)			Подкомплексы радиолярий			
			скв. 1Б	скв. 3Б			скв. 1002	скв. 1003					
Доманиковая	Верхняя	4	54	57	57 70.4	Rdm-3	66	68	68 73.5	Rdm-3			
		3				Rdm-2				88	88	Rdm-2	
		2											
		1											76
	Средняя		99	99	121	121	121						
	Нижняя												

Нижняя часть разреза наиболее полно обнажена в низовьях реки Чуть, а средняя и верхняя – по берегам рек Ухта и Доманик (близ пос. Шуда-Яг) (рис. 1). Однако, к сожалению, эти естественные выходы пород доманика являются все-таки не достаточно полными и не совсем исчерпывающе отражают специфику данных отложений. Поэтому для характеристики непрерывной последовательности отложений доманика предлагается использовать полный разрез стратотипа доманиковой свиты, вскрытый скважинами в окрестностях г. Ухты и сопоставленный с описанными ранее обнажениями (Меннер и др., 1992; House et al., in press). Разрез имеет общую мощность 59–69 м и четко разделяется на три подсвиты (табл. 1). В качестве литологического примера доманиковых отложений авторами использован разрез скв. Шуда-Яг-1003 (рис. 2).

Нижняя подсвита представлена толщей переслаивания темно-серых известняков, кремнеизвестняков с силицитами и, так называемыми, горючими сланцами с линзами темно-серых и черных кремней и кремнисто-карбонатных конкреций. Нижняя граница подсвиты проводится по тонкому пропластку зеленовато-серых аргиллитов. Мощность подсвиты 22–24 м (рис. 2; табл. 1).

Кремнеизвестняки, битуминозные глинисто-карбонатно-кремнистые прослои и силициты нижней подсвиты имеют явно подчиненное значение (30–35%) (Завьялов, 1966; Максимова, 1970). Они отличаются сингенетичным рассеянным окремнением и высокой степенью раннедиагенетических преобразований. Карбонатная часть нижней подсвиты представлена цельнораковинными, по-

лидетритовыми, микрозернистыми с детритом и тентакулитовыми известняковыми слоями. Особенно выделяются три слоя массивных известняков, изобилующих раковинами аммоноидей, прямых наутилоидей, тентакулитов, бухиол, гастропод, остатков ихтиофауны. Здесь же отмечены спикулы губок, *Tentaculita*, *Radiolaria*, *Acritarcha*, также нередко попадаются следы ризоидов. Из отложений раннего доманика определены³: аммоноидеи – *Probeloceras domanicense* (Holzapfel), *P. keyserlingi* (Holzapfel), *Ponticeras auritum* (Holzapfel), *P. bisulcatum* (Keyserling), *P. lebedeffi* (Holzapfel), *P. regale* House, *P. cf. tschernyschewi* (Holzapfel), *P. uchtense* (Keyserling), *Manticoceras ammon* (Keyserling), *M. sinuosum* (Hall), *Uchtites syzjanicus* (Holzapfel), *Tornoceras typum* (G. et F. (Clarke); конодонты – *Ancyrodella gigas* Young., *Mesotaxis asymmetricus* (Bischoff et Ziegler), *M. falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk, *M. bogoslovskyi* Ovnatanova et Kuzmin, *Palmatolepis transitans* Müller, *P. punctata* (Sandberger), *Domanikoceras timidum* Becker et Holzapfel, *Acanthoclymenia cf. genundewa* (Hinde), *Polygnathus timanicus* Ovnatanova, *P. dubius* Hinde,

³ Здесь и далее приведены определения различных фаунистических остатков из разрезов доманика Ухтинского района, которые в разные годы были изучены палеонтологами: Brachiopoda – А.И. Ляшенко, М.И. Нефедовой, Ю.А. Юдиной, М.А. Ржонсницкой; Ostracoda – Г.П. Мартыновой, Е.Н. Поленовой, В.Г. Егоровым, Н.А. Фокиным, М.Н. Москаленко; Tentaculita – Г.П. Ляшенко; Bivalvia – В.Ф. Куликовой; Ammonoidea – Б.И. Богословским, С.В. Яцковым; Conodonta – В.Г. Халымбаджой, Н.С. Овнатановой, А.В. Кузьминым, Л.И. Мельниковой; ихтиофауна – А.А. Лярской, А.О. Ивановым (Юдина, Москаленко, 1994; Меннер и др., 1992; House et al., in press).

P. vialovi Zvereva; брахиоподы – *Lingula laewinsoni* Wen.; двустворки – *Pterochaenia cashague* Clarke, *Buchiola retrostriata* (Buch), *B. snjatkowi* Zam., *Ontaria elegans* Zam.

Ихтиофауна доманиковой свиты, по данным А.О. Иванова, представлена формами, характерными для глубокого шельфа. В нижней подсвите обильны различные плакодермы и палеониски, изредка встречаются акантоды и хрящевые рыбы (Кузьмин и др., 1997).

Средняя подсвита более кремнистая. Она представлена плитчатыми кремнеизвестняками, силицитами, тонкорассланцованными битуминозно-глинисто-карбонатно-кремнистыми породами, известняками и единичными тонкими (0.1–1.0 м) слоями глин в нижней части подсвиты. Нижняя граница средней подсвиты проводится в основании небольшого (0.3–1.5 м), четко прослеживающегося в обнажениях и скважинах, маркирующего пласта голубовато-серых глин. Мощность подсвиты 17–22 м (рис. 2; табл. 1).

Здесь преобладают (60–70%) фтаниты, кремнеизвестняки, окремененные мелкозернистые известняки с радиоляриями, акритархами и спикулами губок. В шлифах из образцов пород с тончайшим чередованием кремниевых и карбонатных сильно битуминозных слоев видны многочисленные остатки радиолярий, часто кальцитизированных, местами пиритизированных. Собственно радиоляриевые или обогащенные ими кремнистые прослои очень маломощны (0.5–1.5 см), и обычно они чередуются с пелитоморфными кремнистыми породами. В целом, по сравнительно с другими частями разреза доманика, средняя подсвита отличается бедностью фаунистических остатков, которые встречаются в единичных прослоях, характеризуются значительно меньшими размерами и очень тонкостенны.

В средней и верхней частях подсвиты встречаются раковины бухиол, прямых наутилоидей и аммоноидей: *Nordiceras timanicum* (Holzapfel), *Manticoceras ammon* (Keyserling), *M. lamet* (G. et F. Sandberger), *Tornoceras typum* (G. et F. Sandberger), *Phoenexites keyserlingi* (Müller), *Aulatomoceras* sp., *Lobotomoceras? termierorum* (Clausen). Скелетные остатки *Lingula*, *Tentaculites*, спикулы губок и водоросли встречаются значительно реже, чем в нижней и особенно верхней части разреза. Однако только здесь обнаружены многочисленные остракоды *Entomozoe* (*Richteria*) *distincta* Pol. и найдены остатки *Palmatolepis spinatus* Ovnatanova et Kuzmin.

Верхняя подсвита разделяется на четыре пачки (House et al., in press), снизу вверх по разрезу: 1 – зеленовато-серые и серые глины (мощность до 3–4 м); 2 – переслаивание плитчатых кремнеизвестняков, известняков, горючих сланцев и редких тонких прослоев глин (до 6 м); 3 – глины

серые, темно-серые с прослоями известняков в верхней части (до 4.5 м); 4 – темно-серые тонкослоистые кремнеизвестняки, горючие сланцы с карбонатными конкрециями (до 8 м). Нижняя граница подсвиты проводится в основании нижней глинистой пачки. Мощность подсвиты 20–23 м (рис. 2; табл. 1).

Отложения верхней пачки верхней подсвиты доманика отличаются увеличением разнообразия различных органических остатков, в том числе *Radiolaria*, *Acritarcha* и спикул губок. Встречающиеся иногда массовые остатки *Tentaculita* образуют ориентированные скопления по плоскостям напластования битуминозных глинисто-кремнисто-карбонатных пород и отдельные прослои tentaкулитовых известняков.

Среди отложений позднего доманика определены конодонты *Palmatolepis punctata* (Hinde), *P. primus* (Ji), *P. hassi* Müller, *P. domanicense* Ovnatanova, *P. proversa* Ziegler, *P. ljaschenkoae* Ovnatanova, *P. mukronata* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *P. amplificata* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *P. orbicularis* Ovnatanova et Kuzmin, *P. ormistoni* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova.

По данным А.О.Иванова, вверх по разрезу доманиковой свиты наблюдается постепенное увеличение числа хрящевых рыб и акантод при уменьшении общего количества плакодерм, кроме того, в верхах доманиковой свиты встречаются редкие кистеперые рыбы (Кузьмин и др., 1997).

РАДИОЛЯРИИ

Всестороннее исследование радиолярий из полного разреза доманиковой свиты (средний флан) по скважинам и обнажениям Ухтинского района Тимано-Печорского палеобассейна (рис. 1, 2) впервые позволило установить богатейший комплекс радиолярий, насчитывающий 127 видов 35 родов, среди которых выделено и описано 8 новых родов и 55 новых видов⁴; детально изучить эти уникальные древние организмы, являющиеся потенциальными источниками органического вещества нефти; восстановить специфические условия бассейнов осадконакопления, способствовавшие концентрации органики; разработать новую классификацию радиолярий палеозоя; создать детальную биостратиграфию нефтегазоносных толщ; установить для отложений среднего флана комплекс радиолярий с *Moskovistella allbororum* – *Ceratoikiscum ukhtensis* и выделить в рамках доманиковой свиты, соответствующей среднему флану, три радиоляриевые подкомплекса (нижний Rdm-1, средний Rdm-2 и верхний Rdm-3) с существенно различным количественным и качественным составом радиолярий (Афанасьева, 1994, 1996–2000 а–г; Афанасьева,

⁴ Описание новых таксонов радиолярий приводится в работах М.С.Афанасьевой, 2000 б–г.

Михайлова, 1995, 1996, 1998, 2000; Afanasieva, 1997, 1998; Afanasieva, Mikhailova, 1994, 1995). Описываемый разрез скважины Шуда-Яг-1003 (рис. 2) является стратотипом комплекса *Moskovistella allbororum* – *Ceratoikiscum ukhtensis* и содержит 109 видов радиолярий.

Подкомплекс *Rdm-1* приурочен, в основном, к известнякам и кремнеизвестняковым породам нижней подсвиты доманика (рис. 2; табл. 1) и отвечает аммонитовой зоне *Ponticeras domanicense* и низам *Nordiceras timanicum*, а по конодонтам соответствует зоне *Palmatolepis punctata* и нижней части зоны *Palmatolepis hassi* (Becker et al., 1993; House et al., in press) (табл. 2).

Подкомплекс радиолярий *Rdm-1* характеризуется относительно небольшой общей численностью (от 100 до 1000 экземпляров на 1 г породы), невысоким видовым разнообразием (до 42 видов) сферических *Sphaerellaria*, повышенным содержанием (до 61%) и заметной ролью в палеобиоценозе придонных иглистых представителей *Aculearia*, видовое разнообразие которых достигает здесь 23 видов (рис. 2; табл. 3, 4).

Типичными видами подкомплекса *Rdm-1* являются (табл. 2): *Astroentactinia vishnevskayae* Afanasieva и *Nazarovites aprelevkensis* Afanasieva, распространенные преимущественно в низах разреза доманика (табл. I – 1, 18), и впервые появляющийся *Russirad kazintsovae* Afanasieva (табл. I – 9), а также *Ceratoikiscum? cf. vimenum* Nazarov et Ormiston (табл. I – 15), впервые описанный из отложений нижнего франа формации Гого (Nazarov, Ormiston, 1983), здесь же отмечено его последнее появление.

Наиболее характерными видами, определяющими облик ассоциации, можно назвать (табл. 2): *Astroentactinia tantilla* Nazarov, *Ceratoikiscum avimexpectans* Deflandre, *Helioentactinia gudymovae* Afanasieva, *Nazarovites mikhailovae* Afanasieva, *Palaeoscenidium scaurum* Afanasieva (табл. I – 2, 4, 12, 14, 17). В это же время достигают достаточно широкого развития *Astroentactinia tikhomirovi* Afanasieva, *Entactinia bogdanovi* Afanasieva, *Radiorbisphaera menneri* Afanasieva, *Tetragregnon quadripinosa* (Foreman), *Palaeoscenidium tabernaculum* Aitchison, *Ceratoikiscum spinosiarcuratum* Foreman (табл. I – 3, 5, 7, 11, 13, 16).

В раннем доманике наблюдается первое появление представителей *Bientactinosphaera conglobata* (Nazarov) и *Polyentactinia kossistekensis* Nazarov (табл. I – 6, 10), расцвет которых отмечается в позднем фране.

Подкомплекс *Rdm-2* связан с кремнеизвестняковыми породами средней, наиболее кремнистой подсвиты доманика и нижними пачками верхней подсвиты (рис. 2; табл. 1). Она отвечает верхней части аммонитовой зоны *Nordiceras timanicum*, а по конодонтам соответствует верхней части зоны

Palmatolepis hassi (Becker et al., 1995; House et al., in press) (табл. 2).

Условия древнего моря в середине доманикового времени, вероятно, были мало благоприятны для развития органического мира бассейна. Подкомплекс радиолярий *Rdm-2* отличается сокращением общего количества радиолярий в осадках (от 20–40 до единичных экземпляров на 1 г породы) и крайне низким видовым разнообразием как представителей сферических *Sphaerellaria* (12 видов), так и иглистых *Aculearia* (10 видов). При этом отмечается инверсия соотношения видов сферических и иглистых форм в пользу доминирования *Aculearia* (рис. 2, табл. 3, 4).

Типичными видами радиолярий подкомплекса *Rdm-2*, встречаемых, правда, в единичных экземплярах, но только в отложениях данной подсвиты, можно назвать *Entactinia bifida* Afanasieva и *Moskovistella mira* Afanasieva (табл. 2; II – 1, 2). Представители этих видов радиолярий отличаются развитием сближенных, сдвоенных шипов, что, скорее всего, является признаком уродства и лишней раз свидетельствует о неблагоприятной экологической обстановке среднего доманика.

Среди представителей иглистых *Aculearia*, число видов которых преобладает в каждой конкретной точке разреза, невозможно выделить типичный вид подкомплекса. Для них можно только отметить несколько видов, представители которых наиболее часто встречаются в отложениях среднего доманика: *Palacantholithus stellatus* Deflandre, *Circulaforma delicata* Cheng, *Ceratoikiscum stellatum* Aitchison и *C. planistellare* Foreman (табл. II – 7–10).

Среди радиолярий подкомплекса *Rdm-2* можно отметить *Spongentactinella corynacantha* Nazarov et Ormiston (табл. II – 5), впервые встречающийся в отложениях нижнего франа (Nazarov, Ormiston, 1983) и первое появление *Moskovistella octoradiata* Afanasieva, *M. sincera* Afanasieva и *Bientactinosphaera symphympora* (Foreman) (табл. II – 3, 4, 6).

Подкомплекс *Rdm-3* характеризует четвертую, наиболее карбонатную пачку верхней подсвиты доманика (рис. 2; табл. 1). По конодонтам она соответствует зоне *Palmatolepis jamieae* и низам зоны *Palmatolepis rhenana* (House et al., in press) (табл. 2).

Произошедшее в конце доманикового времени общее потепление климата, вероятнее всего, вызвало стабилизацию условий теплого моря. Изменение условий среды обитания в конце доманика сопровождалось резким увеличением общего количества радиолярий (более 1000 экземпляров/г породы). Подкомплекс радиолярий отличается очень высоким содержанием сферических *Sphaerellaria* (до 93%), представленных 73 видами, тогда как в нижней части разреза видовое разнообразие *Sphaerellaria* составляло 42 вида, а в средней части – только 12 видов (рис. 2, табл. 3). Численность и видовое разнообразие иглистых

Таблица 2. Корреляция биостратиграфических зональных схем стратотипа доманика (средний фран, доманиковая свита)

Отдел	Подъярус	Свита	Подсвита	House M.R., Menner V.V., Ovnatanova N.S. et al., in press			Афанасьева М.С., 1997, 2000							
				Ammonoidea Zones		Standard Conodont Zonation		Radiolaria						
						Actual	Previous	Комплекс		Подкомплекс				
Верхнедевонский	Среднефранский	Доманиковая	Верхняя		H	Palmatolepis rhenana	Early	Palmatolepis gigas	Lower	Moskovistella albororum – Ceratoikiscum ukhtensis	Bientactinosphaera morozovi, Borisella bykovae, Ceratoikiscum ukhtensis, Moskovistella khaini, M.albororum, M.victoralis, Nazarovites bioculus, Ornatoentactinia solita, Polyentactinia zhamoidai, Radiobisphaera menneri, Spongentactinella olafi	Rdm-3	Astroentactinia rusaevi, A. paronae, Bientactinosphaera guangxiensis, B. miletenkoi, Borisella maksimovae, B. mariae, Entactinia micula, Haplentactinia alekseevi, H. barskovi, Moskovistella rozanovi, Nazarovites pinnula, Ornatoentactinia spartaci, Palaeothalomnus arrhinia, P.timokhina, Radiobisphaera assidera	
						Palmatolepis jamieae		Ancyrognathus triangularis						
							Late							
			Средняя	Nordiceras timanicum	G	Palmatolepis hassi			unzoned			Rdm-2	Entactinia bifida, Moskovistella mira	
			Нижняя	Ponticeras domanicense	F								Rdm-1	Astroentactinia tantilla, A. vishnevskayae, Ceratoikiscum avimexpectans, Entactinia bogdanovi, Helioentactinia gudymovae, Nazarovites aprelevkensis, N. mikhailovae, Palaeoscenidium scaurum, P. tabernaculum, Russirad kazintsovae

Таблица 3. Распространение видов Sphaerellaria в разрезе скважины Шуда-Яг-1003

Интервал в метрах	120.9– 124.0	106.0– 107.0	105.0– 106.0	104.1– 104.6	98.0– 99.0	81.6– 83.0	75.0–77.3		73.5– 74.0	73.3–73.5		73.0– 73.3	71.9– 72.4	71.4– 71.9	68.9– 69.3
№ образца	8	28	29	34	40	56	63	65	66	67	68	69	72	73	78
Количество радиолярий на 1 г породы	>1000	50– 100	200– 500	20–40	10–15	200– 500	20–40	1–5	200– 500	1–5	>1000	20–40	>1000	>1000	>1000
Палеотемпературный коэффициент	1.17	1.14	3.25	0.57	0.67	0.88	0.67	0.67	1	0.5	1.19	1.57	3	2.06	2.08
Видовое разнообразие Sphaerellaria /Aculearia: D ₃ fr ₂ : 77/32	21/18	14/14	26/8	4/7	2/3	7/8	2/3	2/3	5/5	1/2	19/16	11/7	42/14	33/16	27/13
	Rdm-1: 42/23			Rdm-2: 12/10							Rdm-3: 73/30				
Borisella mediforma (Won)															
Helioentactinia gudymovae Afanasieva															
Astroentactinia tantilla Nazarov															
Polyentactinia zhamoidai Afanasieva															
Moskovistella rozanovi Afanasieva															
Radiobisphaera menneri Afanasieva															
Polyentactinia kossistekensis Nazarov															
Astroentactinia vishnevskayae Afanasieva															
Astroentactinia tikhomirovi Afanasieva															
Borisella bykovae Afanasieva															
Moskovistella khaini Afanasieva															
Bientactinosphaera variacanthina (Foreman)															
Ornatoentactinia solita Afanasieva															
Bientactinosphaera morozovi Afanasieva															
Somphoentactinia gavrilovi Afanasieva															
Spongentactinella veles (Foreman)															
Astroentactinia crassata Nazarov															
Bientactinosphaera grandis (Nazarov)															
Spongentactinella olafi Afanasieva															
Astroentactinia paronae (Hinde)															
Haplentactinia alekseevi Afanasieva															
Russirad kazintsovae Afanasieva															
Ornatoentactinia agarkovi Afanasieva															
Entactinia patorovaria Afanasieva															
Bientactinosphaera australis (Aitchison)															
Moskovistella victoralis Afanasieva															
Borisella maksimovae Afanasieva															

Таблица 3. Продолжение

Интервал в метрах	120.9– 124.0	106.0– 107.0	105.0– 106.0	104.1– 104.6	98.0– 99.0	81.6– 83.0	75.0–77.3		73.5– 74.0	73.3–73.5		73.0– 73.3	71.9– 72.4	71.4– 71.9	68.9– 69.3
№ образца	8	28	29	34	40	56	63	65	66	67	68	69	72	73	78
Количество радиолярий на 1 г породы	>1000	50– 100	200– 500	20–40	10–15	200– 500	20–40	1–5	200– 500	1–5	>1000	20–40	>1000	>1000	>1000
Палеотемпературный коэффициент	1.17	1.14	3.25	0.57	0.67	0.88	0.67	0.67	1	0.5	1.19	1.57	3	2.06	2.08
Видовое разнообразие <i>Sphaerellaria</i> / <i>Aculearia</i> : D ₃ fr ₂ : 77/32	21/18	14/14	26/8	4/7	2/3	7/8	2/3	2/3	5/5	1/2	19/16	11/7	42/14	33/16	27/13
	Rdm-1: 42/23			Rdm-2: 12/10							Rdm-3: 73/30				
<i>Tetragregnon quadrispinosa</i> (Foreman)															
<i>Retisphaera exquisita</i> (Aitchison)															
<i>Bientactinosphaera maslakovae</i> Afanasieva															
<i>Bientactinosphaera conglobata</i> (Nazarov)															
<i>Haplentactinia bornazi</i> Afanasieva															
<i>Ornatoentactinia spartaci</i> Afanasieva															
<i>Radiobisphaera assidera</i> (Nazarov)															
<i>Ornatoentactinia beljaevorum</i> Afanasieva															
<i>Ornatoentactinia spinisica</i> Afanasieva															
<i>Moskovistella allbororum</i> Afanasieva															
<i>Astroentactinia biaciculata</i> Nazarov															
<i>Bientactinosphaera pinica</i> Afanasieva															
<i>Bientactinosphaera hystriosa</i> (Foreman)															
<i>Haplentactinia barskovi</i> Afanasieva															
<i>Entactinia bogdanovi</i> Afanasieva															
<i>Moskovistella octoradiata</i> Afanasieva															
<i>Entactinia bifida</i> Afanasieva															
<i>Spongentactinella corynacantha</i> Naz. et Orm.															
<i>Moskovistella sincera</i> Afanasieva															
<i>Bientactinosphaera symphyora</i> (Foreman)															
<i>Moskovistella mira</i> Afanasieva															
<i>Helioentactinia polyacanthina</i> (Foreman)															
<i>Helioentactinia perjucunda</i> Nazarov et Ormiston															
<i>Haplentactinia aperticuva</i> (Aitchison)															

Таблица 3. Окончание

Интервал в метрах	120.9– 124.0	106.0– 107.0	105.0– 106.0	104.1– 104.6	98.0– 99.0	81.6– 83.0	75.0–77.3		73.5– 74.0	73.3–73.5		73.0– 73.3	71.9– 72.4	71.4– 71.9	68.9– 69.3
№ образца	8	28	29	34	40	56	63	65	66	67	68	69	72	73	78
Количество радиолярий на 1 г породы	>1000	50– 100	200– 500	20–40	10–15	200– 500	20–40	1–5	200– 500	1–5	>1000	20–40	>1000	>1000	>1000
Палеотемпературный коэффициент	1.17	1.14	3.25	0.57	0.67	0.88	0.67	0.67	1	0.5	1.19	1.57	3	2.06	2.08
Видовое разнообразие <i>Sphaerellaria</i> / <i>Aculearia</i> : D ₃ fr ₂ : 77/32	21/18	14/14	26/8	4/7	2/3	7/8	2/3	2/3	5/5	1/2	19/16	11/7	42/14	33/16	27/13
	Rdm-1: 42/23			Rdm-2: 12/10							Rdm-3: 73/30				
<i>Borisella pantosompha</i> (Foreman)															
<i>Entactinia herculea</i> Foreman															
<i>Borisella mariae</i> Afanasieva															
<i>Ornatoentactinia klevtsovae</i> Afanasieva															
<i>Astroentactinia rusaevi</i> Afanasieva															
<i>Bientactinosphaera miletenkoi</i> Afanasieva															
<i>Polyentactinia craticulata</i> Foreman															
<i>Entactinia micula</i> Foreman															
<i>Bientactinosphaera cancellicula</i> (Foreman)															
<i>Apophysisphaera profundisculus</i> (Aitchison)															
<i>Helioentactinia aster</i> Aitchison															
<i>Moskovistella baccata</i> Afanasieva															
<i>Cancellosphaera varia</i> (Won)															
<i>Borisella primitiva</i> Afanasieva															
<i>Spongentactinella windjanensis</i> Nazarov															
<i>Bientactinosphaera inusitata</i> (Foreman)															
<i>Helioentactinia unimana</i> (Nazarov)															
<i>Meschedea crassicortex</i> Won															
<i>Moskovistella lucet</i> Afanasieva															
<i>Retentactinia kelleri</i> Afanasieva															
<i>Entactinia paula</i> Foreman															
<i>Entactinia diversita</i> Nazarov															
<i>Moskovistella additiva</i> (Foreman)															
<i>Retentactinia longa</i> Won															
<i>Bientactinosphaera egindyensis</i> (Nazarov)															
<i>Bientactinosphaera guangxiensis</i> (Li et Wang)															
<i>Radiobisphaera domanicensis</i> (Bykova)															

Таблица 4. Распространение видов Aculearia в разрезе скважины Шуда-Яг-1003

Интервал в метрах	120.9– 124.0	106.0– 107.0	105.0– 106.0	104.1– 104.6	98.0– 99.0	81.6– 83.0	75.0–77.3		73.5– 74.0	73.3–73.5		73.0– 73.3	71.9– 72.4	71.4– 71.9	68.9– 69.3
№ образца	8	28	29	34	40	56	63	65	66	67	68	69	72	73	78
Количество радиолярий на 1 г породы	>1000	50– 100	200– 500	20–40	10–15	200– 500	20–40	1–5	200– 500	1–5	>1000	20–40	>1000	>1000	>1000
Палеотемпературный коэффициент	1.17	1.14	3.25	0.57	0.67	0.88	0.67	0.67	1	0.5	1.19	1.57	3	2.06	2.08
Видовое разнообразие Sphaerellaria /Aculearia: D ₃ fr ₂ : 77/32	21/18	14/14	26/8	4/7	2/3	7/8	2/3	2/3	5/5	1/2	19/16	11/7	42/14	33/16	27/13
	Rdm-1: 42/23			Rdm-2: 12/10							Rdm-3: 73/30				
Ceratoikiscum spinosiarcuratum Foreman															
Ceratoikiscum? cf. vimenum Nazarov, Ormiston															
Palaeoscenidium phalangium Aitchison															
Nazarovites mikhailovae Afanasieva															
Ceratoikiscum goodbodyi Cheng															
Ceratoikiscum avimexpectans Deflandre															
Ceratoikiscum planistellare Foreman															
Ceratoikiscum delicatum Cheng															
Ceratoikiscum stellatum Aitchison															
Palaeoscenidium delicatum Aitchison															
Palaeoscenidium tabernaculum Aitchison															
Ceratoikiscum spinosum Cheng															
Nazarovites pinnula Afanasieva															
Ceratoikiscum ukhtensis Afanasieva															
Nazarovites bioculus Afanasieva															
Palacantholithus stellatus Deflandre															
Palaeoscenidium cladophorum Deflandre															
Palaeoscenidium robustum Aitchison															
Palaeoscenidium scaurum Afanasieva															
Ceratoikiscum robustum Aitchison															
Circulaforma delicata Cheng															
Palacantholithus curvativus Afanasieva															
Nazarovites aprelevkensis Afanasieva															
Ceratoikiscum incomptum Nazarov															
Ceratoikiscum simplum Cheng															
Palaeothalomnus arrhinia (Foreman)															
Ceratoikiscum bujugum Foreman															
Bissylentactinia? cf. rudicula Nazarov															
Ceratoikiscum araneosum Afanasieva															
Palaeothalomnus timokhini Afanasieva															
Palaeothalomnus quadriramosum (Foreman)															
Palhindeolithus ambiguus Deflandre															

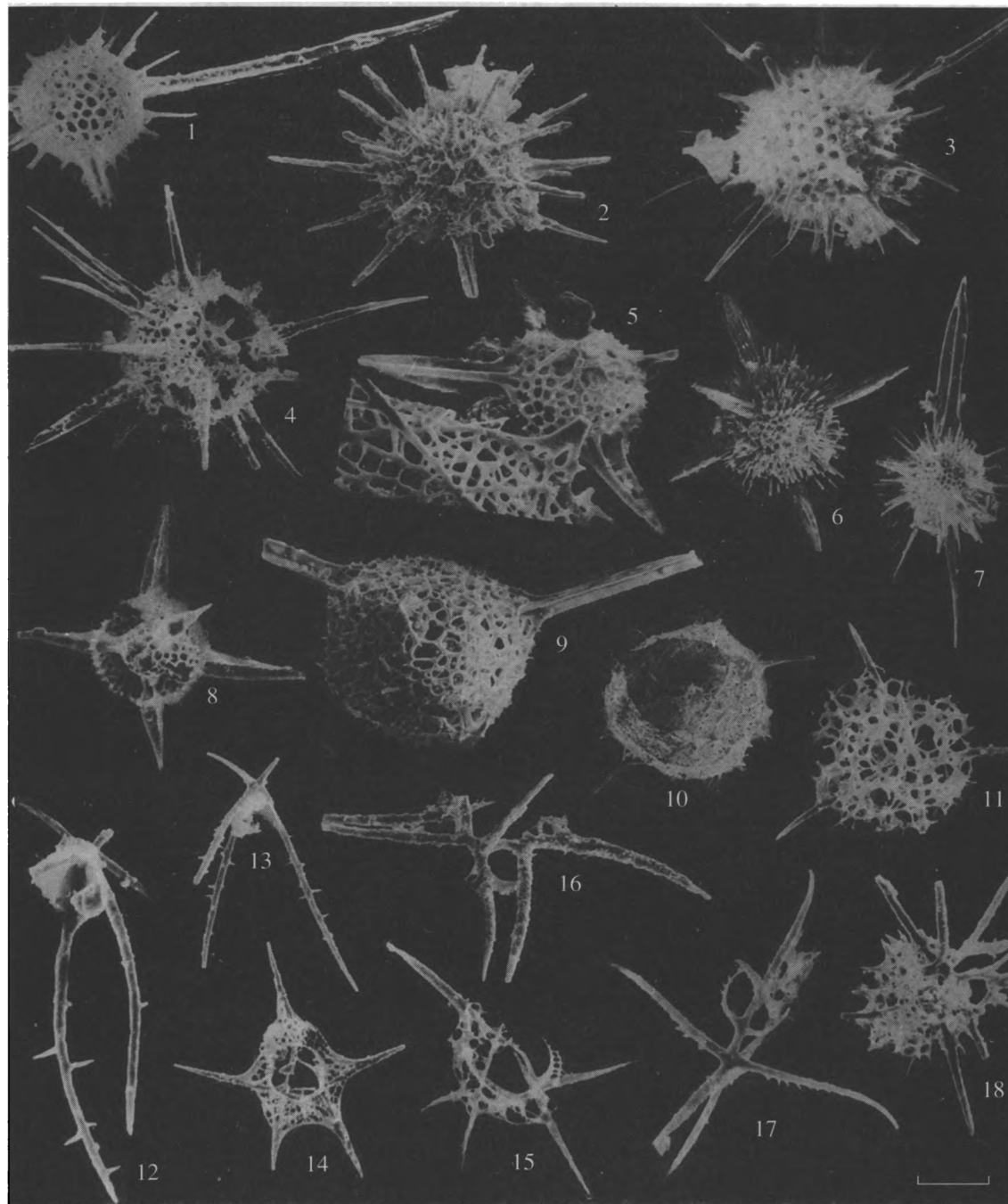


Таблица I. Подкомплекс радиоларий Rdm-1: верхний девон, среднефранский подъярус, доманиковская свита, юг Тимано-Печорского бассейна.

Скв. Шуда-Яг-1003: 1, 3, 7, 8, 10, 13, 14, 16, 17 – обр.8 (инт. 120,9–124,0 м); 2, 4, 11, 12, 15 – обр.28 (инт. 106–107 м); 5, 6, 9, 18 – обр.29 (инт. 105–106 м).

1 – *Astroentactinia vishnevskayae* Afanasieva, ФФ-П001/034-04134 (штрих=67мкм); 2 – *A. tantilla* Nazarov, ФФ-П001/042-11901 (=63мкм); 3 – *A. tikhomirovi* Afanasieva, ФФ-П001/048-04108 (=56мкм); 4 – *Helioentactinia gudymovae* Afanasieva, ФФ-П001/058-10507 (=50мкм); 5 – *Entactinia bogdanovi* Afanasieva, ФФ-П001/115-04419 (=33мкм); 6 – *Bientactinosphaera conglobata* (Nazarov), ФФ-П001/025-04404 (=125мкм); 7 – *Radiobisphaera menneri* Afanasieva, ФФ-П001/014-04010 (=100мкм); 8 – *Bientactinosphaera morozovi* Afanasieva, ФФ-П001/116-04122 (=50мкм); 9 – *Russirad kazintsovae* Afanasieva, ФФ-П001/026-04524 (=77мкм); 10 – *Polyentactinia kossistekensis* Nazarov, ФФ-П001/010-04003 (=100мкм); 11 – *Tetragregnon quadrispinosa* (Foreman), ФФ-П001/001-04202 (=50мкм); 12 – *Palaeoscentidium scaurum* Afanasieva, ФФ-П001/099-04304 (=50мкм); 13 – *P. tabernaculum* Aitchison, ФФ-П001/080-04027 (=100мкм); 14 – *Ceratoikiscum avimexpectans* Deflandre, ФФ-П001/075-04021 (=100мкм); 15 – *C.?* cf. *vimenum* Nazarov et Ormiston, ФФ-П001/082-04303 (=50мкм); 16 – *C. spinosiarcuratum* Foreman, ФФ-П001/112-04031 (=50мкм); 17 – *Nazarovites mikhailovae* Afanasieva, ФФ-П001/095-10306 (=50мкм); 18 – *N. aprelevkensis* Afanasieva, ФФ-П001/097-04411 (=67мкм).

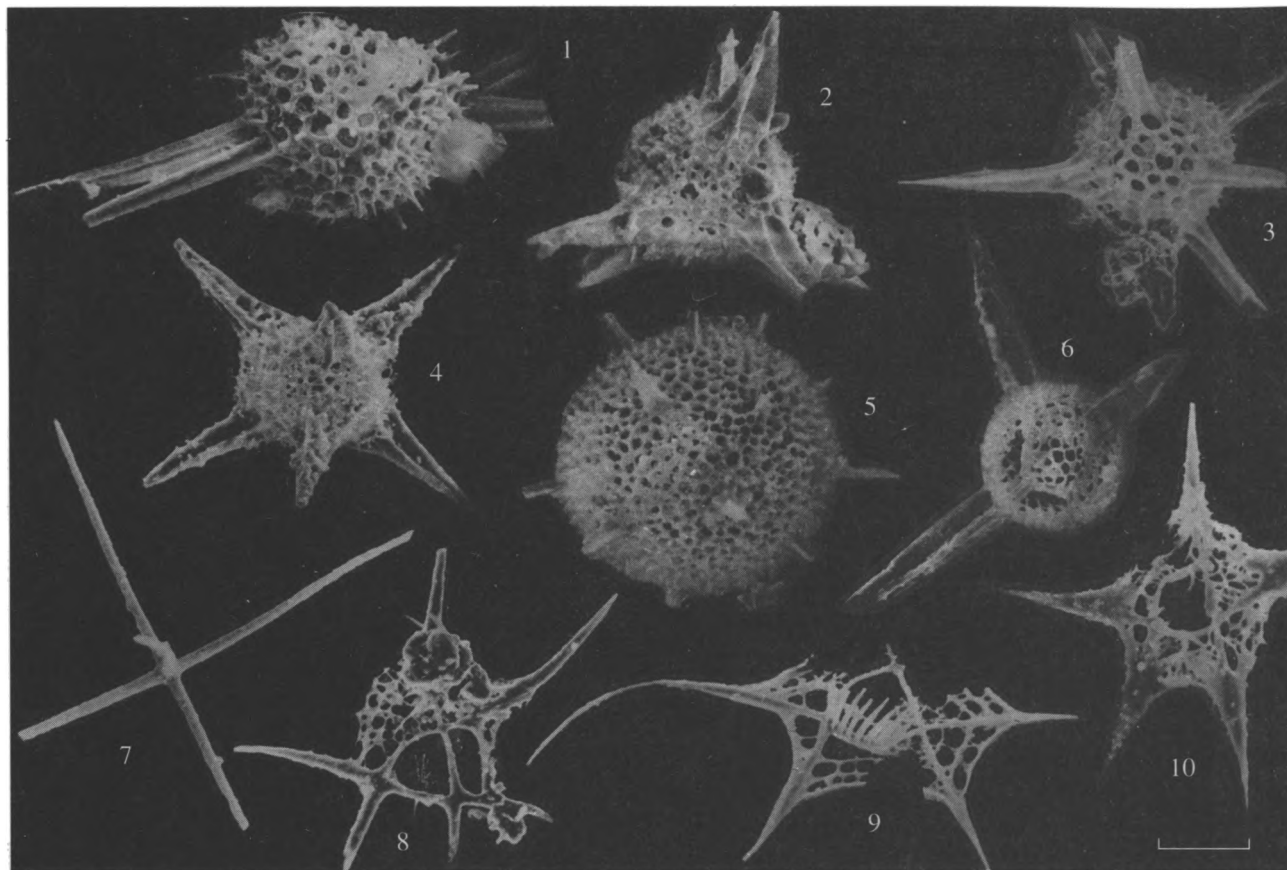


Таблица II. Подкомплекс радиоларий Rdm-2: верхний девон, среднефранский подъярус, доманиковая свита, юг Тимано-Печорского бассейна.

Скв. Шуда-Яр-1003: 1, 3, 7–10 – обр. 34 (инт. 104.1–104.6 м); 2 – обр. 65 (инт. 75.0–77.3 м); 4–6 – обр. 56 (инт. 81.6–83.0 м).

1 – *Entactinia bifida* Afanasieva, ФФ-П001/029-04604 (маркер=67мкм); 2 – *Moskovistella mira* Afanasieva, ФФ-П001/030-04633 (=33мкм); 3 – *M. octoradiata* Afanasieva, ФФ-П001/114-04601 (=50мкм); 4 – *M. sincera* Afanasieva, ФФ-П001/109-04609 (=50мкм); 5 – *Spongentactinella corynacantha* Nazarov et Ormiston, ФФ-П001/061-04621 (=42мкм); 6 – *Bientactinosphaera symphyopora* (Foreman), ФФ-П001/135-04608 (=50мкм); 7 – *Palacantholithus stellatus* Deflandre, ФФ-П001/089-04529 (=100мкм); 8 – *Circulaforma delicata* Cheng, ФФ-П001/066-04602 (=67мкм); 9 – *Ceratoikiscum stellatum* Aitchison, ФФ-П001/076-04536 (=67мкм); 10 – *C. planistellare* Foreman, ФФ-П001/074-04533 (=50мкм).

Aculearia в верхней части разреза составляет 30 видов, то есть приблизительно аналогично видовому разнообразию *Aculearia* низов разреза (23 вида), однако возрастает в три раза по сравнению с подкомплексом Rdm-2 средней части разреза (10 видов) (рис. 2, табл. 4).

Типичными видами подкомплекса Rdm-3, впервые появляющимися в конце доманика, являются (табл. 2): *Astroentactinia rusaevi* Afanasieva, *Borisella mariae* Afanasieva, *Bientactinosphaera guangxiensis* (Li et Wang), *Entactinia micula* Foreman (табл. III – 1, 9, 12, 15) и *Palaeothalomnus timokhini* Afanasieva, *P. arrhinia* (Foreman) (табл. III – 30, 32). А преимущественное распространение в данных отложениях имеют: *Moskovistella allbororum* Afanasieva, *M. khaini* Afanasieva, *M. rozanovi* Afanasieva, *M. victorialis* Afanasieva, *Borisella bykovae* Afanasieva, *B. maksimovae* Afanasieva, *Bientactinosphaera miletenkoi* Afanasieva, *Ornatoentactinia solita*

Afanasieva (табл. III – 3–8, 10, 14), *Spongentactinella olafi* Afanasieva, *Polyentactinia zhamoidai* Afanasieva, *Haplentactinia alekseevi* Afanasieva, *H. barskovi* Afanasieva, *Nazarovites bioculus* Afanasieva, *N. pinnula* Afanasieva, *Ceratoikiscum ukhtensis* Afanasieva, *C. araneosum* Afanasieva, *Palaeotripus gogense* Aitchison (табл. III – 17, 19–24, 27, 29) и *Ceratoikiscum stellatum* Aitchison (табл. II – 9).

Характерными видами верхней части разреза доманика являются радиоларии, впервые отмеченные в отложениях среднего девона, но испытывавшие расцвет и вымирание в конце доманикового времени: *Radiobisphaera assidera* (Nazarov), *Ornatoentactinia spartaci* Afanasieva (табл. III – 11, 13) и *Spongentactinella windjanensis* Nazarov (табл. III – 18).

Первое появление в позднем доманике и достаточно широкое развитие наблюдается для представителей радиоларий, расцвет которых отмеча-

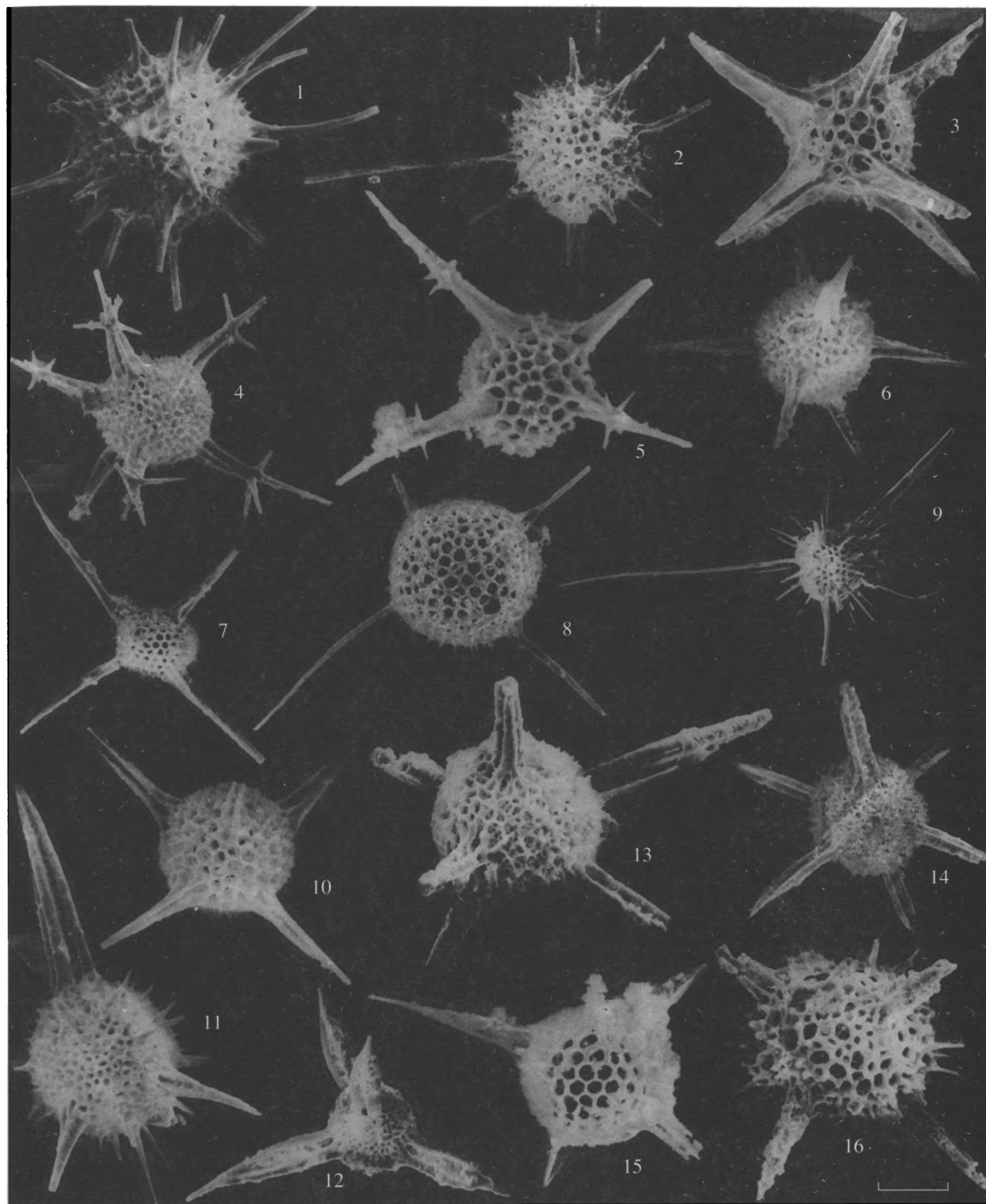


Таблица III. Начало.

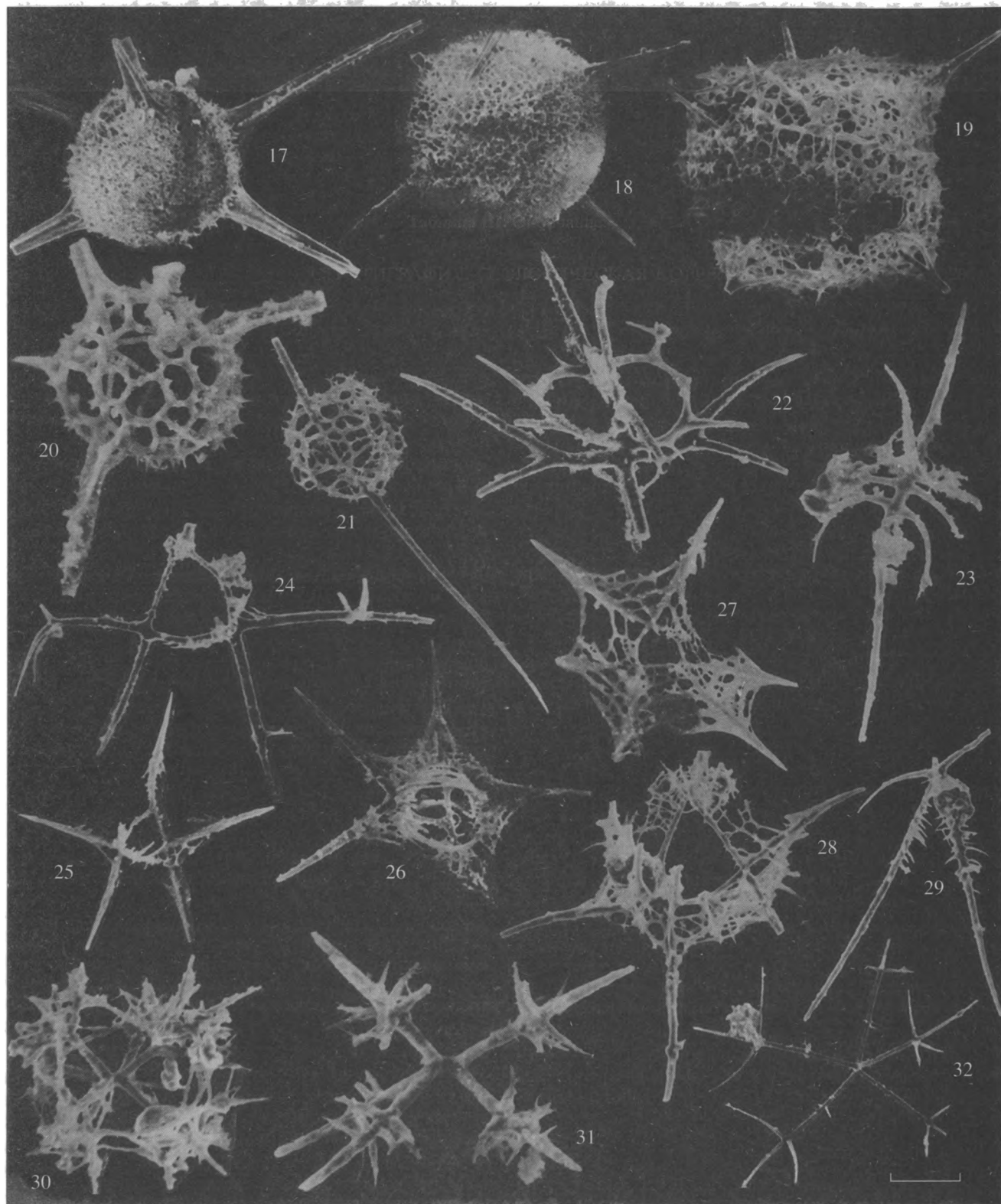


Таблица III. Окончание.

ется в позднем фране – фамене: *Astroentactinia paronae* (Hinde), *Entactinia paula* Foreman (табл. III – 2, 16), *Ceratoikiscum incomptum* Nazarov, *C. goodbodyi* Cheng, *C. simplum* Cheng, *Palaeothalamnus quadriramosum* (Foreman) (табл. III – 25, 26, 28, 31).

УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ ДОМАНИКОВОГО БАСЕЙНА

Франские осадки Тимано-Печорского бассейна характеризуют один крупный трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления (Кушнарева, 1972; Тихий, 1975; Юдина, Москаленко, 1994; Тихомиров, 1995). В начале франского века на Русской платформе располагалась равнина с речными, озерными и лагунными осадками. Начавшаяся затем трансгрессия распространялась со стороны обширного Уральского палеобассейна, постепенно захватывая все большую территорию и образуя окраинные, эпиконтинентальные моря типа рассматриваемого Тимано-Печорского моря. В среднем фране морская трансгрессия трижды проникала на Русскую платформу. Эта обстановка сменяется в конце позднефранского века общей регрессией моря.

Максимум трансгрессии и ее стабилизация являются ярким отличительным признаком доманикового времени. Однако уникальность доманика связана в большей мере с особенностями проявления региональной фазы тектонической активности. Во франское время, с одной стороны, возник Предтиманский авлакоген, с которым связаны излияния базальтов и формирование толщ со значительным содержанием пеплового материала, а с другой стороны, в Уральском палеобассейне наблюдалась интенсивная подводная вулканическая деятельность (Клевцова и др., 1998; Максимова,

1970, 1975; Тихий, 1975; Тихомиров, 1967, 1995; Klevtsova, Afanasieva, 1998) (рис. 1). Проявление вулканической деятельности, связанной с развитием Предтиманского авлакогена и глубинных разломов, возможно, было главным фактором, определявшим особую специфику экологической обстановки в доманиковом бассейне: пульсационное обогащение бассейна кремнеземом и “выпешки” биологической продуктивности.

Доманиковые отложения отличаются тончайшей слоистостью, что отражает пульсационность эволюции бассейна на всех уровнях: от толщи в целом до пачки, группы пластов, отдельных пластов, слоев и даже тончайших слоев, видимых только в шлифах (Афанасьева, Михайлова, 1996, 2000). При этом более крупные этапы развития связаны, по-видимому, с активизацией (или затуханием) подводного вулканизма и поступлением кремнезема из гидротерм глубинных магматических очагов (Клевцова и др., 1998; Максимова, 1970, 1975). В целом в толще доманика видны два уровня резкой изменчивости видового и количественного состава комплексов радиолярий, общего содержания акритарх, тасмантиясов, тентакулитов и иных органических остатков, а также максимумов пиритизации и кремнистости отложений. Более мелкие пульсации отражают, скорее всего, климатические и экологические флуктуации, которые, несомненно, вызывали экосистемные перестройки, фиксировавшиеся в осадках (Афанасьева, Михайлова, 1996, 2000; Afanasieva, Mikhailova, 1994, 1995; 1998; Afanasieva, 1998).

Одной из главных отличительных особенностей доманиковых отложений является повышенное значение общей кремнистости пород. Оно было обусловлено, по всей вероятности, повышенным содержанием растворенной кремнекис-

Таблица III. Подкомплекс радиолярий Rdm-3: верхний девон, среднефранский подъярус, доманиковая свита, юг Тимано-Печорского бассейна.

Скв.Шуда-Яг-1003: 1, 3, 9, 19, 28, 29 (обр.68 (инт.73,0-73,3 м); 2, 6, 17, 18, 20, 26 (обр.72 (инт.71,9-72,4 м); 7, 12 (обр.78 (инт.68,9-69,3 м); 10, 11, 14, 25, 27, 30, 31 (обр.73 (инт.71,4-71,9 м); 15 (обр.69 (инт.73,0-73,3 м); р. Лыайоль, обн. 1904, обр.6: 4, 5, 8, 13, 16, 21-24, 32.

1 – *Astroentactinia rusaevi* Afanasieva, ФФ-П001/107-04726 (штрих=50мкм); 2 – *Astroentactinia paronae* (Hinde), ФФ-П001/047-08627(=67мкм); 3 – *Moskovistella khaini* Afanasieva, ФФ-П001/041-04727 (=37мкм); 4 – *Moskovistella allbororum* Afanasieva, ФФ-П001/033-09512 (=56мкм); 5 – *Moskovistella victorialis* Afanasieva, ФФ-П001/032-09628 (=50мкм); 6 – *Moskovistella rozanovi* Afanasieva, ФФ-П001/117-05132 (=50мкм); 7 – *Borisella maksimovae* Afanasieva, ФФ-П001/036-04919 (=83мкм); 8 – *Borisella bykovae* Afanasieva, ФФ-П001/037-09537 (=50мкм); 9 – *Borisella mariae* Afanasieva, ФФ-П001/051-04708 (=133мкм); 10 – *Bientactinosphaera miletenkoi* Afanasieva, ФФ-П001/022-08831 (=50мкм); 11 – *Bientactinosphaera assidera* (Nazarov), ФФ-П001/101-08821 (=56мкм); 12 – *Bientactinosphaera guangxiensis* (Li et Wang), ФФ-П001/104-04928 (=90мкм); 13 – *Ornatentactinia spartaci* Afanasieva, ФФ-П001/052-09705 (=45мкм); 14 – *Ornatentactinia solita* Afanasieva, ФФ-П001/043-08804 (=67мкм); 15 – *Entactinia micula* Foreman, ФФ-П001/028-04834 (=33мкм); 16 – *Entactinia paula* Foreman, ФФ-П001/019-09627 (=67мкм); 17 – *Spongentactinella olafi* Afanasieva, ФФ-П001/056-08514 (=100мкм); 18 – *S. windjanensis* Nazarov, ФФ-П001/057-08515 (=100мкм); 19 – *Polyentactinia zhamoidai* Afanasieva, ФФ-П001/011-04722 (=50мкм); 20 – *Haplentactinia barskovi* Afanasieva, ФФ-П001/005-08609 (=33мкм); 21 – *H. alekseevi* Afanasieva, ФФ-П001/038-09621 (=67мкм); 22 – *Nazarovites bioculus* Afanasieva, ФФ-П001/092-09834 (=56мкм); 23 – *N. pinnula* Afanasieva, ФФ-П001/093-09508 (=50мкм); 24 – *Ceratoikiscum ukhtensis* Afanasieva, ФФ-П001/106-09835 (=67мкм); 25 – *C. incomptum* Nazarov, ФФ-П001/072-08811 (=83мкм); 26 – *C. goodbodyi* Cheng, ФФ-П001/077-08520 (=67мкм); 27 – *C. araneosum* Afanasieva, ФФ-П001/073-08706 (=63мкм); 28 – *C. simplum* Cheng, ФФ-П001/068-04810 (=67мкм); 29 – *Palaeoscenidium tabernaculum* Aitchison, ФФ-П001/080-04807 (=100мкм); 30 – *Palaeothalamnus timokhini* Afanasieva, ФФ-П001/086-08713 (=56мкм); 31 – *P. quadriramosum* (Foreman), ФФ-П001/105-08721 (=56мкм); 32 – *P. arthinia* (Foreman), ФФ-П001/085-09504 (=110мкм).

лоты, поступавшей благодаря усилению подводной вулканической активности. Средняя кремнистость доманиковых пород (без чистых кремней) составляет 37.2%. Первично высокие концентрации SiO_2 в водах доманикового моря хорошо согласуются не только с распределением фауны, но и с очень ранним, седиментационным выделением кремнезема. Кремнезем, как правило, не осаждается сразу из пересыщенной морской воды, но образует сначала коллоид, который выпадает затем в осадок в виде глобул геля и концентрируется на дне в больших количествах (Максимова, 1970). Однако состав примесей в осадке и особенно органическое вещество сдерживают кристаллизацию кремнезема. И чем больше содержание органического вещества в осадке, тем хуже раскристаллизована кремнистая масса породы (Хворова, Дмитрик, 1972). При этом скелетные остатки организмов просто погружаются в гель и, постепенно растворяясь, сливаются с ним. В битуминозных сланцах часто можно видеть “тени” скелетных остатков разнообразных организмов: раковины их растворились в окружающих кремнях и “слились” с породой при деструкции скелета. Кроме того, среди отложений доманиковой свиты широко распространены известковые образования диагенетического происхождения, имеющие форму вытянутых в большей или меньшей степени линз. Кремнисто-карбонатные и карбонатные конкреции, иногда локализованные среди совершенно немых кремней, очень богаты органическими остатками и, прежде всего, радиоляриями, спикулами губок и акритархами. Возможно, они и сохранились в конкрециях только благодаря частичной кальцитизации вмещающей их матричной основы. Именно выделение диагенетического кальцита, скорее всего, и предохранило от растворения в иле раковины многочисленных организмов, обитавших в доманиковом бассейне (Тихомиров, 1995).

Другой характерной особенностью отложений доманиковой свиты являются моноорганогенные образования: лингуловые, бухиоловые, тентакулитовые, радиоляриевые и сферовые (скорее всего, водорослевые – акритарховые). Как правило, они дополнены массовыми скоплениями зеленых одноклеточных водорослей – тасманитесов (Тельнова, 1995). Это могут быть как прослои органогенного известняка или кремнеизвестняка, так и “присыпки” (россыпь) организмов или их отпечатков по поверхности глинистых и кремнистых сланцев или силицитов, совершенно не содержащих фауны. Скелетные остатки, возможно, просто в них не сохранились (?) или организмы “внезапно” погибли именно в моменты накопления осадков. Особенно широкое распространение в отложениях доманиковой свиты имеют *Tentaculita*, встречающиеся по всему разрезу практически во всех разновидностях пород и, ча-

ще всего, ориентированные согласно их слоистости (Кушнарева, 1963). Однако образуя иногда на поверхности напластования горючих сланцев сплошные “войлочные” покрытия или обильную россыпь, *Tentaculita* совершенно отсутствуют в толще самой породы. И наоборот, в известняках, как правило, наблюдается хаотичное скопление скелетов *Tentaculita* именно внутри слоев, где их содержание достигает 85–95%. При всем при этом тентакулитовые слои имеют незначительную мощность не более 5–6 см, а чаще всего – несколько миллиметров или даже менее. Беспорядочное нагромождение раковин тентакулитов с незначительной примесью илистого осадка свидетельствует о внезапном вымирании и массовом скоплении на дне скелетных остатков *Tentaculita*.

Как известно, живые организмы, приспосабливаясь к условиям окружающей среды, сами способны видоизменяться в том или ином направлении. Из этого положения следует, что, изучая строение тела или его частей (скелет) тех или иных организмов, можно судить о том, какой образ жизни они вели в период своего существования. Вероятно, форма скелета, а также соотношение массы скелета и цитоплазмы клетки, скорее всего, определяют глубину погружения радиолярий и выбор оптимальных уровней обитания в толще морской воды. С другой стороны, именно существование организма в глубоких водах, более богатых растворенной кремнекислотой, диктует образование тяжелого массивного скелета, в то время как приповерхностные виды отличаются развитием более ажурных скелетов. В любом случае организм с большей удельной массой тела будет обитать в более глубоких водах, а не затрачивать неоправданно большое количество энергии на подъем в верхние слои воды. Следовательно, морфологические особенности раковин радиолярий и характер их палеобиоценозов теснейшим образом связаны со средой и условиями обитания и изменяются не только в пространстве при переходе от относительно глубоководных к более мелководным осадкам, но и зависят от изменения температуры вод палеоморя.

В водах современных океанов живые радиолярии встречаются на всех уровнях – от поверхности до 5000 м, но они наиболее обильны в интервале 10–300 м. Максимальная концентрация радиолярий, не считая фрагментов скелетов, составляет до 30% современных осадков, которые, в целом, неплохо отражают имеющуюся в планктоне картину, хотя в различных по типу осадках наблюдается разная сохранность скелетов одного и того же вида (Петрушевская, 1981, 1986). На основании изменения количественного соотношения высоких таксонов современных радиолярий С.Б. Кругликова в 1993 г. установила зависимость, при которой преобладание в осадке билатерально-симметричных *Nassellaria* над сферическими *Sphaerellaria*

указывает на более холодные воды среды обитания радиолярий и наоборот (Kruglikova, 1993; Кругликова, 1995).

В отложениях палеозоя *Nassellaria* не известны. Но, возможно, они ведут свое происхождение от пилонных палеозойских радиолярий рода *Poroskyellum*, отличающихся развитием конусовидной сегментированной раковины с субсферическим апикальным сегментом. С другой стороны, альтернативной группой сферическим радиоляриям в палеозое являются иглистые представители *Aculearia*, осваивавшие вместе с *Rydomaria* одну экологическую нишу глубинных и придонных вод. На основании этого допущения для радиолярий палеозоя установлен палеотемпературный коэффициент: $Rt = Sphaerellaria/Aculearia$.

Согласно значениям данного коэффициента, преобладание в разрезе доманиковой свиты иглистых видов *Aculearia* над сферическими *Sphaerellaria* ($Rt \leq 1$) может свидетельствовать об относительно холодных придонных водах Тимано-Печорского палеоморя (Афанасьева, Михайлова, 1995). Значения палеоклиматического коэффициента в период раннего доманика изменялись от 1.14 до 3.25. В среднем доманике величина палеоклиматического коэффициента была минимальной и не превышала 0.57–0.88. Поздний доманик характеризуется возрастанием палеоклиматического коэффициента, максимальные значения которого для этого времени достигали 3.00 (рис. 2, табл. 3, 4).

Итак, среди радиолярий доманика выделяются две морфологические группы: сферические *Sphaerellaria* и иглистые формы *Aculearia*, отличающиеся избирательной приуроченностью к разным зонам моря и типам осадков. Количественный и качественный состав ассоциаций радиолярий достаточно четко отражает приуроченность выделенных комплексов к относительно тепловодным и холодноводным условиям среды обитания на различных глубинных уровнях доманикового палеоморя. Интересно, что количество придонных иглистых форм доманиковых *Aculearia* остается неизменным в целом по разрезу. Сферические же виды планктонных *Sphaerellaria* реагируют, напротив, очень резко: в нижней части разреза их мало, в средней они играют явно подчиненную роль, а в верхней части разреза резко возрастает их значение, общее содержание и видовое разнообразие. Очевидно, экологическая ситуация в середине доманика допускала развитие только относительно холоднолюбивых иглистых форм *Aculearia*: они, по всей видимости, вели придонный образ жизни, приобретая при данных условиях доминантное значение в ассоциации радиолярий.

Возможно, в далеком геологическом прошлом существовали только неритические виды радио-

лярий, обитавшие не в океанических условиях, а в относительно мелководных эпиконтинентальных, окраинных морях, и, возможно, преимущественно, в придонных слоях воды (Петрушевская, 1981, 1986; Афанасьева, Вишневская, 1993 а, б; Афанасьева, Михайлова, 1995, 1998; Afanasieva, Mikhailova, 1994, 1995). Океанических же видов в палеозое просто еще не было (Афанасьева, Вишневская, 1993 а, б). Однако среди геологов устойчиво закрепилось мнение, что все радиолярии ведут планктонный образ жизни, а радиоляриевые илы являются только глубоководными образованиями. И это верно практически для всех кайнозойских и многих мезозойских отложений (Афанасьева, Вишневская, 1993 а, б). Однако при рассмотрении ископаемых радиолярий палеозоя А.В. Хабаков еще в 1932 г. отмечал, “что, вопреки распространенному предрассудку, наличие большого количества остатков радиолярий в ископаемом, особенно в древнем осадке само по себе не может считаться доказательством его абиссального происхождения. Ископаемые радиоляриевые осадки на континентальных щитах относятся в большинстве к батинальным, неритическим, даже лагунным отложениям” (Хабаков, 1932, с.223). Позднее, в 1951 г. О.К. Каптаренко-Черноусова получила “фактические данные о незначительных глубинах распространения радиолярий” из надмергельных глин киевского горизонта палеогена (Каптаренко-Черноусова, 1951, с.159). А в 1955 г. Е.В.Быкова на материале доманиковых радиолярий Волго-Уральской провинции показала, “что они могут встречаться в осадках явно прибрежных” (Быкова, 1955, с.111). Особый интерес в связи с этим представляют находки раннекаменноугольных бентосных радиолярий с пилонном рода *Caspiaza* среди органогенно-детритовых отложений массива Карачаганак, Северный Прикаспий. При этом наиболее обильное содержание придонных *Caspiaza* было приурочено к верхней половине шельфа, ближе к мелководным водорослевым биостромам (Афанасьева, 1987). Между тем эти факты старательно замалчиваются большинством исследователей, а сам вопрос мелководного обитания древних радиолярий усердно обходится стороной.

Если же древние иглистые и пилонные радиолярии обитали в основном в придонной толще воды, то, с одной стороны, они могли выдерживать повышенные концентрации кремнекислоты, а часто и сероводородное заражение. С другой стороны, обильному скоплению и сохранности придонных и планктонных форм радиолярий в кремнистых и кремнеизвестняковых осадках способствовало их быстрое захоронение, насыщение осадка кремнекислотой, низкая температура и низкое рН придонных вод. На быстрое захоронение организмов в осадках доманика, перенасыщенных кремнеземом, также указывает широкое

развитие кремневой крустификации живых клеток акритарх, сохранивших прижизненную форму и детали скульптуры органической стенки (Афанасьева, Михайлова, 1998).

Таким образом, морфологические особенности организмов и фаунистическое разнообразие, а также закономерная циклическая смена рассмотренных тафоценозов, отражают различные условия существования организмов и свидетельствуют о существовании значительных перестроек среды обитания в течение доманикового времени.

Согласно гипотезе Д.В. Наливкина (Наливкин, 1955, 1956), область развития Тимано-Печорского палеоморя отличалась теплым тропическим климатом, а палеомагнитный экватор в франском веке проходил через восточную часть Русской платформы примерно по меридиану 50° (Тихий, 1975) (рис. 1). Это предположение основывается на присутствии барьерных рифов в Уральском палеобассейне. Развитие коралловых рифов говорит о сильном прибое, чистоте воды и тропическом климате со средней годовой температурой до 20°C. В Тимано-Печорском бассейне также шло формирование рифов, биогермов и банок вдоль края мелководного шельфа и внутри некомпенсированной впадины на отмелях, начиная с середины франского времени (Меннер и др., 1995). В сообществах рифостроителей доманикового времени доминировали пластинчатые, корковые и массивные формы строматопорат, сине-зеленые водоросли. Как подтверждение стабилизации тропического климата можно рассматривать фантастическое разнообразие планктонных *Sphaerellaria* и их преобладание над иглистыми видами придонных *Aculearia* в нижней и, особенно, в верхней части разреза доманиковой свиты. Следы ризоидов в осадках указывают на относительно небольшие глубины палеобассейна. Об этом же свидетельствуют и массовые скопления тасманитесов. "Вспышки" биопродуктивности этих зеленых одноклеточных водорослей отмечены в отложениях различных возрастов и регионов, сформировавшихся в условиях максимального развития морских трансгрессий, когда воды были значительно обогащены биогенным веществом, поступавшим с затопленных участков прибрежной суши (Ефремова, 1987).

Интересным и имеющим большое значение для оценки палеоэкологической обстановки доманикового моря является присутствие в осадках спикул губок. Однако ранее спикулы губок или только упоминались для отложений доманика (Кушнарева, 1959, 1963; Вишневская и др., 1993) или даже отрицалась сама возможность развития губок в Тимано-Печорском доманиковом море (Максимова, 1970). Электронно-микроскопическое изучение микрофоссилий и пород доманика

позволило нам впервые доказать присутствие в осадках доманикового моря кремневых 4-х лучевых спикул губок, характеризующихся специфическим нарастанием скелета и наличием центрального канала (Афанасьева, Михайлова, 1995, 1998; Afanasieva, Mikhailova, 1994, 1995). Морфологические особенности спикул (Колтун, 1961) могут свидетельствовать о развитии доманиковых губок на глубинах около 200 м.

Исходя из вышесказанного, можно допустить, что формирование доманиковых осадков Тимано-Печорского моря и развитие экосистем происходило на заключительном этапе трансгрессии в условиях мелководного, окраинного моря в зоне внешнего шельфа с глубинами 100–200 м даже в наиболее погруженной Ухтинской части бассейна, что подтверждает гипотезу об относительной мелководности древних палеозойских морей (Страхов, 1937, 1939; Максимова, 1970; Тимофеев, Холодов, 1984).

ВЫВОДЫ

1. Впервые из отложений доманика выделена богатая ассоциация радиолярий, насчитывающая 127 видов, а также впервые доказано присутствие спикул губок, кремневых крустифицированных клеток акритарх и следов ризоидов.

2. В рамках радиоляриевого комплекса *Moskovistella allbororum* – *Ceratoikiscum ukhtensis* выделены три радиоляриевые подкомплекса: нижний Rdm-1, средний Rdm-2 и верхний Rdm-3 с существенно различным количественным и качественным составом комплексов радиолярий.

3. Среди радиолярий доманика отчетливо выделяются две морфологических группы: сферические планктонные *Sphaerellaria* и иглистые формы придонных *Aculearia*, отличавшиеся избирательной приуроченностью к различным зонам моря и типам осадков.

4. Показано, что численность и видовое разнообразие придонных видов *Aculearia* в течение доманикового времени оставались почти неизменными, тогда как планктонные *Sphaerellaria* чутко реагировали на изменения условий среды обитания.

5. Определен палеотемпературный коэффициент, согласно которому преобладание в осадке иглистых представителей *Aculearia* над сферическими видами *Sphaerellaria* может свидетельствовать об относительно холодных придонных водах доманикового палеоморя.

6. Циклическая смена тафоценозов отражает различные условия среды обитания организмов и свидетельствует о значительных экологических перестройках в течение доманикового времени.

7. Ухтинская часть Тимано-Печорского бассейна доманикового осадконакопления представляла собой обособленную экологическую зону

внешнего шельфа с максимальными отметками 100–200 м, что подтверждает гипотезу об относительной мелководности древних палеозойских морей.

Коллекции радиолярий № ФФ–П001, акритарх № ФФ–П002, спикул губок № ФФ–П003 и тентакулитов № ФФ–П004 хранятся в Федеральном фонде ядерного материала, палеонтологических и литологических коллекций и коллекций нефтей нефтегазоносных провинций России, город Апрелевка.

Авторы приносят свою искреннюю благодарность В.Вл. Меннеру и А.Ю. Розанову за ценные советы и замечания, а также глубоко признательны В.Вл. Меннеру и Г.А. Шуваловой (ИГИРГИ), Н.В. Беляевой и А.А. Беляеву (Институт геологии КНЦ УрО РАН) за любезно предоставленный каменный материал по доманиковым отложениям Ухтинской части Тимано-Печорского бассейна; М.С. Зонн и Б.И. Петрашу (ИГИРГИ) – за помощь при работе на электронном микроскопе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 98-05-65069.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьева М.С. Позднепалеозойские радиолярии месторождения Карачаганак и их фациальная приуроченность // Стратиграфия и палеонтология Прикаспийской впадины. М.: ВНИГНИ, 1987. С. 26–47.

Афанасьева М.С. Некоторые особенности раннефранских доманиковых подкомплексов радиолярий юга Тимано-Печорского бассейна // Чтения памяти С.В. Семихатовой. Новые данные по биостратиграфии палеозоя Русской платформы и складчатых областей Урала и Тянь-Шаня. Тез. докладов. М.: ВНИГНИ, 1994. С. 9–11.

Афанасьева М.С. Радиолярии доманика (ранний фран) и их биостратиграфическое значение // Десятый семинар по радиоляриям. Тезисы докладов. М.: Ин-т литосферы РАН, 1996. С. 11–12.

Афанасьева М.С. Биостратиграфическое значение раннефранских радиолярий // Докл. АН. 1997. Т. 355. № 2. С. 217–222.

Афанасьева М.С. Биотические кризисы радиолярий в девонской истории развития Русской платформы // Биостратиграфия и эколого-биосферные аспекты палеонтологии. Тезисы докладов XLIV сессии Палеонтологического общества. С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 8–9.

Афанасьева М.С. Новый вариант систематики радиолярий палеозоя // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: ИГ КНЦ УрО РАН, 1999. Т. II. С. 253–256.

Афанасьева М.С. Адаптивная радиация радиолярий на девонском этапе развития Русской платформы // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000а. № 12. С. 7–14.

Афанасьева М.С. Атлас радиолярий палеозоя Русской платформы. М.: Научный Мир, 2000б. 480 с.

Афанасьева М.С. Новые радиолярии надсемейства Eptactinoidea из верхнего девона Тимано-Печорской провинции России // Палеонтол. журнал. 2000в. № 2. С. 20–33.

Афанасьева М.С. Новые радиолярии отрядов Aculearia и Sphaerellaria из верхнего девона Тимано-Печорской провинции России // Палеонтол. журнал. 2000г. № 4. С. 3–19.

Афанасьева М.С., Вишневская В.С. Радиолярии: бентос и планктон // Палеонтол. журнал. 1993а. № 3. С. 3–13.

Афанасьева М.С., Вишневская В.С. Радиолярии прошлого как индикаторы эволюции кремнисто-карбонатного осадконакопления // Литология и полезн. ископаемые. 1993б. № 5. С. 52–68.

Афанасьева М.С., Михайлова М.В. Палеоэкология радиолярий доманика юга Тимано-Печорского бассейна // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 2. М.: ПИН РАН, 1995. С. 49–65.

Афанасьева М.С., Михайлова М.В. Пульсационность развития Ухтинского палеобассейна в доманиковое время раннего франа // Проблемы ноосферы и экобудущего. М.: РАЕН, 1996. Вып.1. С. 218–223.

Афанасьева М.С., Михайлова М.В. Радиолярии как один из возможных источников органического вещества нефти // Геология нефти и газа. 1998. № 1. С. 12–21.

Афанасьева М.С., Михайлова М.В. Цикличность осадконакопления доманикового этапа развития Тимано-Печорского бассейна // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 12. С. 15–24.

Афанасьева М.С., Эчисон Дж. Биостратиграфия франского яруса по радиоляриям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9 № 1. С. 13–21.

Беляева Н.В., Корзун А.Л., Сташкова Э.К., Гринько Т.Г. Модель строения верхнедевонско-турнейского комплекса отложений на севере Верхнепечорской впадины. Сер. Научные рекомендации – народному хозяйству. Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 1992. Вып. 103. 16 с.

Быкова Е.В. Фораминиферы и радиолярии девона Волго-Уральской области и Центрального девонского поля и их значение для стратиграфии // Быкова Е.В., Поленова Е.Н. Фораминиферы, радиолярии и ostracodes девона Волго-Уральской области. Тр. ВНИГРИ. Нов.сер. Вып. 87. 1955. С. 5–189.

Вассоевич Н.Б. Исходное вещество для нефти и газа // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра, 1972. С. 39–70.

Вишневская В.С., Мерц А.В., Седаева К.М. Девонские радиолярии и их роль в образовании нефти // Докл. АН. 1993. Т. 333. № 6. С. 745–749.

Ефремова Г.Д. Верхнепалеозойские пражинифиты востока и юго-востока Русской плиты // Стратиграфия и палеонтология Прикаспийской впадины. М.: ВНИГНИ, 1987. С. 93–102.

Завьялов В.А. Геохимия и микроэлементы доманиковых отложений Южного Притиманья. М.: Наука, 1966. 156 с.

Калицкий К.П. Ухтинский район // Нефть. и сланц. хозяйство. 1921. № 9–12. С. 115–128.

Калицкий К.П., Стоянов А.А. Исследование Ухтинского района // Изв. Геол. ком-та. 1919. Т. 38. № 1. С. 78–84.

- Каптаренко-Черноусова О.К. Киевский ярус и элементы его палеогеографии // Тр. Института геологических наук. Сер. стратиграфии и палеонтологии. Вып. 3. Киев: АН УССР, 1951. 204 с.
- Кейзерлинг А.А. Геогностические замечания по берегам реки Сяси // Горный журнал. 1843. № 9. Ч. III. Кн. IX. С. 430–432.
- Клевцова А.А., Афанасьева М.С., Милетенко Н.В. Авлакогены и нефтегазонасность Русской платформы // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Материалы Второй международной конференции. М.: МГУ, 1998. С. 101–103.
- Колтун В.М. Спикулы кремневых губок в отложениях верхнего мела Зауралья и палеогена Северного Урала // Палеонтол. журнал. 1961. № 1. С. 61–69.
- Кругликова С.Б. Структура ассоциаций радиолярных полицистин на видовом и надвидовом уровне и палеосреда // Современный и ископаемый микропланктон Мирового океана. М.: Наука, 1995. С. 76–89.
- Кузнецов А.В. История изучения доманиковых отложений Тимано-Печорского и Волго-Уральского нефтегазоносных бассейнов // Геология горючих ископаемых европейского севера России. Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 1995. С. 90–105.
- Кузьмин А.В., Яцков С.В., Орлов А.Н., Иванов А.О. “Доманиковый кризис” в развитии фауны франского морского бассейна на Южном Тимане (северо-восток Русской платформы) // Палеонтол. журнал. 1997. № 3. С. 3–9.
- Кушнарева Т.И. Стратиграфия, литология и нефтеносность нефтепродуктивных девонских отложений // Геология и нефтеносность Тимано-Печорской области. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 81–93.
- Кушнарева Т.И. Доманиковые фации среднефранского бассейна Тимано-Печорской провинции // Изв. вузов. Сер. Геол. и разведка. 1963. № 3. С. 46–54.
- Кушнарева Т.И. История развития доманиковой впадины в Тимано-Печорской провинции. Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М.: Наука, 1972. С. 125–128.
- Кушнарева Т.И., Халымбаджа В.Г., Бусыгина Ю.Н. Биостратиграфическая зональность доманиковой свиты в разрезе стратотипа // Сов. геология. 1978. № 1. С. 60–71.
- Максимова С.В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука, 1970. 84 с.
- Максимова С.В. Породообразующая роль кремневых организмов и вулканизм // Изв. вузов. Сер. Геол. и разведка. 1975. № 5. С. 22–27.
- Меннер В.В., Архангельская А.Д., Кузьмин А.В. и др. Сопоставление разнофациальных разрезов франского яруса на Южном Тимане // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 6. С. 64–82.
- Меннер В.В., Михайлова М.В., Баранова А.В., Шувалова Г.А. Палеоэкологические системы верхнедевонских рифов и банок Тимано-Печорской провинции // Эволюция экосистем. Международный симпозиум. Тез. докладов. М.: ПИН РАН, 1995. С. 83–84.
- Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.–Л.: АН СССР. Т. 1, 1955, 534 с. Т. 2, 1956, 393 с.
- Петрушевская М.Г. Радиолярии отряда Nassellaria Мирового океана. (Определитель по фауне СССР). Л.: ЗИН АН СССР, 1981. Вып. 128. 405 с.
- Петрушевская М.Г. Радиоляриевый анализ. Л.: Наука, 1986. 200 с.
- Страхов Н.М. О значении сероводородных бассейнов как областей отложения битуминозных и “нефтепроявляющих” свит // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. № 5. С. 893–917.
- Страхов Н.М. Доманиковая фация Южного Урала. Тр. ИГН. Вып. 16. Геол.сер. 1939. № 6. 122 с.
- Тельнова О.П. Морской фитопланктон из девонских отложений Тимано-Печорской провинции // Экостратиграфия и ископаемые сообщества палеозоя и мезозоя европейского Северо-Востока. Тр. Ин-та геологии КНЦ УрО РАН. Вып. 86. 1995. С. 21–27.
- Тимофеев П.П., Холодов В.Н. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 10–34.
- Тихий В.Н. Девонский период. Палеогеография // Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Т.2. Девонский, каменноугольный, пермский периоды. М.: Недра, 1975. С. 12–40.
- Тихомиров В.В. Геология в России первой половины 19 века. Часть 1. М.: АН СССР, 1960. 228 с.
- Тихомиров С.В. Девон Среднего Тимана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 2. С. 47–56.
- Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М.: Недра, 1967. 268 с.
- Тихомиров С.В. Факторы осадочного процесса и его основной закон // Изв. вузов. Сер. Геол. и разведка. 1972. № 3. С. 3–35.
- Тихомиров С.В. Об изучении эвстатических колебаний уровня Мирового океана на Русской платформе // Эвстатические колебания уровня Мирового океана в девоне. Тез. докладов. М.: ПИН РАН. 1994. С. 44.
- Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. М.: Недра, 1995. 445 с.
- Тихонович Н.Н. Материалы Ухтинской геологической экспедиции 1929–1930 // Нефт. хоз-во. 1930. № 8–9. С. 1–20.
- Тихонович Н.Н. Структурные черты Тимано-Уральской нефтеносной провинции // Сов. геология. 1941. № 1. С. 43–60.
- Фишман М.В. История геологических исследований и становление геологической науки на Северо-Востоке европейской части СССР // История геологических исследований на европейском Северо-Востоке. Сыктывкар: КНЦ УрО АН СССР, 1991. С. 10–19.
- Хабаров А.В. О находке фауны радиолярий в кремнистых сланцах и яшмах палеозоя Кавказского хребта и ее палеогеографическом значении // Изв. Всес. геол.-разв. объединения. 1932. Т. LI. Вып. 12. С. 219–225.
- Хворова И.В., Дмитрик А.Л. Микроструктуры кремнистых пород. М.: Наука, 1972. 50 с.
- Чернышев Ф.Н. Тиманские работы, произведенные в 1889 г. // Изв. Геол. ком-та. Т. IX. 1890. № 2–3. С. 41–84.

Юдина Ю.А., Москаленко М.Н. Опорные разрезы франского яруса Южного Тимана. Путеводитель полевой экскурсии. Ухта: ТПО ВНИГРИ, 1994. 48 с.

Afanasieva M.S. Biostratigraphic significance of Early Frasnian radiolarians // Eight meeting of the International Association of Radiolarian Paleontologists (INTERRAD VIII). Paris. Abstracts. 1997. P. 3.

Afanasieva M.S. Radiolarian biotic crisis in Devonian history of Russian Platform development // 6th Zonenshain Conference on Plate Tectonics. Moscow. Abstracts. 1998. P. 149.

Afanasieva M.S., Mikhailova M.V. Domanik radiolarians as bioindicators of conditions of sedimentation // Seventh meeting of the International Association of Radiolarian Paleontologists (INTERRAD VII). Osaka. Abstracts. 1994. P. 3.

Afanasieva M.S., Mikhailova M.V. Domanik radiolarians and their importance to Ukhta paleosea reconstruction (Late Devonian, Timan-Pechora Basin, Russia) // 5th Zonenshain Conference on Plate Tectonics. Moscow. Abstracts. 1995. P. 195–196.

Becker R.T., House M.R., Kirchgasser W.T. Devonian goniatite biostratigraphy and timing of facies movements in the Frasnian of the Canning Basin, Western Australia / Eds. Hailwood E.A., Kidd R.B. High Resolution Stratigraphy. Geol. Soc. Spec. Publ. № 70. 1993. P. 293–321.

House M.R., Menner V.V., Ovnatanova N.S. et al. Mid-Paleozoic anoxic, eustatic and reef episodes in the Frasnian of the

Timan and Pechora area of Russia and their interpretation and comparisons with similar developments in the other areas // Geol. Soc. London (in press).

Keyserling A.A., Krusenshteyn P.I. Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschora Land im Jahre 1843. St.-Petersburg, 1846. 420 p.

Klevtsova A.A., Afanasieva M.S. Rifting, Radiolarians and oil-and-gas potential of Russian Platform // 6th Zonenshain Conference on Plate Tectonics. Moscow. 1998. Programme. Abstracts. P. 161–162.

Kruglikova S.B. To the relations of Radiolaria high-rank taxa as an indicator of paleoenvironment // L.P.Zonenshain Memorial conference on Plate Tectonics. Moscow. Abstracts. 1993. P. 89.

Nazarov B.B., Ormiston A.R. Upper Devonian (Frasnian) radiolarian fauna from the Gogo Formation, Western Australia // Micropaleontology. 1983. V. 29. № 4. P. 454–466.

Murchison R.J., de Verneuil E., von Keyserling A. The geology of Russia in Europe and the Ural Mountains. V.1. Geology. London: J.Murray, Allermarie street, 1845. 700 p.

Witsen N. Noord en Oost Tartarye, of te bond igh ontwerp. Amsterdam, 1692. 700 s.

Рецензенты В.Вл. Меннер, А.Ю. Розанов

УДК 551.7.:511.736.1(511)

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА ДЖЕСИ ХОНГОР (СЕВЕРНЫЙ КИТАЙ)

© 2001 г. Э. Я. Левен*, Т. А. Грунт**, Линь Джин-дан***, Ли Лиан-фан***

*Геологический институт РАН, 117090 Москва, Пыжевский пер. 7, Россия

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

***Чанчуньский университет науки и технологии, г. Чанчунь, Китайская Народная Республика

Поступила в редакцию 09.03.99 г., получена после доработки 01.11.99 г.

В районе Джеси Хонгор (Северный Китай) выделено несколько тектонических блоков с разными фациальными типами разрезов морской перми в каждом из них. Дана краткая характеристика разрезов и их корреляция. Уточнено строение опорного для изученного района разреза известняковой гряды Хонгор Ула, в котором установлены три свиты вместо двух, выделявшихся ранее. Каждая из них получила палеонтологическую характеристику по разным группам морских беспозвоночных. Подтвержден холодноводный характер фауны нижней свиты (Джеси) и тепловодный двух верхних (Нижняя и Верхняя Йеховусу). На основании корреляции с разрезами перми Бореальной области и Палеотетиса, а также анализа брахиоподовых и фузулинидовых комплексов возраст свит устанавливается, соответственно, как кубергандинский (уфимский), мургабско-раннемидийский и мидийский.

Ключевые слова. Верхняя пермь, биостратиграфия, биогеография, фузулиниды, брахиоподы, корреляция, Палеотетис, Бореальная область.

Описанное А. Гребо (Grabau, 1931) местонахождение морских беспозвоночных Джеси Хонгор (Внутренняя Монголия, Китай) (рис. 1) получило широкую известность благодаря тому, что здесь в едином разрезе встречаются холодноводные и тепловодные комплексы, главным образом, брахиопод. Это позволило сделать ряд выводов палеобиогеографического и палеоклиматического характера. В последние годы интерес к разрезу возрос в связи с находками в нем фузулинид, а также редких конодонтов, что помогло существенно уточнить его датировку и открыло реальный путь для корреляции трудносопоставимых стратиграфических шкал перми Бореальной области и Палеотетиса. Однако относительно трактовки стратиграфической последовательности слоев разреза до сих пор высказываются противоречивые, а иногда и прямо противоположные точки зрения.

Основными задачами настоящей публикации стали расшифровка сложной геологической структуры района, изучение стратиграфии пермских отложений и уточнение соотношения слоев, содержащих различные группы фауны. Работа была организована Чанчуньским университетом науки и технологии в сотрудничестве с Палеонтологическим и Геологическим институтами Российской академии наук. За 10 дней полевых маршрутов осмотрены разрезы собственно местонахождения Джеси Хонгор, а также ряд близлежащих обнажений.

Наряду с палеонтологическими сборами, осуществленными во время полевых работ, нами использованы материалы, накопленные в Чанчуньском университете за предшествующие годы. В основном, это богатая коллекция брахиопод, собранная Лю Фа (Liu Fa), изученная им совместно с Дж. Уотерхаузом (Новая Зеландия) и хранящаяся в Чанчуньском университете. Коллекция кораллов была собрана Линь Джин-даном (Lin Jing-dang) – одним из авторов настоящей статьи. Учтены также данные, опубликованные Тяньцзиньским институтом геологии и минеральных ресурсов

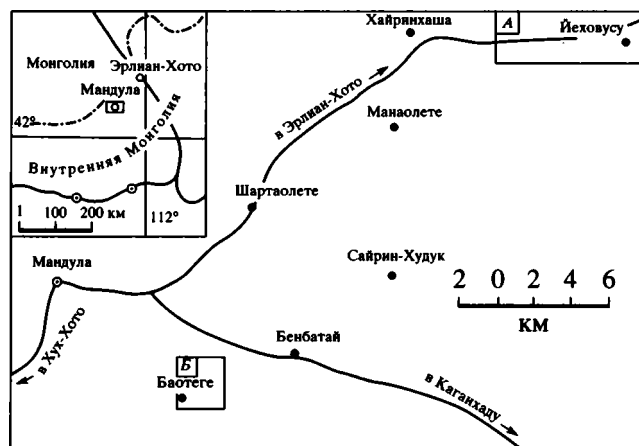


Рис. 1. Обзорная карта района работ. А – участок Джеси Хонгор; Б – участок Баотеге.

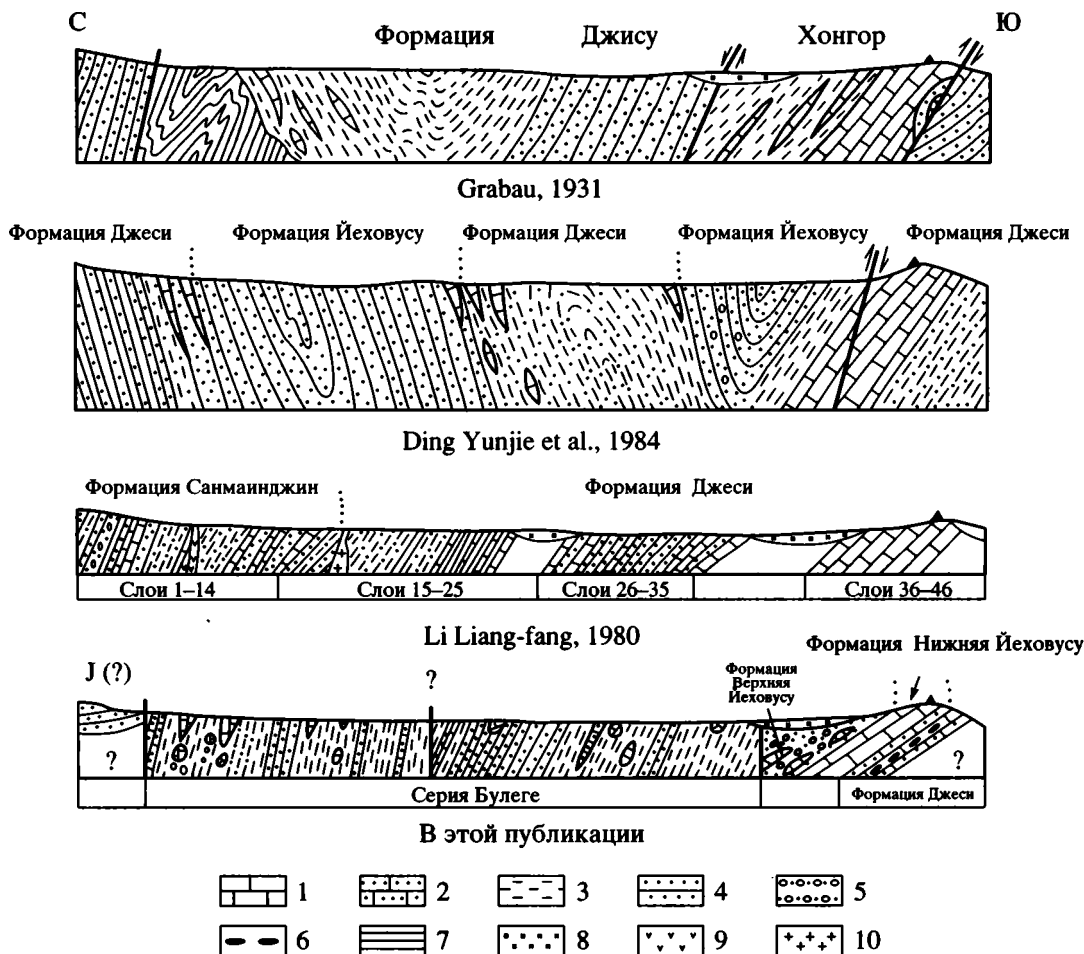


Рис. 2. Интерпретация разреза перми на участке Джеси Хонгор различными исследователями.

1, 2 – известняки: 1 – биогермные, 2 – детритовые; 3 – аргиллиты, алевролиты; 4 – песчаники; 5 – конгломераты; 6 – кремни; 7 – граувакки; 8 – четвертичные отложения; 9 – диабазы; 10 – кварцевые порфиры.

(Ding Yunjie et al., 1984). Фузулиниды определены Э.Я. Левеном; брахиоподы – Т.А. Грунт; мшанки – И.П. Морозовой (ПИН РАН); кораллы – Линь Джин-даном.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первые сведения о перми рассматриваемого района получены участниками Центрально-Азиатской экспедиции Ч. Беркли и Ф. Моррисом в течение 1922, 1923 и 1925 годов. Собранные ими материалы обобщены в капитальной монографии А. Гребо (Grabau, 1931). Основная часть описанных коллекций происходит из местонахождения Джеси Хонгор. В 70-е - 80-е годы пермские отложения этой территории интенсивно изучались китайскими исследователями в процессе геологической съемки, проводившейся Геологической службой Внутренней Монголии. В работах принимали участие сотрудники Чанчуньского университета, Тяньзиньского и Шеньянского институтов геоло-

гии и минеральных ресурсов. По итогам исследований опубликовано несколько статей (Li Liang-fang, 1980; Xia Guoying, 1981, 1982) а также монография Дин Юнжи и др. (Ding Yunjie et al., 1984). Авторами этих публикаций предложено несколько вариантов интерпретации разреза, существенно отличающихся друг от друга. В частности, это относится к положению подошвы и кровли разреза Джеси Хонгор. Мнения на этот счет подчас прямо противоположные. Вместе с тем, во всех публикациях пермские отложения Джеси Хонгора рассматривались в единой последовательности, лишь осложненной тектоническими дислокациями (рис. 2). Единодушие состояло также в том, что все выходы известняков, наблюдаемые среди песчано-глинистых пород, являются прослоями или линзами, то есть залегающими "in situ".

Разногласия во взглядах на строение разреза нашли отражение и в представлениях об особенностях выделяемых стратиграфических подразделений, их числе, а также наименовании. Так,

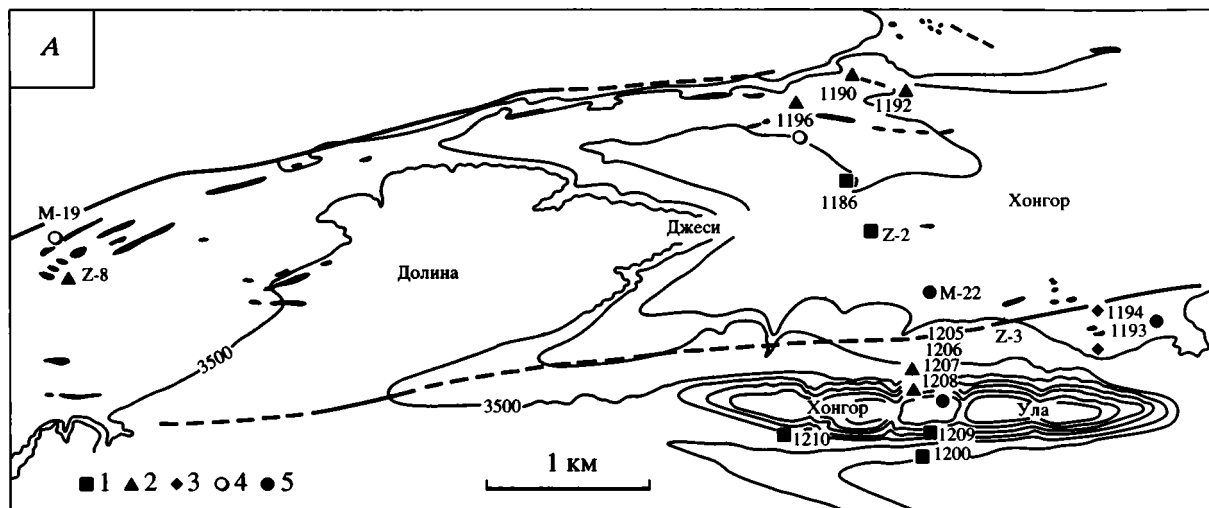


Рис. 3. Детализированная карта участка Джеси Хонгор (А) (см. рис. 1) (Grabau, 1931; с дополнениями).

1190–1210 – места сборов фауны Центрально-Азиатской экспедицией (Grabau, 1931); Z-2, Z-3, Z-8, M-19, M-22 – места сборов фауны авторами настоящей публикации. 1–5 – места сборов фузулинид и брахиопод, принадлежащих комплексам: 1 – *Kochiproductus*, *Yakovlevia*, *Spiriferella*, 2 – *Enteletes*, *Streptorhynchus*, *Richthofenia*, 3 – *Haydenella*, 4 – *Pseudofusulina*, 5 – *Pseudodoliolina*, *Codonofusiella*.

Сплошными жирными линиями показаны разломы; пунктирными – предполагаемые разломы.

А. Гребо (Grabau, 1931) объединял все пермские толщи, развитые на участке Джеси Хонгор в единую формацию Джесу Хонгор (Джеси в современной транскрипции). По представлениям А. Гребо, среднюю часть разреза занимают известняки, слагающие гряду Хонгор Ула (рис. 2, 3). Они подстилаются и перекрываются мощными терригенными толщами, которые на севере района с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании ложатся на расположенную севернее толщу обломочных пород (граувакки) неопределенного возраста.

В статье Ли (Li Liang-fang, 1980) весь разрез перми от Хонгор Ула на юге до северного борта долины Джеси Хонгор интерпретируется как опрокинутая моноклиналь (рис. 2). По мнению автора, известняки гряды Хонгор Ула занимают самое высокое положение в разрезе и также имеют опрокинутое залегание. Северную часть разреза Ли (Li Liang-fang, 1980) выделил в самостоятельную формацию Санмианджин.

В интерпретации Дин Юнжи и др. (Ding Yunjie et al., 1984) пермские толщи Джеси Хонгора смяты в серию складок, по которым неоднократно повторяются выделенные авторами фациально изменчивые формации Джеси и Йеховусу (рис. 2). В основании разреза выделена также формация Хугете, подстилающая формацию Джеси.

Причины отмеченных разногласий в интерпретации разреза Джеси Хонгор кроются в том, что его видимой простоте и кажущейся моноклиальности залегания слоев противоречит незаконномерный характер распределения в нем разно-

возрастных органических остатков. Это приводило к выводу о более сложном, чем казалось, строении разреза. Восстановление же его истинного характера затруднено из-за неудовлетворительной обнаженности, допускающей многовариантность решений.

Характеристика разрезов

На большей части рассматриваемой территории разрез представлен глинисто-обломочными породами и слабо охарактеризован фаунистически. Основные сборы органических остатков приурочены к линзам и глыбам известняков, неравномерно распределенным среди вмещающих пород. Лишь разрез гряды Хонгор Ула сплошь сложен известняками, охарактеризованными разнообразной фауной. Наши исследования были сосредоточены на двух участках (рис. 1): Джеси Хонгор (А) и Баотеге (Б).

Участок Джеси Хонгор

Этот участок ограничен рамками территории, описанной А. Гребо (Grabau, 1931, с. 34; здесь рис. 3). В его южной части расположена невысокая, широтно вытянутая гряда Хонгор Ула, сложенная известняками, падающими на север под углом 30–40°.

Нами изучен тот же разрез, который был описан А. Гребо (Grabau, 1931; обн. 1200, 1205–1209) (рис. 4). С отчетливой стратиграфической последовательностью здесь обнажаются (снизу вверх):

1. Светло-серые слоистые органогенно-детритовые известняки с прослоями и линзами брахиоподовых ракушечков. В детрите обломки криноидей, мшанок, игл и створок брахиопод *Kochiprproductus* cf. *porrectus* (Kutorga), *Liosotella decimana* Man., *Anidanthus* sp., *Waagenoconcha* sp., *Spiriferella* sp., *Neospirifer* sp. Встречаются редкие одиночные кораллы и очень мелкие угнетенные фораминиферы. Местами наблюдается ритмичность в чередовании крупно- и мелкодетритовых известняков. Ритмы отделены друг от друга четкими неровными поверхностями размыва. Хорошо видно, что неровности заполняются относительно крупным детритом, размерность которого кверху постепенно уменьшается. Подобное соотношение ритмично чередующихся слоев исключает возможность их опрокинутого залегания. Видимая мощность известняков, слагающих основание склона 10 м. Подстилающие отложения не обнажены.

2. Органогенно-детритовые известняки, отличающиеся от подстилающих более темным цветом. Многочисленные брахиоподы *Waagenoconcha sinuata* Lee & Gu, *Kochiprproductus maximus* Man., *K. saraneanus* Fred., *K. cf. porrectus* (Kutorga), *Liosotella decimana* Man., *Anidanthus graciosus* (Lee & Gu), *Yakovlevia* aff. *mammataformis* (Fred.), *Y. spinosa* Duan & Li, *Linoproductus rhiphaeus* (Stepanov), *Marginifera gobiensis* Chao, *M. leptorugosa* Duan & Li, *Spiriferella magna* Fred., *S. salteri* (Tschern.), *S. voluta* Duan & Li, *Rhombospirifer zhesiensis* Duan & Li, *Gypsospirifer volatilis* Duan & Gu, *Alispiriferella* sp., *Stenoscisma* sp. nov. Внутри известняков межпластовое тело (силл) диабазов мощностью 0.5 м. Общая мощность 9 м.

3. Темно-серые органогенно-детритовые известняки с линзами и желваками кремней. Также, как и в подстилающих известняках, детрит состоит в основном из фрагментов криноидей, брахиопод и мшанок. Встречаются мелкие фораминиферы, брахиоподы *Yakovlevia* aff. *mammataformis* (Fred.), *Anidanthus graciosus* (Lee & Gu), *Rhombospirifer zhesiensis* Duan & Li, *Spiriferella salteri* Grabau, *Stenoscisma* sp. nov. а также кораллы. Мощность 22 м.

4. Светло-серые грубослоистые до массивных криноидно-детритовые известняки с редкими неопределимыми брахиоподами, кораллами и мшанками. Мощность 40 м.

5. Светло-серые, розоватые, преимущественно массивные, реже толстослоистые, местами брекчированные биомикритовые известняки, богатые органическими остатками, среди которых особенно много мшанок и гидроидных, местами образующих небольшие биогермы. Встречаются также ругозы, редкие неопределимые брахиоподы, криноидеи и водоросли рода *Tubiphytes*. Мощность 60 м.

6. Черные среднеслоистые известняки, переполненные крупными члениками криноидей. Мощность 10 м. По простиранию известняки быстро выклиниваются.

7. Известняки, во всем схожие с таковыми из слоя 5, но более темного цвета. Из верхней части слоя определены мелкие фораминиферы, фузулиниды, кораллы, а также брахиоподы *Orthotichia* sp., *Enteleles andrewsi* Grabau, *Echinauris jisuensis* (Chao), *Martinia osborni* Grabau, *M. sinensis* Grabau, *Hemiptychina morrisi* Grabau. Видимая мощность 30–40 м.

По линии разреза севернее известняков слоя 7 обнажаются аргиллиты с прослоями алевролитов

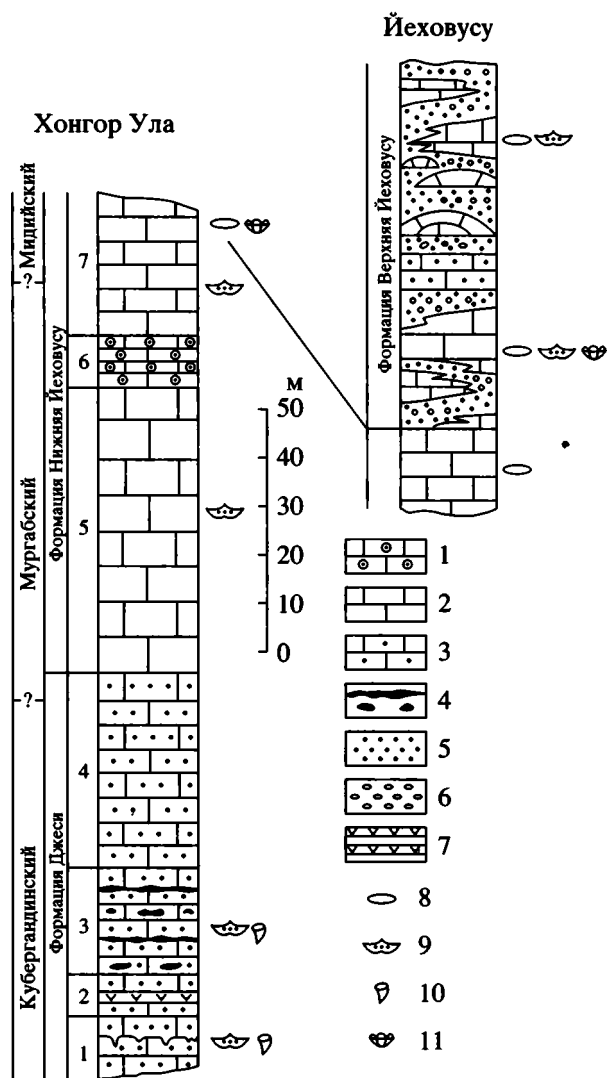


Рис. 4. Разрез Хонгор Ула.

1–3 – известняки: 1 – криноидные, 2 – биогермные, 3 – биокластические; 4 – кремневые прослои; 5 – песчаники; 6 – конгломераты; 7 – базальтовая дайка; 8 – фузулиниды; 9 – брахиоподы; 10, 11 – кораллы: 10 – одиночные, 11 – колониальные. Цифрами слева от колонки показаны номера слоев, рассмотренных в тексте.

и песчаников. Контакт между ними закрыт четвертичными наносами. Есть основание считать его тектоническим, так как в отличие от относительно пологозалегающих известняков гряды Хонгор Ула, аргиллиты падают хотя и в том же северном направлении, но под углом 70–80°.

На северо-восточном окончании гряды у колодца Йеховусу (рис. 3; т. Z-3, М-22) можно наблюдать, как известняки слоя 7 в верхней части распадаются на отдельные небольшие линзы, пространство между которыми заполнено песчаниками и конгломератами. Известняки аналогичны таковым слоя 7 или представлены биодетрито-

выми разностями. В первом случае в них много брахиопод и кораллов, во втором – фузулинид. Последние обнаруживаются также и в песчаниках.

Отсюда же происходят сборы А. Гребо (Grabau, 1931; т. 1193, т. 1194), а также сборы китайских палеонтологов (Ding Yunjie et al. 1984; разрез I, сл. 14–16). Ориентировочная мощность толщи порядка сотни метров. Характер соотношений рассматриваемой части разреза с расположенными севернее толщами песчаников и аргиллитов неясен из-за плохой обнаженности. Можно предполагать, что он тектонический.

Описанный разрез отчетливо распадается на три свиты (формации). Нижняя (рис. 4; разрез Хонгор Ула, сл. 1–4) складывается хорошо слоистыми биодетритовыми известняками; средняя (рис. 4; разрез Хонгор Ула, сл. 5–7) – биомикритами; верхняя (рис. 4; разрез Йеховусу) – песчаниками и конгломератами с линзами биоморфных и детритовых известняков. В монографии Дин Юнжи и др. (Ding Yunjie et al., 1984) нижняя часть разреза отнесена к формации Джеси вместе с мощной толщей подстилающих терригенных пород, а две верхние – к формации Йеховусу. Мы предлагаем сохранить название Джеси лишь для карбонатной части разреза (рис. 4; разрез Хонгор Ула, сл. 1–4), поскольку факт ее залегания на терригенной толще неочевиден и лишь предполагается китайскими специалистами вслед за А. Гребо. Формацию Йеховусу целесообразно разделить на две: карбонатную – Нижнюю Йеховусу (рис. 4; разрез Хонгор Ула, сл. 5–7) и терригенно-карбонатную – Верхнюю Йеховусу (рис. 4; разрез Йеховусу). Кроме литологических особенностей, все три формации имеют самостоятельную палеонтологическую характеристику.

Формация Джеси относительно бедна органическими остатками. Исключение составляют брахиоподы, местами образующие массовые скопления.

Фораминиферы малочисленны и представлены редкими *Tuberitina* sp., *Nodosaria* sp., *Frondicularia* sp., *Geinitzina* (?) sp., *Hemigordius* sp., *Agathamina* sp., *Glomospira* sp., *Endothyra* sp. Китайские специалисты (Ding Yunjie et al., 1984) отмечают также находку фузулинид *Pseudofusulina* sp.

Немногочисленные одиночные ругозы объединяются в два комплекса. Нижний комплекс: *Tachylasma zhesiense*–*Callophyllum sinense*, кроме индекс-видов, содержит *Paracania tzuchiangensis* (Huang), *Gerthia crassoseptata* Ding, *Ufimia* sp., *Plerophyllum* sp. Дин Юнжи и др. (Ding Yunjie et al., 1984) приводят, кроме того, *Plerophyllum crassoseptatum* Ding, *P. neimonggolensis* Ding, *P. calvatum* Iljina, *P. ehippiomorphum* Ding, *P. zhesiense* Ding, *Pentaphyllum* sp.

Верхний комплекс: *Paraduplophyllum multiplicatum* – *Lopholasma bellum* представлен небольшо-

численными тонкостенными формами; наряду с индекс-видами в его состав входят *Diphyscarinophyllum baotegense* Ding, *Amplexocarinia miralis* Soshkina и др.

Мшанки немногочисленны и представлены *Dybowskiella* sp., *Dyscritella* sp., *Stenodiscus* sp., *Girtyora* sp., встречающимися и в более высоких частях разреза. Брахиоподы принадлежат единому комплексу *Spiriferella* – *Kochiproductus* – *Yakovlevia* (Ding Yunjie et al., 1984). В его состав входят около 40 видов, относящихся к 17 родам. Наиболее характерны *Orthotichia morganiana* (Derby), *Waagenoncha sinuata* Lee & Gu, *W. angustata* Sarytch., *Kochiproductus maximus* Man., *K. saraneanus* Fred., *K. porrectus* (Kut.), *Liosotella decimana* Man., *Anidanthus graciosus* (Lee & Gu), *Muirwoodia usualis* Duan & Li, *Yakovlevia mammatiformis* (Fredericks), *Y. unsinuata* Duan & Li, *Y. spinosa* Duan & Li, *Linoproductus rhiphaeus* (Step.), *Marginifera leptorugosa* Duan & Li, разнообразные *Spiriferella* (*S. magna* Fred., *S. voluta* Duan & Li, *S. neimonggolensis* Duan & Li, *S. lita* Fred. и др.), *Kaninospirifer adpressum* Liu Fa & Waterhouse, *Rhombospirifer zhesiensis* Duan & Li, *Gypospirifer volatilis* Duan & Gu, *Alispiriferella hinganensis* Lee & Gu, *Stenosisma margaritovi* (Tschern.). Этот комплекс содержит много общих форм с цаганульским комплексом брахиопод, представленном в Даланульско-Лугингольской структурно-фациальной зоне Южной Монголии (Пермские беспозвоночные Южной Монголии, 1991). Близкое таксономическое сходство между этими двумя комплексами отмечается не только на родовом, но и на видовом уровне. Путем серии последовательных корреляций возраст обоих комплексов нами, вслед за авторами названной монографии, определяется как позднепермский – уфимский. Представления И.Н. Мананкова (1999) об уфимско-казанском (или кубергандинско-мургабском) возрасте ассоциации *Spiriferella* – *Kochiproductus* – *Yakovlevia*, характерном для основной части формации Джеси, нашими материалами не подтверждается; более подробно об этом будет сказано ниже.

Формация Нижняя Йеховусу существенно отличается от формации Джеси. Мелкие фораминиферы по-прежнему малочисленны. Среди них наиболее характерны *Baisalina* sp., ниже по разрезу не встреченные. Кроме того, отсюда известны *Glomospira* sp., *Globivalvulina* sp., *Nodosaria* sp., *Pachipholia* cf. *langei* Sosnina.

Фузулиниды, появляющиеся вблизи кровли формации, представлены *Boultonia* (?) sp., *Lantschichites* (?) sp., *Sichotenella maichensis* Sosnina, *Reichelina* (?) sp., *Codonofusiella* sp., *Pseudofusulina quasipactiruga* Xia, *P. kwangchiensis* Chen, *P. solita* (Skinner), *P. grabaui* n. sp. Кроме того, Дин Юнжи и др. (Ding Yunjie et al., 1984) отсюда указывают *Codonofusiella protolui* Xia, *C. pseudoextensa* Xia,

Pseudofusulina quasipactiruga (Xia), *P. trivialis* (Xia), "*P. normalis* (Xia)" [= *P. solita* (Skinner)], *P. arctica* (Xia), "*P. neimonggolensis* (Xia)" (= *Chusenella extensa* Skinner). Псевдофузулины и чусенеллы из приведенного списка идентичны или очень близки таковым из окрестностей Анкары в Турции (Skinner, 1969). Там они встречаются вместе с типично мидийскими *Yabeina* и высокоразвитыми *Neoschwagerina*. Мидийский возраст рассматриваемого комплекса подтверждается присутствием в нем кодонифузиелл, рейхелин, ланшихитесов и сихотенелл.

Малочисленные ругозы принадлежат комплексу *Waagenophyllum* – *Wentzelella*.

Брахииподы, встречающиеся преимущественно в верхней части формации (рис. 4; разрез Хонгор Ула, сл. 7), относительно редки. Их комплекс, выделенный Дин Юнжи и др. (Ding et al., 1984) в качестве ассоциации *Streptorhynchus* – *Hemiptychina* – *Richthofenia*, представлен *Enteles andrewsi* Grabau, *Streptorhynchus subcataclinus* Duan & Li, *S. undulatus* Duan & Li, *Echinauris jisuenensis* (Chao), *Waagenoconcha humboldti* (Orb.), *Wacrinella koinnckiana* (Vern.), *Horridonia morrisi* (Chao), *Richthofenia cornuformis* Duan & Li, *Martinia osborni* Grabau, *M. sinensis* Grabau, *Hemiptychina morrisi* Grabau. Он непосредственно сменяет ассоциацию *Spiriferella* – *Kochiproductus* – *Yakovlevia* в едином разрезе. С нижележащим комплексом формации Джеси его связывают лишь единичные формы, относящиеся к родам *Waagenoconcha*, *Anidanthus*, *Spiriferella*, *Stenoscisma*, широко представленные в предыдущем комплексе и встречающиеся здесь скорее в виде исключения. Хотя видовой состав комплекса является высокоэндемичным, что характерно для рифовых сообществ, он имеет много общих форм с формацией Созио Сицилии; отмечается значительное таксономическое сходство и с комплексом брахиопод из экзотических глыб Горного Крыма. Оба эти местонахождения приурочены к отложениям мургабского яруса. Незначительное число таксонов, присутствующих в формации Нижняя Йеховусу, указывается из формаций Варгал Соляного Кряжа и Маокоу Южного Китая. В целом возраст формации Нижняя Йеховусу по брахиоподам определяется как мургабский – раннемидийский, что более или менее совпадает с фузулинидовыми датировками. Учитывая, что как фузулиниды, так и брахиоподы встречены в верхней части формации, можно допустить, что большая ее часть является мургабской.

Формация Верхняя Йеховусу в палеонтологическом отношении незначительно отличается от подстилающей. Фузулиниды из наших сборов, приуроченных к нескольким линзам (? биогермам) известняков, представлены *Pseudofusulina kwangchiensis* (Chen), *P. solita* (Skinner), *P. cf. splendens* (Skinner), *P. trivialis* (Xia), *P. sp. nov.* От фузу-

линидового комплекса из кровли формации Нижняя Йеховусу приведенный комплекс отличается лишь меньшим разнообразием.

Кораллы объединяются в комплекс *Waagenophyllum* – *Wentzelella*, характерный для верхов формации Нижняя Йеховусу, но несколько более разнообразный. Основу комплекса составляют колониальные *Waagenophyllum virgalense mongoliense* (Grabau), *W. indicum* Waagen, *Wentzelella damaoqiensis* Ding. Кроме того, встречаются одиночные *Pseudowaagenophyllum vesiculosum* Ding, *Productiophyllum wumengensis* (Ding), *Paraduplophyllum oppositum* Fedor., *Duplocarinia* sp., *Tetralasma cylindrica* (Grabau), *Diphyccarinophyllum baotengense* Ding и др.

Комплекс брахиопод формации Верхняя Йеховусу обедненный. Встречаются лишь единичные *Streptorhynchus*, *Haydenella kiangsiensis* Kayser, немногочисленные теребратулиды и ринхонеллиды, наличие которых не противоречит отнесению вмещающих отложений к мидийскому ярусу.

К северу от гряды Хонгор Ула простирается широкая плоская долина Джеси Хонгор (рис. 3), перекрытая маломощным чехлом четвертичных осадков, из-под которого проступают коренные обнажения, представленные песчаниками, аргиллитами, реже – небольшими прослоями песчано-детритовых известняков. Среди них встречаются изолированные изометричные тела биогермных известняков, достигающие нескольких метров в поперечнике. Вмещающие породы имеют крутые (70–90°) падения на север. Местами наблюдаются небольшие складки и разрывные нарушения. Из-за плохой обнаженности судить об общем характере дислоцированности слоев невозможно. В средней части долины располагается обнажение ритмично чередующихся аргиллитов, песчаников и детритовых известняков. По текстурным соотношениям слоев, круто падающих на север, отчетливо устанавливается их опрокинутое залегание. Именно это послужило Ли (Li Liang fang, 1980) основанием считать опрокинутой всю толщу пермских отложений, включая известняки гряды Хонгор Ула.

В северной части долины, у подножья обрамляющих ее холмов в рельефе выступают линзовидные или изометричные тела биогермных известняков, образующие цепочки, вытянутые вдоль простирания вмещающих их песчаников и аргиллитов. Здесь же наблюдаются прослои детритовых и песчано-детритовых известняков до нескольких метров мощности. Слои залегают почти вертикально, из-за чего положение их подошвы трудно определимо.

По нашим наблюдениям, тела известняков большей частью (если не полностью) являются переотложенными глыбами. Это хорошо видно на северо-западе рассматриваемого участка недалеко

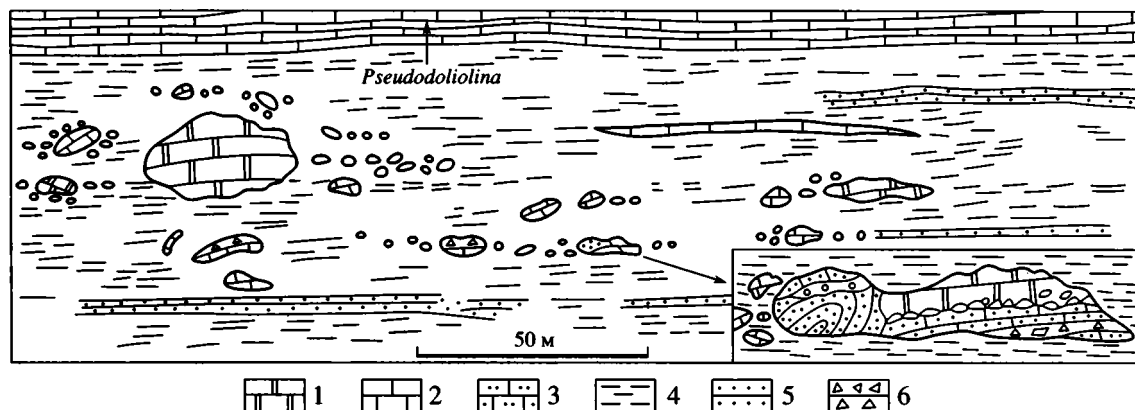


Рис. 5. Характер залегания известняковых глыб в терригенных отложениях разреза района колодца Булеге (вид сверху). Линзовидные тела различных очертаний обозначают выходы верхнепермских органогенных известняков.

1–3 – известняки: 1 – биогермные, 2 – тонкослоистые детритовые, 3 – песчано-детритовые; 4 – аргиллиты; 5 – песчаники; 6 – конглобрекчии.

от колодца Булеге (рис. 5). С вертикальными падениями здесь обнажаются аргиллиты с небольшими прослоями песчаников и песчано-детритовых известняков. С севера они контактируют с тонкослоистыми детритовыми известняками. Контакт, вероятно, стратиграфический, но осложнен разломом. В аргиллитовом матриксе заключены известняковые глыбы различных размеров и конфигурации (рис. 3, т. Z-8). Большей частью они представлены биоморфными неслоистыми разностями, но встречаются и глыбы слоистых песчано-детритовых известняков. Часто глыбы обрамлены конглобрекциями. Слоистость внутри глыб, там, где она наблюдается, может располагаться под углом к направлению слоистости вмещающих пород. Одна из глыб состоит из спаянных вместе различных типов пород (песчаников, детритовых и биоморфных известняков). При этом слоистые песчаники образуют крутую складку, оборванную краями глыбы. Изложенные факты свидетельствуют, что в данном случае мы имеем дело с глыбами и обломками, испытавшими перемещения. Аналогичный вывод можно сделать и относительно других известняковых тел, включенных в терригенные отложения, слагающие долину к северу от гряды Хонгор Ула.

Хотя вопрос об источниках сноса и масштабе перемещения глыб пока остается нерешенным, но в подавляющем большинстве случаев известняки в глыбах сходны с известняками, слагающими формации Нижняя и, реже, Верхняя Йеховусу. Литологическое сходство подкрепляется общностью фаунистических комплексов.

Среди палеонтологических остатков, встречающихся в глыбах органогенных известняков, брахиоподы отмечаются наиболее часто. Хотя отдельные глыбы различаются между собой по преобладанию тех или иных таксонов, в целом

систематический состав последних довольно однороден. В общей сложности в комплексе насчитывается более 50 видов, принадлежащих 25 родам. В состав этой ассоциации входят роды *Enteletes*, *Orthotichia*, *Schizophoria* из надсемейства *Enteletacea*; *Streptorhynchus*, *Chelonina*, *Derbyella*, *Geyerella*, *Meekella* из *Davidsoniacea*; *Edriosteges*, *Marginifera*, *Spinomarginifera*, *Lammimargus*, *Magniplicatina*, *Compressoproducetus*, *Echinauris*, *Eolytonia*, *Leptodus*, *Richthofenia*, *Prorichthofenia* из продуктид, *Stenoscisma* и *Uncinunellina* из ринхонеллид, *Hustedia* и *Posicomta* из атириид, *Squamularia*, *Martinia*, *Spiriferinaella* из спириферид; *Hemiptychina*, *Notothyris*, *Morrisina*, *Mongolina* из теребратулид. Этот комплекс является типично тепловодным, характерным для построек биогермного типа, широко развитых на протяжении всего пермского периода вдоль северных окраин Палеотетиса. Его возраст отчетливо определяется как мургабский.

По имеющимся данным, возраст вмещающих отложений практически не отличается от возраста самих известняков. Так, в ряде обнажений среди аргиллитов обнаружены небольшие прослои и линзы известняков с брахиоподами *Kochiproducetus* sp., *Spiriferella* sp., *Neospirifer* ex gr. *koargychanensis* Zav., характерными для формации Джеси. Маломощные прослои детритовых известняков, переслаивающихся с аргиллитами и песчаниками, содержат комплекс мшанок *Dyscritella* sp., *Streblascopora* sp., *Hexagonella* sp., *Girtyporina* sp., *Primoriella* sp., *Rhabdomeson* sp., *Dyscritellina* sp., близких к таковым из формации Нижняя Йеховусу и типичных для отложений чандалазской свиты Приморья, относимой к мидийскому ярусу. Наконец, в песчаниках и слоистых детритовых известняках окрестностей колодца Булеге (рис. 3; т. M-19) встречены фузулиниды *Pseudodoliolina elongata* Choi, по возрасту отвечающие фузулидам из

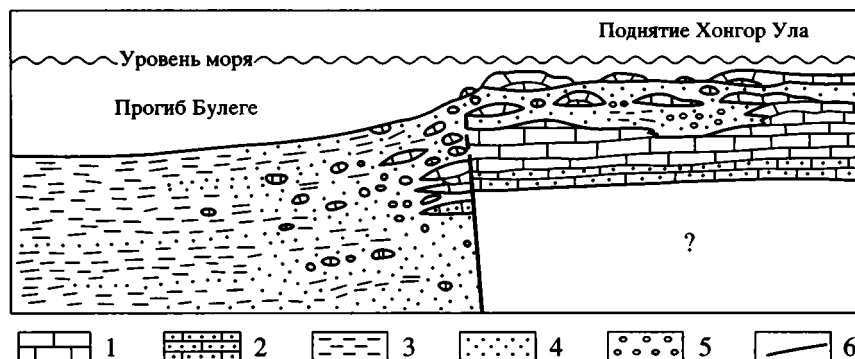


Рис. 6. Схема соотношения фаций, слагающих прогиб Булеге и поднятие Хонгор Ула.

1, 2 – известняки: 1 – биогермные, 2 – детритовые; 3 – аргиллиты, алевролиты; 4 – песчаники; 5 – конгломераты; 6 – предполагаемая линия разлома; его наклон показан условно.

формаций Нижняя и Верхняя Йеховусу. В разрезе гор Китаками Японии этот вид ассоциирует с *Codonofusiella* и *Rauserella*. Непосредственно выше появляются *Lepidolina multiseptata* (Choi). Это свидетельствует, что возраст слоев с *P. elongata* Choi не может быть древнее конца мургабского века, и, скорее всего, является мидийским. Близкие псевдодолиолины известны также из чандалазской свиты Приморья и верхов Маокоу Южного Китая.

Все эти находки указывают на то, что слагающая долину мощная толща аргиллитов и песчаников в целом одновозрастна заключенным в ней глыбам известняков, а также карбонатному разрезу формаций Джеси, Нижняя и Верхняя Йеховусу. Таким образом, можно предположить, что аргиллиты и песчаники долины Джеси Хонгор накапливались одновременно с известняками гряды Хонгор Ула. Первые заполняли относительно глубоководный прогиб, именуемый нами Булеге, вторые формировались на относительно устойчивом поднятии Хонгор Ула, с которого отдельные глыбы известняков сползали в прогиб. В зоне сочленения карбонатных и терригенных фаций возможно их частичное расклинивание (рис. 6). Признание существования двух самостоятельных типов разрезов – карбонатного на поднятии и терригенного – в прогибе не позволяет для мощной терригенной толщи использовать названия “Джеси” и “Йеховусу”, как это сделано в работе (Ding Yunjie et al., 1984). Пока она не расчленена на отдельные формации, ее предлагается именовать серия Булеге.

Серия Булеге, в целом, охарактеризована теми же двумя комплексами ископаемых, что и карбонатный разрез гряды Джеси Хонгор. Здесь, однако, они не образуют нормальной последовательности, а произвольно вкраплены в мощную толщу обломочно-глинистых пород, будучи приуроченными, в основном, к изолированным телам карбонатных пород. Неупорядоченность смены фау-

нистических комплексов внутри серии Булеге объяснялась обычно ее сложной дислоцированностью. На наш взгляд, это обусловлено также тем, что значительная часть известняковых тел представляет собой переотложенные глыбы.

Подводя итог, мы приходим к следующим выводам:

1. Известняки поднятия Хонгор Ула и терригенную серию Булеге нельзя рассматривать в едином разрезе: они накапливались одновременно; первые – в условиях относительно устойчивого тектонического режима, вторые – в условиях быстрого компенсированного опускания.

2. Значительная часть известняковых тел внутри серии Булеге является переотложенной, снеженной с поднятия Хонгор Ула.

Участок Баотеге

Участок Баотеге расположен в 30 км к юго-западу от гряды Хонгор Ула в районе колодца Баотеге. В работе Дин Юнжи и др. (Ding Yunjie et al., 1984) развитые здесь обломочные и карбонатные толщи были частично отнесены к формациям Джеси и Йеховусу, а частично считались более древними и выделялись в формацию Хугете. Весь разрез интерпретировался как опрокинутая и падающая на юг моноклираль, на севере осложненная разломом, по которому в соприкосновение приведены самые древние и самые молодые из обнажающихся здесь пермских толщ (рис. 7).

Наши наблюдения не подтвердили подобной интерпретации разреза. Как и в Джеси Хонгоре, здесь присутствует, по крайней мере, два различных типа разреза (Баотеге 1 и Баотеге 2), по возрасту частично перекрывающие как друг друга, так и разрез Джеси Хонгора. Они разделены зоной разломов, в которой заклинены пестроокрашенные аргиллиты неопределенного возраста.

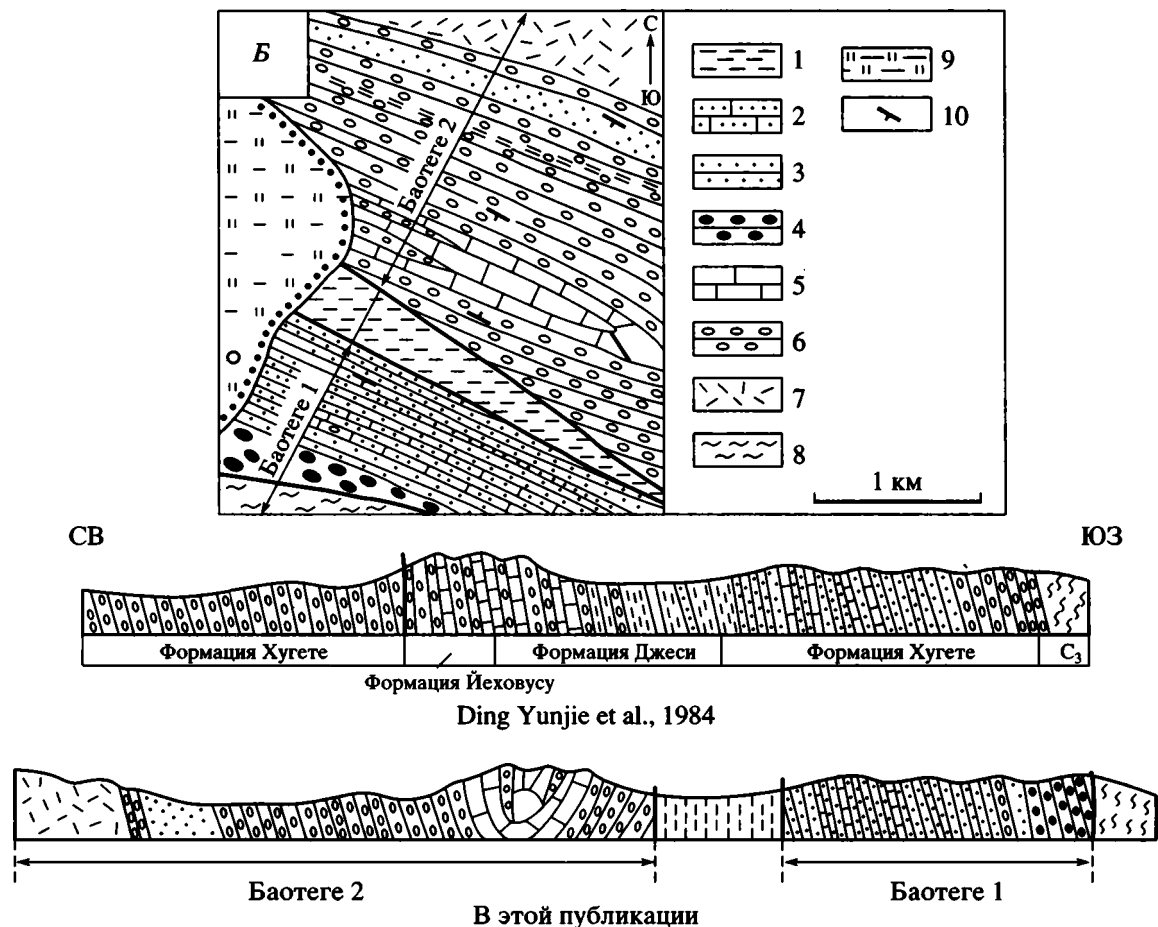


Рис. 7. Геологическое строение участка Баотеге (Б) (см. рис. 1).

1 – аргиллиты; 2 – песчаные известняки; 3 – песчаники; 4 – конгломераты с известковой галькой; 5 – биогермные известняки; 6 – конгломераты с галькой вулканического состава; 7 – вулканические породы; 8 – гнейсы; 9 – четвертичные отложения; 10 – направления падения пород.

Южный разрез (Баотеге 1; рис. 8) представляет собой круто падающую на юг моноклинал, с севера и юга ограниченную разломами. За разломом, отделяющим разрез от расположенных севернее пестроокрашенных аргиллитов, с крутыми падениями на юг залегают:

1. Коричневато-серые средне- и мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники и алевриты с прослоями (до 1 м мощности) черных биодетритовых, криноидных и песчаных известняков. Характерны прослои известняков, переполненные крупными членниками криноидей. Известняковые прослои тяготеют к средней части разреза. В них встречаются брахиоподы *Paramarginifera leptorugosa* Lee & Gu и *Yakovlevia unisnata* Lee & Gu. Здесь же и несколько выше по разрезу встречаются небольшие прослои песчаных известняков, переполненных фузулидами, принадлежащими роду *Monodioxodina*. Неполная мощность, порядка 400–500 м.

2. Крупнозернистые полимиктовые песчаники и средне-мелкогалечные конгломераты. Галька средней окатанности состоит, в основном, из песчаников, алевритов и аргиллитов; встречаются хорошо окатанные

галки кварца и известняков. В последних обнаружены фузулиниды, принадлежащие двум разновозрастным комплексам. Первый включает *Fusulina complicata* Gryzlova, *F. cf. pakhrensis* Rauser, *F. aff. erecta* Zhao, Han & Wang, *Putrella lui* Sheng, указывающих на верхний подъярус московского яруса среднего карбона. Второй комплекс содержит *Schubertella* sp., *Triticites isfarensis* Bensch, *T. samarkensis* Sosnina, *T. subundulatus* Bensch, *T. tianshanica* Bensch, *T. variabilis* Rosovskaya. Большинство из названных видов известно из верхов касимовского яруса Ферганы и Восточно-Европейской платформы. Заметим, что фузулиниды среднего и верхнего карбона во Внутренней Монголии ранее не отмечались. Поэтому источник поступления материала остается неясным. Неполная мощность этой части разреза – несколько десятков метров.

Предполагавшееся ранее опрокидывание слоев приведенного разреза не подтвердилось, так как это противоречит характеру смены текстур внутри слоев песчаников: каждый последующий слой, имея резкий нижний контакт, начинается крупнозернистыми разновидностями, постепенно

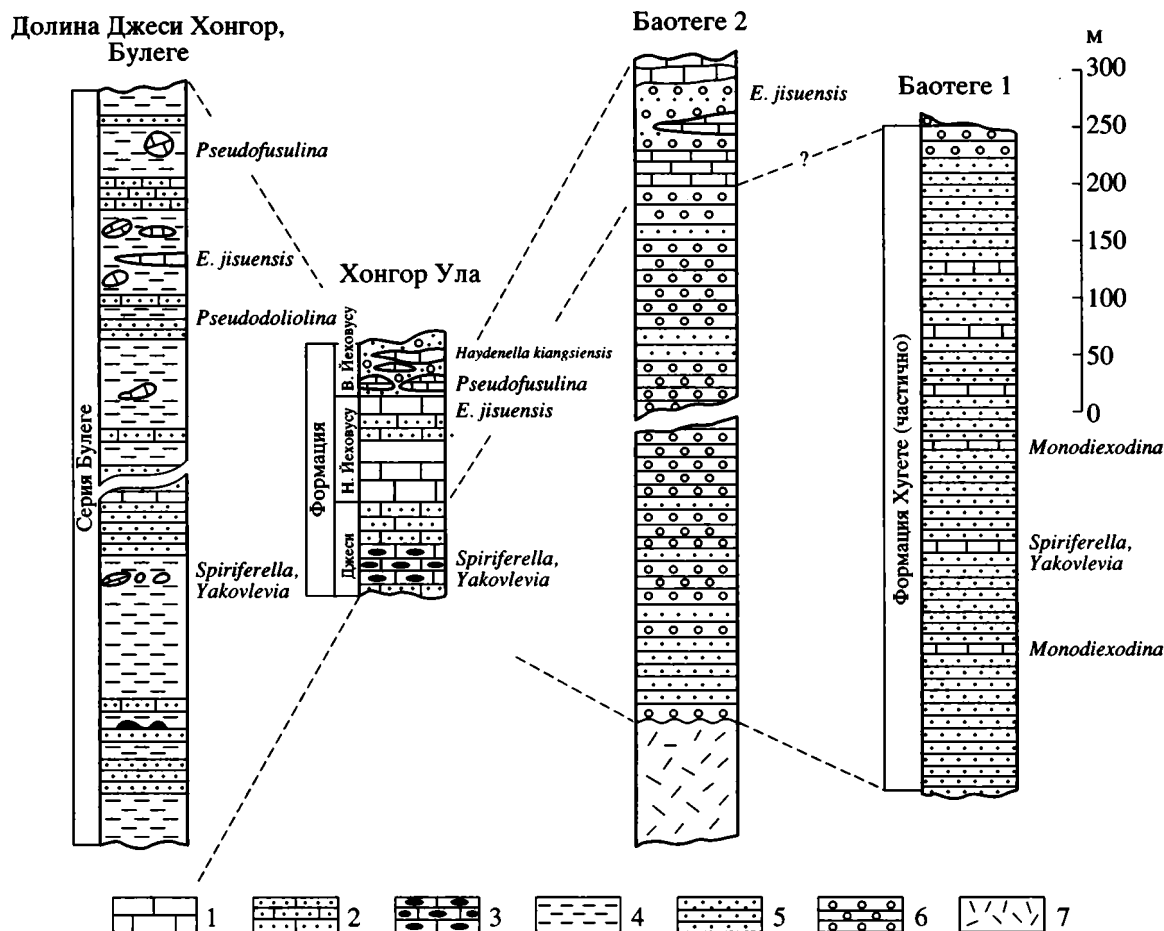


Рис. 8. Сопоставление разрезов перми районов Джеси Хонгор и Баотеге.

1–3 – известняки: 1 – биогермные, 2 – детритовые, 3 – с кремневыми стяжениями; 4 – аргиллиты, алевролиты; 5 – песчаники; 6 – конгломераты; 7 – кислые вулканиты. Отложениям разреза Баотеге 2 названия свит не присвоены (см. разъяснения в тексте).

переходящими вверх в мелкозернистые, а затем в алевролиты и иногда аргиллиты.

Южнее конгломератов обнажается мощная толща светло-серых, белых, зеленоватых глинистых сланцев неопределенного возраста. В монографии Дин Юнжи и др. (Ding Yunjie et al., 1984) она условно отнесена к верхнему карбону. Контакт между этой толщей и конгломератами, вероятно, тектонический.

Наиболее важными ископаемыми, обнаруженными в толще песчаников, являются фузулиниды и брахиоподы. Фузулиниды из известняковых прослоев представлены скоплением раковин нового вида, относящегося к роду *Monodiexodina*. Род широко распространен как в Тетисе, так и за его пределами (Тиман, Арктическая Канада, запад США), встречаясь в отложениях от сакмарского до мидийского ярусов включительно. Характерна его преимущественная приуроченность к песчаниковым фациям, формировавшимся в условиях относительно прохладного климата (Han,

1980; Leven, 1993; Shi et al., 1995). Такое широкое стратиграфическое распространение существенно обесценивает значение рода для определения точного возраста, а виды морфологически близки между собой и трудно различимы. Поэтому при определении возраста монодиексодиновых слоев обычно приходится ориентироваться, прежде всего, на сопутствующие фузулиниды. К сожалению, в рассматриваемом обнажении они отсутствуют. Однако в трехстах километрах восточнее от района наших работ вместе с монодиексодинами отмечены разнообразные *Parafusulina*, а также представители родов *Yangchienia*, *Minojapanella*, “*Verbeekina*” (= *Armenina*), “*Misellina*” (= *Paramisellina*), *Pseudodoliolina*, “*Laxifusulina*” (= *Dutkevitchia*) и др. (Xia, 1981, 1982). Этот комплекс характерен для кубергандинского яруса Тетической шкалы (Левен, 1967, 1980) или средней части серии Чися стратиграфической схемы Южного Китая (Sheng & Jin, 1994).

Брахиподы, встреченные вместе с монодиэксодинами в разрезе Баотеге 1, в таксономическом отношении однообразны. Они принадлежат комплексу *Spiriferella* – *Kochiproductus* – *Yakovlevia*, характерному для формации Джеси района Хонгор Ула.

К северо-востоку от разреза Баотеге 1 обнажается ограниченная разломами толща пестроцветных аргиллитов (рис. 7). Данные об их возрасте отсутствуют. Далее к северо-востоку обнажается мощная толща конгломератов с прослоями крупнозернистых песчаников (разрез Баотеге 2, рис. 7). Галька конгломератов имеет среднюю окатанность и состоит, в основном, из вулканогенных пород кислого состава. Падения слоев крутые, северные. Мощность толщи составляет многие сотни метров. К западу она постепенно срезается разломом.

В северном направлении конгломераты с хорошим стратиграфическим контактом перекрываются массивными и грубослоистыми биомикритовыми известняками, сходными с таковыми из формации Нижняя Йеховусу. Среди органических остатков преобладают мшанки и гидроидные; местами наблюдаются скопления кораллов, а также брахиопод *Echinauris jisuiensis* (Chao) и *Hemiptychina morrissi* Grabau. Мощность известняков достигает первых сотен метров; они протягиваются в юго-восточном направлении на несколько километров, образуя хорошо выраженную в рельефе гряду. Местами известняки расклиниваются конгломератами.

На северо-восточном склоне гряды известняки со стратиграфическим контактом подстилаются конгломератами, аналогичными развитым на ее юго-западном склоне. Таким образом, известняки оказываются залегающими в ядре крупной синклинальной складки, крылья которой сложены песчано-конгломератовой толщей (рис. 7). На северо-востоке рассматриваемого участка конгломераты подстилаются мощной толщей кислых вулканитов, из которых, в основном, и состоит галька этих конгломератов. Как по составу гальки, так и по положению в разрезе последние значительно отличаются от описанных выше конгломератов в разрезе Баотеге 1.

Таким образом, в разрезе Баотеге 2, расположенном к северу от Баотеге 1, устанавливается следующая последовательность толщ (снизу вверх):

1. Кислые вулканиты, мощностью не менее 500–600 м. Подстилающие отложения не выявлены.
2. Конгломераты с подчиненными прослоями песчаников и с галькой, состоящей, в основном, из подстилающих вулканитов мощностью порядка 1000 м.

Биогермные известняки, расклинивающиеся конгломератами мощностью до 300–400 м. Вышележащие отложения не выявлены.

В этом разрезе сборы органических остатков произведены лишь в известняках, слагающих ядро синклинали. Кораллы однообразны и представлены видами рода *Diphycaenophyllum*, близкими к формам, встреченным в формации Нижняя Йеховусу разреза Хонгор Ула. Мшанки имеют хорошую сохранность и представлены *Fistulipora* sp., *Dybowskiella* sp., *Anisotripella* sp., *Stenodiscus* sp., *Hinganella* sp., *Maychellina* sp., *Dyscritella* sp., *Ogbinopora* sp., *Girtypora* sp. По своему составу этот комплекс полностью отвечает таковому из чандалазской свиты Приморья, т.е. имеет мидийский возраст. Брахиоподы типичны для ассоциации *Streptorhynchus*–*Hemiptychina*–*Richthofenia*.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Переходя к сопоставлению охарактеризованных выше разрезов, важно отметить следующее:

1. Рассмотренные выше разрезы участков Джеси Хонгор и Баотеге разделены либо пространственно, либо тектонически. Разные типы разрезов приурочены к различным тектоническим блокам и их особенности в первую очередь отражают различия конседиментационного развития блоков (разная скорость и амплитуда прогибания, степень удаленности от источников сноса и т. д.). Необходимо учитывать также значительную фаціальную изменчивость, присущую пермским отложениям района. Большую их часть можно отнести к типу морской молассы. Исключение, возможно, составляют лишь формации Джеси и Нижняя Йеховусу, формировавшиеся в условиях карбонатной платформы на относительно приподнятом, тектонически стабильном участке морского дна.

2. В связи со значительными литологическими различиями изученных разрезов, их корреляция возможна лишь на палеонтологической основе. Все они содержат близкие фаунистические комплексы. Это позволяет говорить об их частичном или полном возрастном соответствии. Эталонном служит карбонатный разрез гряды Хонгор Ула, лучше других охарактеризованный палеонтологически и с наиболее отчетливой последовательностью слоев. Нормальная последовательность слоев внутри серии Булеге пока не может быть восстановлена. Можно лишь утверждать, что эта серия, в целом, отвечает по возрасту трем формациям, составляющим разрез Хонгор Ула (рис. 8; таблица).

Как уже отмечалось, песчаники, включающие прослой монодиэксодиновых известняков и отнесенные в разрезе Баотеге 1 к формации Хугете, содержат также комплекс брахиопод, принадлежащих ассоциации *Spiriferella*–*Kochiproductus*–*Yakovlevia*, характерной также для формации Джеси. Таким образом, формация Хугете, если не

Ярусная принадлежность верхнепермских формаций района Джеси Хонгор в терминах Восточно-Европейской и Тетической шкал

Предуралье, Восточно-Европейская платформа			Внутренняя Монголия					Тетис	Проект Международной шкалы	
			разрезы		комплексы фауны					
Отдел	Ярус	Горизонт	Хонгор-Ула	Булеге	фузулиниды	брахиоподы	кораллы	Ярус	Отдел	Ярус
Верхний	Татарский	Вятский	?	?				Дорашамский	Лопин-гский	Чансинский
								Джульфинский		Уцзяпинский ?
		Северодвинский	Формация Верхняя Йеховусу		Pseudofusulina solita- P. trivialis- P. kwangchiensis	Haydenella kiangsiensis	Waagenophyllum indicum	Мидийский	Гваделупский	Кэпитенский
										?
	Уржумский	Формация Нижняя Йеховусу		Codonofusiella–Sichotenella–Pseudofusulina kwangchiensis	Streptorhynchus–Hemiptychina–Richthofenia	Waagenophyllum–Wentzelella	Мургабский	Вордский		
	Казанский							Поволжский		
	Сокский									
	Уфимский	Шешминский	Формация Джеси	Серия Булеге		Spiriferella–Kochiproductus–Yakovlevia	Paraduplophyllum multiplicatum–Lopholasma bellum	Кубергандинский		Рoadский ?
		Соликамский								
	Нижний	Кунгурский	Иренский	?	?				Болорский	Предуральский
Филипповский										

полностью, то хотя бы частично соответствует формации Джеси.

Известняки, венчающие разрез Баотеге 2, содержат комплекс брахиопод и кораллов, аналогичный комплексу формации Нижняя Йеховусу. Это подчеркивается и литологической близостью известняков. Что касается нижележащей толщи конгломератов, то она по положению в разрезе, по крайней мере, в верхней своей части должна сопоставляться с формацией Джеси. Толщу кислых эффузивов, подстилающую конгломераты, можно условно отнести к нижней перми (рис. 8).

НЕКОТОРЫЕ БИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Разрез Хонгор Ула является единственным в мире, где в нормальной стратиграфической последовательности установлена смена фаунистических комплексов (преимущественно брахиоподовых), характерных для умеренной подзоны Бореальной климатической зоны типично тепловодными ассоциациями (брахиоподы, кораллы, фузулиниды) тетического типа.

Таксономический состав комплекса, характерного для формации Джеси (ассоциация *Spiriferella-Kochiproductus-Yakovlevia*) является типично бореальным. Он фактически идентичен цаганульскому комплексу брахиопод Южной Монголии, что позволяет подтвердить вывод о том, что мелководные бассейны Южной и Внутренней Монголии, палеогеографически принадлежавшие к северным окраинам Катазии, в середине пермского периода располагались на границе Бореальной и Экваториальной климатических зон (Пермские беспозвоночные Южной Монголии, 1991).

В Печорском Приуралье брахиоподовой ассоциации *Spiriferella-Kochiproductus-Yakovlevia* наиболее полно отвечает комплекс из кожмрудницкой свиты терригенного разреза по р. Кожим, содержащий многочисленные брахиоподы, среди которых наиболее характерными являются такие роды, как *Arctitreta*, *Yakovlevia*, *Thuleproductus*, *Kochiproductus*, *Cancrinella*, *Spiriferella*, *Kaninospirifer* и др. Возраст этого комплекса определяется как позднепермский (уфимский) по наличию в нем ряда родов, которые не встречаются в отложениях нижней перми, но широко представлены в отложениях заведомо верхней, в том числе и в стратотипических разрезах казанского яруса. Более детальный анализ свидетельствует о раннеуфимском (соликамском) возрасте вмещающих отложений. Это подтверждается данными и по другим группам морских беспозвоночных (мелкие фораминиферы, мшанки, двустворчатые моллюски), а также результатами анализа спорово-пыльцевых комплексов (Биота востока Евро-

пейской России...., 1998). Основанием для прямых корреляций кожмрудницкой свиты с разрезами соликамского горизонта стратотипической Волго-Уральской области являются, главным образом, данные по мелким фораминиферам и спорово-пыльцевым комплексам. В разрезах Западной Арктики аналогичный брахиоподовый комплекс характерен для разрезов нижней части старостинской свиты Шпицбергена (*Kapp Starostin Formation*, *Woringen Member*, *Sowerbina timanica Zone*; Nakamura, Kimura, Winsens, 1987; Nakamura, Tazawa, Kumon, 1992). Большая часть старостинской свиты принадлежит верхней перми, однако возраст ее нижней части до настоящего времени остается дискуссионным. Работами польских исследователей Г. Шанявского и К. Малковского (Szaniawski, Malkowski, 1979) в основании старостинской свиты установлены конодонты *Neogondolella idahoensis* Younquist, Hawley & Miller, *N. cf. gracilis* Clark & Ethington, *Neostreptognathodus svalbardensis* Szaniawski, *Sweetocristatus arcticus* Szaniawski, *Xaniognathus* sp., ? *Ellisonia* sp., указывающие на позднепермский – раннеродский возраст вмещающих отложений (или кунгурско-уфимский, в терминах Восточно-Европейской шкалы).

Таким образом, слои, содержащие в разрезах формации Джеси Внутренней Монголии брахиопод ассоциации *Spiriferella-Kochiproductus-Yakovlevia*, можно сопоставить с брахиоподовыми слоями кожмрудницкой свиты Печорского Приуралья и с основанием старостинской свиты Шпицбергена. Поскольку последние, по разным данным, коррелируются с низами уфимского яруса или верхами кунгурского, предположительно соответствующим можно было бы считать и возраст формации Джеси. Однако, как уже говорилось, вместе с брахиоподами в этой формации обнаружены монодиексодины, которые в соседних с изученным районам встречены с типично кубергандинскими фузулинидами. Это дает основание определять возраст формации Джеси в терминах Тетической шкалы как кубергандинский. Такому выводу не противоречат данные по кораллам, комплекс которых имеет много общего с формацией Чися Южного Китая. Это подтверждается и характером распределения брахиопод в вышележащей формации Нижняя Йеховусу, свидетельствующем о принадлежности вмещающих отложений к мургабскому ярусу тетической шкалы. Полученные данные позволяют с большой долей уверенности исключить вероятность принадлежности низов старостинской свиты Шпицбергена и кожмрудницкой свиты Печорского Приуралья к кунгурскому ярусу.

Значительная общность морских фаун Внутренней и Южной Монголии, с одной стороны, и Западной Арктики – с другой, частично объясняется одинаковыми климатическими условиями, существовавшими в этих регионах (Пермские бес-

позвоночные Южной Монголии, 1991). Сходство брахиоподовых ассоциаций сравниваемых регионов, географически далеко отстоящих друг от друга, наблюдаемое на родовом, а во многих случаях, и на видовом уровне, заставляет предполагать наличие кратковременных миграционных связей западно-арктических и катазиатских бассейнов. Можно предположить наличие соответствующих путей вдоль восточного склона Уральского хребта (где данные о наличии морских отложений средней части перми очень ограничены) и юго-западного края Сибирской платформы в направлении бассейнов Палеотетиса (Grunt, 1994). Таким представлениям вполне адекватно отвечает палинспастическая реконструкция, разработанная для пермского периода Ч. Скоттизом и МакКерроу (Scotese, Mc Kerrow, 1994).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Биота востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми / Отв. ред. Грунт Т.А., Есаулова Н.К., Канев Г.П. М.: ГЕОС. 1998. 356 с.
- Левен Э.Я. Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира. М.: Наука, 1967. 224 с.
- Левен Э.Я. Объяснительная записка к стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 51 с.
- Мананков И.Н. Опорный разрез и зональное расчленение верхнепермских отложений Юго-Восточной Монголии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 56–65.
- Пермские беспозвоночные Южной Монголии // Тр. Советско-Монгольской Палеонтологической экспедиции. 1991. Вып. 40. 172 с.
- Ding Yunjie, Xia Guoying, Duan Chenghua et al. Study on the Early Permian Stratigraphy and fauna in Zhesi District, Nei Mongol Zizhiqu (Inner Mongolia) // Bull. Tianjin Inst. Geol. Min. Res. 1984. № 10. 244 p.
- Grabau A.W. The Permian of Mongolia // Amer. Museum Natur. History. 1931. V. 4. 665 p.
- Grunt T.A. Standard Permian Biostratigraphic Scale with respect to Permian biogeography // Permophiles. 1994. № 26. P. 21–25.
- Han J.X. The morphology, evolution and distribution of the genus *Monodioxodina* and its allied genera // Bull. Shengyang Inst. Geol. Miner. Resour. 1980. 1 P. 90–102.
- Leven E.Ja. Early Permian fusulinids from the Central Pamir // Riv. It. Paleont. Strat. 1993. V. 99. № 2. P. 151–198.
- Li Liang-fang. On study of Lower Permian of Zhesi Hongor in Demao County of Inner Mongolia // J. Changchun Geol. Inst. 1980. № 3. P. 21–32.
- Nakamura K., Kimura G., Winsnes Th. Brachiopod zonation and age of the Permian Kapp Starostin Formation (Central Spitsbergen) // Polar Research. N.S. 1987. № 5. P. 207–219.
- Nakamura K., Tazawa J., Kumon F. Permian brachiopods of the Kapp Starostin Formation // Investigations of the Upper Carboniferous – Upper Permian Succession of Western Spitzbergen 1989–1991. Hokkaido University. Sapporo. 1992. P. 77–95.
- Scotese Ch.R., McKerrow. Revised world maps and introduction // Palaeozoic palaeogeography and biogeography. Mem. Geol. Soc. London. 1994. № 12. 21 p.
- Sheng Jin-zhang, Jin Yu-gan. Correlation of Permian deposits in China. // Palaeoworld, No 4. Permian Stratigraphy, Environments and Resources. V. 1: Palaeontology & Stratigraphy. 1994. Nanjing University Press. P. 14–114.
- Shi G.R., Archbold N.W., Zhan L.P. Distribution and characteristics of mixed (transitional) mid-Permian (Late Artinskian – Ufimian) marine faunas in Asia and their palaeogeographical implications // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1995. V. 114. P. 241–271.
- Skinner J.W. Permian Foraminifera from Turkey // Univ. Kansas Paleont. Contr. 1969. Paper 36. P. 1–14.
- Szaniawski H., Malkowski K. Conodont from Kapp Starostin formation (Permian) of Spitzbergen // Acta Paleontol. polonica. 1979. V. 24. № 2. P. 231–264.
- Xia Guoying. Zonation of the Early Permian fusulinid-bearing strata in Inner Mongolia // 12th Annual conference of the Palaeontological Society of China, Selected papers. 1981. P. 116–126.
- Xia Guoying. Early Permian Fusulinids from Maolipenhong Region in Nei Mongol Zizhiqu // Bull. Tianjin Institute Geol. Min. Res. 1982. № 5. P. 133–147.

Рецензенты И.Н. Мананков, А.С. Алексеев

УДК 551.736.3:551.35.06/437.2(470.4/.5)

СОБЫТИЙНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗАНСКОГО ЯРУСА СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

© 2001 г. В. К. Голубев

Палеонтологический институт РАН

117997 Москва, ул. Профсоюзная, 123, Россия

Поступила в редакцию 30.03.99 г., получена после доработки 17.12.99 г.

История казанского морского бассейна Русской плиты представляет собой чередование периодов субстационарного положения береговой линии и периодов быстрых трансгрессий и регрессий. Последние события зафиксированы в разрезах казанского яруса в виде резких фациальных границ. Наиболее четко “трансгрессивно-регрессивные” границы выражены в разрезах прибрежно-морских образований, которые характеризуются пестрым фациальным строением. Данные границы являются изохронными. Их распознавание позволяет проводить непосредственную детальную корреляцию морских отложений удаленных разрезов. В качестве примера подобной корреляции приведено сопоставление стратотипа нижеказанского подъяруса на р. Сок (Самарская обл.) и разрезов Нижнего Прикамья (междуречье Тоймы и Ижа). Сероцветные отложения Нижнего Прикамья отнесены к байтуганским слоям, вышележащая красноцветная толща – к камышлинским слоям, а нижележащая красноцветная толща – к уфимскому ярусу. Уфимские и камышлинские отложения представлены континентальными образованиями. В составе байтуганских слоев выделяются морские, баровые, лагунные и дельтовые фациальные ассоциации.

Ключевые слова. Русская плита, Нижнее Прикамье, казанский ярус, прибрежно-морские отложения, фации, трансгрессии, регрессии, циклостратиграфия, корреляция разрезов.

Одна из главных проблем стратиграфии казанского яруса Русской плиты – проведение детальных корреляций и создание дробной региональной стратиграфической схемы. Казанское море представляло собой огромный эпиконтинентальный водоем с пониженной соленостью и ограниченной связью с океаном на “севере”¹. Населявшая его фауна характеризовалась наиболее эвригалинными формами, испытывавшими весьма слабые изменения во времени. Облик казанской фауны тесно связан с определенными фациями, а казанский ярус имеет очень пестрое фациальное строение. Все это сильно ограничивает применение традиционного биостратиграфического метода. Решение проблемы детальных корреляций и разработки дробной стратиграфической схемы казанского яруса в настоящее время тесно связано с проведением цикло- и палиностратиграфических исследований, о чем свидетельствует опыт стратиграфии казанского яруса Среднего Поволжья и Нижнего Прикамья. Для данного района на основе цикло- и палиностратиграфических данных уже разработаны детальные стратиграфические схемы.

Наиболее известна и широко используется в геологической практике циклостратиграфическая схема. Ее первый вариант был предложен Н.Н. Форшем (1951, 1955). В последующие годы

она неоднократно уточнялась различными исследователями (Тихвинская, 1967; Игнатьев и др., 1970; Игнатьев, 1977; Солодухо, Тихвинская, 1977). Согласно ее последнему варианту (Решения Межведомственного..., 1990), в казанских отложениях выделяются восемь циклитов первого порядка (по четыре в каждом подъярусе), которым присвоен ранг толщ: бугульминская, байтуганская, камышлинская, барбашинская, приказанская, пещинская, верхнеуслонская и морквашинская. Главный недостаток циклостратиграфической схемы – отсутствие методики выделения и сопоставления циклитов. В результате, в качестве равноценных стратонов рассматриваются циклиты разных порядков, а корреляция отложений проводится путем непосредственного прослеживания слоев от разреза к разрезу. Таким образом, для сопоставления двух значительно удаленных друг от друга разрезов необходимо построение профиля с большим числом промежуточных разрезов. В процессе этой очень трудоемкой работы происходит непрерывное накопление ошибок, так что даже в пределах стратотипической области многие разрезы (в том числе стратотипы подъярусов) сопоставляются неверно.

Палиностратиграфическая схема впервые разработана А.В. Боговым (1971), выделившим в казанском ярусе восемь палинокомплексов, по четыре в каждом подъярусе. Эта схема опубликована в обобщенном виде, что является ее главным недостатком. Выделяемые палинокомплексы при-

¹ Здесь и далее используется современное расположение сторон света. Поскольку в казанское время оно могло отличаться от современного, названия взяты в кавычки.

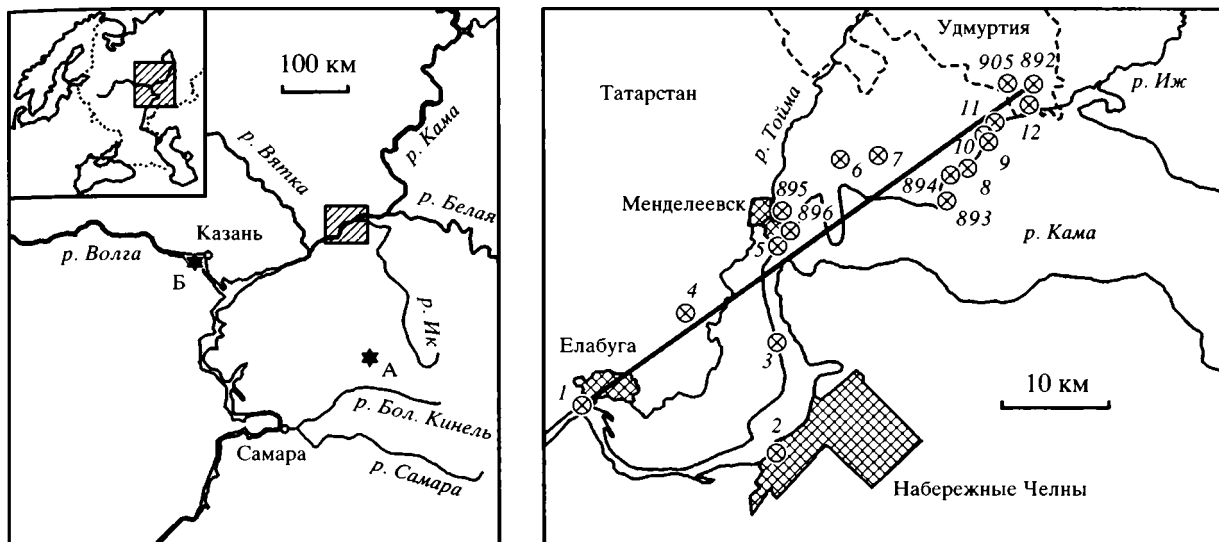


Рис. 1. Карта расположения изученных разрезов верхнепермских отложений в междуречье Тоймы и Ижа. Масштаб 1 : 500000.

Разрезы: А – стратотип нижнеказанского подъяруса, Б – стратотип верхнеказанского подъяруса, 1 – Елабуга, 2 – Набережные Челны, 3 – овраг Богатый Дол, 4 – урочище Ключевка, 5 – пристань Тихие Горы, 6 – д. Сетяково, 7 – с. Безяки, 8 – правый берег р. Кама в 1.3 км выше устья р. Чуман, 9–10 – д. Ижевка, 11 – овраг Рудный Лог, 12 – скв. № 4 у устья р. Голюшерминка, 892 – Голюшерма, 893 – Икское Устье, 894 – Тураево, 895 – Бондюга, 896 – Тихие Горы, 905 – р. Голюшерминка.

вязаны не к конкретным разрезам, а к циклостратиграфической схеме, которая, как было отмечено выше, содержит ряд ошибок. В результате, как оказалось, некоторые палинокомплексы в действительности характеризуют совсем не те циклостратотипы, к которым их привязывает А.В. Богов. Все это, безусловно, сильно затрудняет уточнение и детализацию палиностратиграфической схемы. Тем не менее, в настоящее время она существенно пересмотрена и детализирована А.В. Боговым (Блудорова, Богов, 1996), выделяющим в казанском ярусе девятнадцать палинокомплексов, и М.Н. Шелеховой (1996), которая выделяет четырнадцать палинокомплексов.

Цикло- и палиностратиграфические схемы имеют исключительно местное значение. Но они могут послужить основой проведения детальных региональных корреляций и создания дробной региональной стратиграфической схемы казанского яруса. Решение этого вопроса тесно связано с изучением прибрежно-морских отложений казанского яруса. Именно данные отложения содержат наиболее полную информацию об истории развития казанского бассейна, и именно они наиболее богаты породами, благоприятными для сохранения микрофитофоссилий.

МАТЕРИАЛ

Полный разрез казанского яруса в прибрежно-морских фациях, а также непосредственно подстилающие и перекрывающие его отложения демонстрируют многочисленные обнажения в ни-

жнем течении р. Кама. Территориально они располагаются между стратотипами верхнего и нижнего подъярусов казанского яруса (рис. 1). Прибрежно-морские отложения, отвечающие самой нижней части казанского яруса, обнажаются по берегам Камы выше г. Елабуга, на участке между устьями рек Тойма и Иж. Здесь их строение изучено нами в 1989–1990, 1998 гг. по шести разрезам (рис. 1): обн. № 892 – овраг Первые Прудки у д. Благодать (Голюшерма); обн. № 893 – правый берег Камы у д. Икское Устье; обн. № 894 – карьер на правом берегу Камы у д. Тураево; обн. № 896 – правый берег Камы у северной окраины г. Менделеевска; обн. № 895 – карьер на северо-восточной окраине г. Менделеевска у д. Бондюга, обн. № 905 – безымянный овраг, впадающий слева в р. Голюшерминку в 1 км западнее д. Благодать. Породы из обнажений Голюшерма, Тураево и Бондюга были опробованы на споры и пыльцу (рис. 2). Данные разрезы являются опорными в нашем исследовании. Их описания приведены ниже.

Для построения фациального профиля использовались опубликованные данные по разрезам (рис. 1, 5): 1) правый берег Камы у Елабуги (Егоров, 1932; Черноморский, 1932; Силантьев и др., 1998), 2) левый берег Камы у Набережных Челнов (Зайцев, 1878), 3) овраг Богатый Дол на правом берегу Камы в 9 км ниже пристани Тихие Горы (Егоров, 1932), 4) урочище Ключевка на левом берегу р. Коринка (Егоров, 1932), 5) правый берег Камы в 1.5 км ниже пристани Тихие Горы (Егоров, 1932), 6) овраг у д. Сетяково (Егоров, 1932), 7) руч. Безяк в 3 км выше с. Безяки (Его-

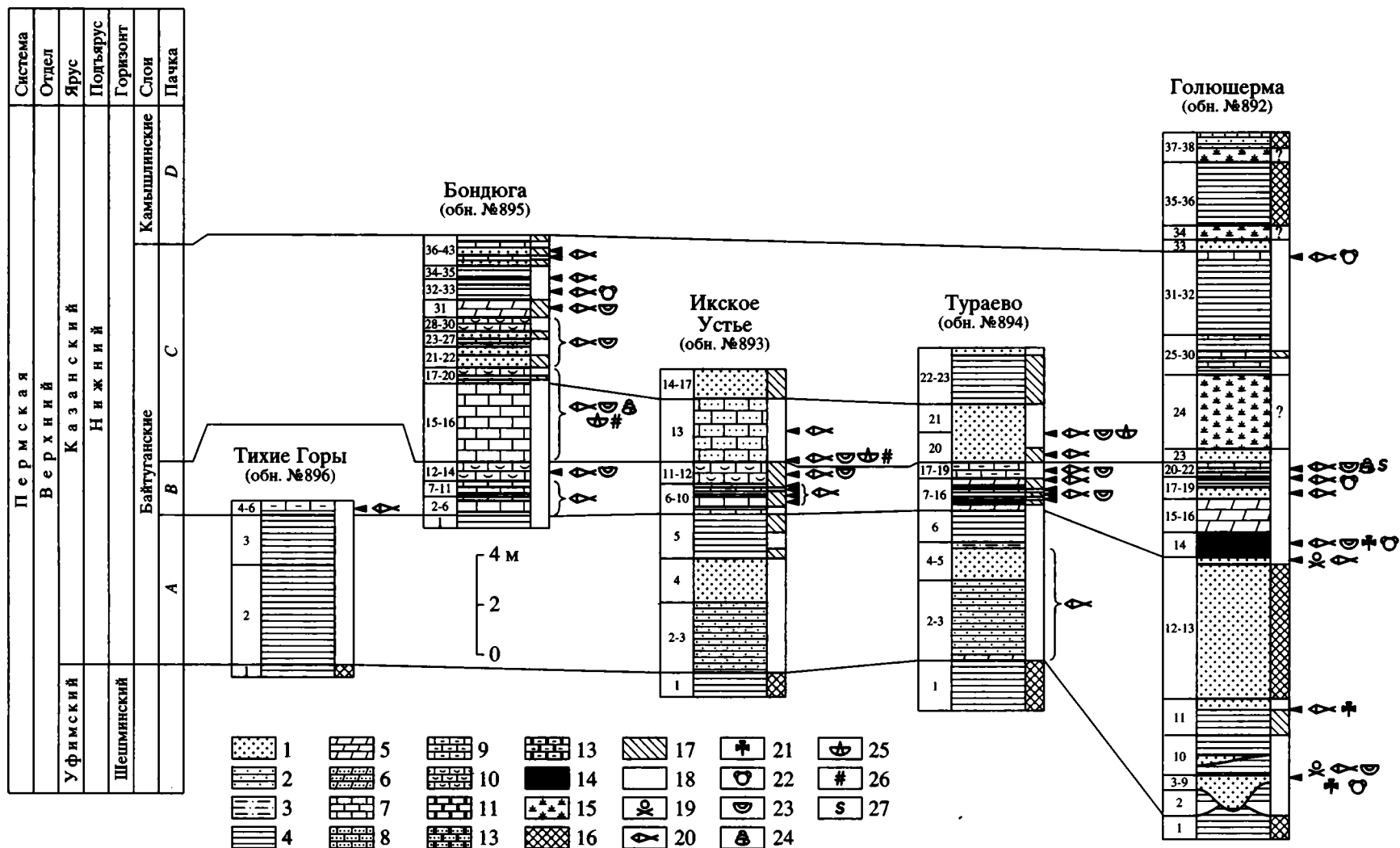


Рис. 2. Корреляция разрезов верхнепермских отложений междуречья Тоймы и Ижа.

1 – песчаник; 2 – переслаивание глин, алевролитов и песчаников; 3 – алевролит; 4 – глина; 5 – мергель; 6 – мергель песчанистый; 7 – известняк; 8–10 – известняки: 8 – песчанистый, 9 – глинистый, 10 – с многочисленными раковинами беспозвоночных; 11–13 – доломиты: 12 – песчанистый, 13 – глинистый; 14 – уголь; 15 – осыпь; 16 – красноцветные отложения; 17 – отложения желтого и коричневого цвета; 18 – сероцветные позвоночные; 19 – наземные позвоночные; 20 – рыбы; 21 – макрофитофосилии; 22 – микрофитофосилии; 23 – двусторки; 24 – гастроподы; 25 – брахиоподы; 26 – мшанки; 27 – серпулиды. Цифры слева от колонок – номера слоев.

ров, 1932), 8) правый берег р. Кама в 1,3 км выше устья р. Чуман (Егоров, 1932), 9–10) д. Ижевка (Зайцев, 1878; Ноинский, 1924), 11) верховья оврага Рудный Лог, в 1 км севернее д. Ижевка (Блудоров, 1938), 12) скв. № 4 у устья р. Голюшерминка (Блудоров, 1938).

Голюшерма (обн. № 892)

Удмуртия, Алнашский район, д. Благодать, овраг Первые Прудки (левый отвержек оврага Тахташур (Шахтерский), впадающего слева в долину р. Голюшерминка, правого притока р. Иж). Данное место в литературе известно как местонахождение пермских тетрапод Голюшерма (Ефремов, Вьюшков, 1955; Голубев, 1992) (рис. 1), однако современное написание топонима, от которого происходит данное название, – Голюшурма. В дальнейшем для обозначения данного разреза мы используем первое название, а для обозначения топонима – второе.

Примерно в 50 м выше устья оврага Первые Прудки, располагающегося напротив д. Благодать, в тальвеге оврага снизу вверх были выделены следующие слои (рис. 2, 3):

Уфимский ярус

1. Глина бордовая, массивная, с большим количеством конкреций бурого мергеля и обугленными обломками древесины. Видимая мощность – 1,5 м;

Казанский ярус, байтуганские слои, пачка "А"

2. Глина желтая, серо-зеленая, горизонтальнослоистая, с конкрециями (до 5 см) зеленого мергеля. Граница со слоем 1 резкая, неровная, с карманообразными углублениями. Мощность до 1,5 м;

3. Песчаник фиолетово-серый, мелкозернистый, массивный, в верхней части слоя пронизан обугленными остатками корней растений (рис. 4). В слое обнаружены микрофитофоссилии палинокомплекса (ПК) *Vittatina vittifera* f. *minor* – *V. subsaccata* (ПК II: Шелехова, Голубев, 1993а, 1993б; или ПК I: Шелехова, 1996). Слой имеет форму линзы длиной более 2 м и максимальной мощностью 0,6 м;

4. Глина серая, массивная, с большим количеством обугленного растительного детрита. Слой имеет форму линзы длиной более 4 м и максимальной мощностью 0,25 м;

5. Глина серо-желто-коричневая, тонкослоистая, алевроитовая, с чешуями рыб. Нижняя граница слоя неровная, с глубокими (10 см) карманообразными углублениями. В слое обнаружены микрофитофоссилии палинокомплекса *Cyclogranisporites polyptenus* – *Lycospora* (ПК III: Шелехова, Голубев, 1993а, 1993б; или ПК II: Шелехова, 1996). Слой имеет форму линзы длиной более 0,5 м и максимальной мощностью 0,15 м;

6. Песок серый, среднезернистый, косослоистый, с массой обугленного растительного детрита. Слой имеет форму линзы длиной 4 м и максимальной мощностью 0,2 м;

7. Песчаник серый, среднезернистый, массивный, с интраформационными галькой и гравием (светло-серая, сильно известковистая глина), с раковинами двус-

творок *Palaeomutela* sp., многочисленными чешуями рыб *Acentrophorus varians* (Kirkby), *Elonichthys contortus* Esin, *Kazanichthys golyushermensis* Esin, *Palaeostrugia rhombifera* (Eichwald), *Watsonichthys* sp., *Grygorichthys* sp., *Palaeoniscum kasanense* Geinitz et Vetter, *Acrolepis* cf. *sedgwicki* Agassiz, *Acropholis kamensis* Esin, *Acr. stensioei* Aldinger, *Amblypterygia* sp., *Paramblypterus* sp., *Boreolepis jensenii* Aldinger, *Plegmolepis* sp., *Pygopterus* sp., *Platysomus* cf. *striatus* Agassiz, *Koinichthys ivachnenkoi* Esin, *Euryosomus* sp., *Kargalichthys* sp., *Wardichthys inobilis* Esin, зубами акул *Hybodontoides* fam. indet. и костями тетрапод *Melosaurus compilatus* Golubev, *Microsiodon orlovi* Ivachnenko, *Leptorophidae* gen. indet., *Platyoposaurus* sp.² В слое также обнаружены микрофитофоссилии палинокомплекса *Striatohaplopinites perfectus* – *Limitisporites* (ПК IV: Шелехова, Голубев, 1993а, 1993б; или ПК III: Шелехова, 1996). Слой имеет форму линзы длиной более 1,6 м и максимальной мощностью 0,1 м;

8. Песчаник серый, среднезернистый, горизонтальнослоистый, местами сильно углистый, с раковинами двустворок, чешуями рыб и обугленными остатками растений различной сохранности: *Cordaicarpus* sp. и др. – 0,05–0,3 м;

9. Песок серый, мелкозернистый, косослоистый – 0,05–0,2 м;

10. Глина темно-серая, горизонтальнослоистая, с обугленным растительным детритом, в нижней части слоя с прослоями и линзами (до 0,5 м) песчаников серых, мелкозернистых, тонкослоистых, с большим количеством углистого детрита – 1,6 м;

11. Глина коричневая, горизонтальнослоистая, песчаная, с массой мелкого обугленного растительного детрита и редкими чешуями рыб. Вверх по разрезу слоя глина постепенно переходит в серый мергель и песчаник, линзовидно переслаивающиеся друг с другом. В этой части слоя встречено большое количество остатков растений хорошей сохранности *Compsopteris* sp. (aff. *adzensis* Zal.), *Cordaitea* vel *Ruffloria* sp., *Cordaicarpus* sp., *Cordaicarpus* cf. *chalmersianus* Dörm., *Lepidophyta* indet. (тип сохранности *Aspidiaria*), *Nucicarpus* sp., *"Odontopteris"* rossica Zal., *Paracalamites* aff. *striatus* (Schmalhausen), *Pecopteris* sp., cf. *Prynadaeopteris* (?) *minuta* Vlad., а также чешуи рыб. Нижняя граница слоя неровная, с карманообразными углублениями – 1,5 м;

12. Песчаник ржаво-бурый, среднезернистый, массивный или наклоннослоистый – 5–6 м;

13. Песчаник зеленовато-серый, мелкозернистый, с марказитовым цементом, с линзами песчаников, с серым мергелевым гравием и остатками рыб и тетрапод – 0,5 м;

Пачка "В"

14. Уголь с прослоями и линзами темно-серых, в различной степени углистых глин. Снизу вверх глинистость углей уменьшается. Встречены остатки двустворок, рыб *Acentrophorus* sp., *Palaeoniscum kasanense* Geinitz et Vetter, *Kazanichthys golyushermensis* Esin, *Acropholis kamensis* Esin и растений *Paracalamites* sp. В слое обнаружены микрофитофоссилии палинокомплекса *Striatohaplopinites perfectus* – *Limitisporites* (ПК IV: Ше-

² Здесь и далее определения палеонисков выполнены Д.Н. Есиным (1995; Есин, Машин, 1996), растений – С.В. Наугольных (ГИН РАН), двустворок – В.В. Силантьевым (КГУ).

лехова, Голубев, 1993а, 1993б; или ПК III: Шелехова, 1996) – 1.0 м;

15. Мергель желтовато-серый, тонкослоистый, листоватый – 0.9–1.0 м;

16. Мергель синевато-серый, массивный, плотный, битуминозный – 0.3 м;

17. Песчаник желтовато-серый, мелкозернистый, с редкими чешуями рыб *Acentrophorus* sp., *Palaeoniscum kasanense* Geinitz et Vetter, *Kasanichthys golyushermensis* Esin, *Acropholis kamensis* Esin – 0.5 м;

18. Глина темно-серая – 0.3 м;

19. Уголь глинистый, сланцеватый, с остатками растений и редкими чешуями рыб *Acropholis kamensis* Esin, *Acr. stensioei* Aldinger, *Palaeoniscum kasanense* Geinitz et Vetter. В слое обнаружены микрофитофоссилии палинокомплекса *Striatohaplopinites perfectus* – *Limitisporites* (ПК IV: Шелехова, Голубев, 1993а, 1993б; или ПК III: Шелехова, 1996) – 0.1 м;

20–22. Известняки темно-серые, массивные, с прослоем серых глин, с остатками полихет *Spirorbis* cf. *permianus* King, гастропод *Goniasma* sp., *G. (?) biarmica* (Kurtorga), *Naticopsis* sp., двустворок *Pseudomonotis garforthensis* King, *Ps. speluncaria* (Schloth.) и рыб *Acentrophorus* sp., *Palaeoniscum kasanense* Geinitz et Vetter, *Kasanichthys golyushermensis* Esin, *Acropholis kamensis* Esin, *Platysomus* sp., *Acrolepis* sp. – 0.6 м;

Пачка "С"

23. Песчаник желтовато-серый, мелкозернистый, наклоннослоистый, слабо сцементированный. Видимая мощность – 0.5 м;

24. Осыпь около 3 м;

25. Глина коричнево-серая, с прослоями известняка коричнево-серого, массивного, очень крепкого – 0.25 м;

26. Известняк пятнистый, темно-серый, светло-коричневый, коричнево-серый, массивный, плотный, очень крепкий. Вниз известняк постепенно переходит в серо-желтый песчаный известняк, а затем в мергель серо-желтый, тонкослоистый, хрупкий – 0.25 м;

27. Глина серая с голубоватым оттенком, плотная, комковатая, с прослоем (4 см) мергеля желтовато-серого, тонкоплитчатого – 0.15 м;

28. Известняк серо-коричневый, массивный, плотный, крепкий, с редким обугленным растительным детритом – 0.25 м;

29. Глина, аналогичная сл. 27 – 0.5 м;

30. Известняк пятнистый, розово-серый, кремово-серый, сильно глинистый, почти мергель, очень крепкий, неясно горизонтальнослоистый, с редким обугленным растительным детритом – 0.1–0.15 м;

31. Глина серая с голубоватым оттенком, плотная, комковатая, с прослоями и линзами мергелей и глин желтого цвета. В самой верхней части слоя располагается углистый прослой (7 см), выше которого глина имеет серо-желтый цвет – 3.0 м;

32. Известняк серый, массивный, с тонкими прослоями серой глины, с большим количеством мелких чешуй рыб *Acentrophorus varians* (Kirkby), *Palaeostrugia rhombifera* (Eichwald), *Acrolepis* cf. *sedgwicki* Agassiz, *Acropholis* sp., *Kasanichthys golyushermensis* Esin, *Palaeoniscum kasanense* Geinitz et Vetter, *Platysomus* cf. *striatus* Agassiz, *Watsonichthys* sp. и обугленным растительным детритом. В слое обнаружены микрофитофоссилии палинокомплекса *Striatohaplopinites perfectus* –

Schizosporis permianus (ПК V: Шелехова, Голубев, 1993а, 1993б; или ПК IV: Шелехова, 1996). – 0.35 м;

Камышлинские слои, пачка "D"

33. Песчаник желтовато-зеленый, полимиктовый, рыхлый – 0.5 м;

34. Осыпь – 0.5 м;

35–38. Глины коричневые с прослоями песчаников коричневых. Видимая мощность – 3.8 м.

Тураево (обн. № 894)

Татарстан, Менделеевский район, с. Тураево. Карьер на правом берегу р. Кама несколько выше устья р. Чуман, в 1 км к югу от с. Тураево (рис. 1). Описание разреза приведено снизу вверх (рис. 2).

Уфимский ярус

1. Глина бурая, алевроитовая. Видимая мощность – 2.0 м;

Казанский ярус, байтуганские слои, пачка "А"

2. Мергель серый, желто-коричневый, сильно алевроитовый, с большим количеством обугленных и ожелезненных остатков растений, с редкими крупными чешуями рыб, с углистым прослоем в верхней части слоя, с натечными образованиями малахита и азурита – 0.25 м;

3–5. Песчаники, алевролиты, глины и мергели, линзовидное переслаивание. Песчаники серые, коричнево-серые, мелкозернистые, массивные или горизонтальнослоистые, прослоями плитчатые или листоватые, местами с сильно уплотненными длиной до 3 см гальками желтовато-серого мергеля; с мелким обугленным и ожелезненным растительным детритом и мелкими раковинами беспозвоночных. Глины и мергели серые, слоистые, в различной степени алевроитовые. Встречены редкие чешуи рыб и обугленные остатки растений – 4.40–4.65 м;

6. Глина желтовато-зеленовато-серая, алевроитовая, с вертикальными ходами илоедов – 1.25–1.3 м;

Пачка "В"

7. Глина темно-серая – 0.05–0.07 м;

8. Известняк темно-серый, массивный, битуминозный, пронизанный во всех направлениях ветвящимися ожелезненными каналами и вертикально или наклонно ориентированными обугленными остатками растений – 0.2 м;

9. Глина серая, желтая, коричневая, черная, горизонтальнослоистая, с углистыми прослоями в середине и кровле слоя – 0.2 м;

10. Известняк серый, тонкогоризонтальнослоистый, битуминозный, с обугленными остатками растений, ядрами двустворок и чешуями рыб – 0.15 м;

11. Глина темно-коричневая, горизонтальнослоистая, с массой чешуи рыб, ядрами двустворок и растительным детритом – 0.1 м;

12, 13. Глины, мергели, известняки коричнево-серые, горизонтальнослоистые, битуминозные, с чешуями рыб и обугленными растительными остатками – 0.25–0.3 м;

14. Глина черная, углистая, местами переходит в уголь – 0.05–0.08 м;

15. Известняк темно-коричневый, детритовый, с обугленным растительным детритом – 0.2 м;

16. Глина коричневая с чешуями рыб – 0.05 м;

17–19. Известняки коричнево-серые, органогенно-детритовые, с прослоями серых и коричневых, листоватых, алевроитовых мергелей, с раковинами двустворок, чешуями рыб и растительным детритом – 0.68 м;

Пачка "С"

20. Песчаник от коричневого до серого цветов, мелко-среднезернистый, неяснослоистый, глинистый, рыхлый, с углистыми прослоями и примазками, с многочисленными остатками двустворок, брахиопод, рыб и растений – 1.1–1.3 м;

21. Песчаник коричнево-серый, мелкозернистый, массивный или толстослоистый, с остатками растений – 1.0–1.1 м;

22. Глина темно-сери-коричневая, горизонтально-слоистая, алевроитовая, с остатками растений – 2.0 м;

23. Песчаник серый, мелкозернистый, неяснослоистый, плитчатый, с широкой волновой рябью на поверхностях напластования. Видимая мощность – 0.3 м.

Бондюга (обн. № 895)

Татарстан, Менделеевский район, д. Бондюга (северо-восточный пригород г. Менделеевск). Юго-восточный борт карьера, расположенного на северной окраине д. Бондюга (рис. 1). Описание разреза приводится снизу вверх от дна карьера (рис. 2).

Казанский ярус, байтуганские слои, пачка "А"

1. Глина серо-зеленая, болотная. Видимая мощность – 0.5 м;

Пачка "В"

2. Глина темно-серая – 0.15 м;

3. Известняк темно-серый, горизонтально-слоистый, очень плотный, битуминозный, пронизанный во всех направлениях тонкими ветвящимися каналами, с остатками рыб *Acentrophorus varians* (Kirkby), *Elonichthys contortus* Esin, *Kazanichthys golyushermensis* Esin, *Acropholis kamensis* Esin, *Acr. stensioei* Aldinger, *Platysomus cf. striatus* Agassisi, *Eurysomus* sp., *Palaeoniscum kasanense* Geinitz et Vetter – 0.18 м;

4–11. Известняки серые, горизонтально-слоистые, листоватые, с прослоями серой глины и глинистого угля, с остатками рыб *Acentrophorus varians* (Kirkby), *Palaeoniscum kasanense* Geinitz et Vetter, *Watsonichthys* sp., *Kazanichthys golyushermensis* Esin, *Amblypterina* sp., *Elonichthys* sp., *Platysomus striatus* Agassisi и растений – 1.07 м;

12–14. Известняки серые, плотные, с многочисленными раковинами двустворок и редкими чешуями рыб *Elonichthys contortus* Esin, *Platysomus striatus* Agassisi, *Amblypterina* sp., с прослоем желтой алевроитовой глины – 0.75 м;

Пачка "С"

15–16. Известняк светло-серый, массивный, детритовый, сильно пористый, с ходами илоедов и остатками брахиопод, гастропод, двустворок, мшанок и рыб *Palaeoniscum kasanense* Geinitz et Vetter, *Acentrophorus varians* (Kirkby), *Kazanichthys golyushermensis* Esin, *Watsonichthys* sp., *Elonichthys* sp., *Amblypterina* sp., *Platysomus striatus* Agassisi – 3.15 м;

17–20. Известняки коричнево-серые, битуминозные, с прослоями коричневой глины. Встречены многочисленные раковины брахиопод и двустворок, а так-

же остатки мшанок, чешуи рыб и обугленный растительный детрит – 0.65 м;

21–27. Песчаники коричневые, тонко- и мелкозернистые, тонкоплитчатые, слабо сцементированные, с обугленным растительным детритом и остатками рыб *Acentrophorus varians* (Kirkby), *Elonichthys contortus* Esin, *Palaeoniscum kasanense* Geinitz et Vetter, с прослоями серых мергелей и известняков; последние содержат многочисленные полости от растворенных раковин двустворок – 1.5 м;

28–30. Известняки коричнево-серые, с многочисленными полостями от растворенных раковин двустворок и чешуями рыб – 0.55 м;

31. Мергель коричнево-черный, горизонтально-слоистый. Встречены мелкие (2–3 см) раковины двустворок, чешуи рыб и остатки растений, главным образом, в виде углистого детрита – 0.70–0.75 м;

32, 33. Глина серая тонкослоистая, с углистым прослоем в верхней части, с чешуями рыб и ожелезненным растительным детритом – 0.8 м;

34. Мергель серый, тонкослоистый, листоватый, с мелкими чешуями рыб *Palaeoniscum kasanense* Geinitz et Vetter, *P. freiselebeni* Blainville, *Acentrophorus varians* (Kirkby), *Elonichthys contortus* Esin, *Watsonichthys* sp., *Platysomus striatus* Agassisi, *Boreolepis jenseni* Aldinger, *Kazanichthys golyushermensis* Esin, *Acropholis kamensis* Esin, *Acr. stensioei* Aldinger и растительным детритом. В слое также обнаружены микрофитофоссилии палинокомплекса *Striatohaplopinites perfectus* – *Schizosporis permianus* (ПК V: Шелехова, Голубев, 1993а, 1993б; или ПК IV: Шелехова, 1996). По простиранию мергель переходит в известняк и песчаник – 0.02–0.04 м;

35. Глина серая, с углистыми прослоями и остатками растений – 0.5 м;

36–43. Песчаники, глины, известняки; переслаивание. Песчаники желто-коричневые, тонкозернистые, тонкоплитчатые, рыхлые. Глины коричневые. Известняки серые, массивные, пронизанные тонкими ожелезненными каналами. В отложениях встречены остатки рыб *Palaeoniscum kasanense* Geinitz et Vetter, *Acentrophorus varians* (Kirkby) и растений – 1.0–1.1 м;

Слои 2–11 разреза Бондюга хорошо прослеживаются в обнажениях по правому берегу р. Кама в 1–2 км выше пристани Тихие Горы (Менделеевск). Ниже этих слоев здесь (обн. № 896) располагаются (сверху вниз): 2–3) глины болотные, серые и темно-серые, горизонтально-слоистые, с раковинами лингул, чешуями рыб *Palaeostrugia rhombifera* (Eichwald), *Acropholis* sp., *Koinichthys ivachnenkoi* Esin и углистым детритом, с прослоями серых песчаников – 6 м; 1) глина бурая, массивная – видимая мощность до уреза воды 10 м.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

При сопоставлении разрезов рассматриваемого района нами учитывались такие характеристики слоев и пачек, как литология, мощность, положение в разрезе, фациальная принадлежность. Однако сходство между слоями разных разрезов по каждому из этих признаков в отдельности не является ни необходимым, ни достаточным усло-

нием для их сопоставления. Даже сходство по всем четырем критериям не является гарантией правильной корреляции, поскольку при этом, в частности, не учитывается столь широко распространенное явление как фациальное замещение. Поэтому для рассматриваемых разрезов могут быть составлены несколько вариантов сопоставления, один из которых изображен на рис. 2. Эта схема представляется нам наиболее правдоподобной, так как именно для данной последовательности напластования пород может быть предложена наиболее простая модель ее образования. Она подтверждается также многочисленными маркирующими уровнями, которые отвечают крупным, геологически мгновенным перестройкам в характере седиментации в данном районе. Природа этих уровней и их значение для стратиграфии казанского яруса – одна из главных тем предлагаемой работы.

ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Казанские отложения рассматриваемого района имеют сложное фациальное строение, типичное для морского побережья с терригенной седиментацией. Здесь могут быть выделены континентальные, лагунные, баровые и морские комплексы фаций (рис. 5).

Комплекс фаций открытого моря представлен отложениями, которые формировались как ниже базиса штормовых волн (дальняя зона затопляемого пляжа), так и выше него (переходная зона затопляемого пляжа)³. К первым относятся светло-серые, массивные, детритовые известняки с многочисленными остатками двустворок, гастропод, брахиопод и мшанок (Бондюга, сл. 16). Породы интенсивно биотурбированы, нет никаких следов слоистости. Очевидно, данные отложения накапливались на глубинах ниже среднего базиса не только обычных, но и штормовых волн (Эллиотт, 1990а). Однако осадок несомненно испытывал воздействия наиболее крупных штормовых волн, о чем свидетельствует обломочная структура пород, но текстурные свидетельства этих воздействий были уничтожены последующей биотурбацией. Средний уровень основания слабых волн на побережьях с низкой волновой энергией, что характерно для озер и замкнутых морей, располагается на глубине около 5 м, а средний уровень основания штормовых волн – около 10 м. При этом наиболее крупные волны могут воздействовать на осадок на глубине до 20 м (Бродская, 1952; Эллиотт, 1990а). Формирование описанных отложений, вероятно, происходило на глубинах 15–20 м.

Фации переходной зоны затопляемого пляжа представлены известняками от коричневатого до коричневого цвета. Породы в различной

степени песчанистые, часто имеют горизонтальную слоистость. Для данных отложений характерно частое переслаивание маломощных (до 5 см) прослоев горизонтально- и волнистослоистых, сильно песчанистых известняков и известковистых песчаников и более мощных (до 50 см) слоев массивных или неяснослоистых, в различной степени биотурбированных известняков. Первые, более грубозернистые отложения, очевидно, формировались во времена штормов, вторые – в более спокойных условиях (Эллиотт, 1990а). Многочисленные ископаемые остатки представлены раковинами двустворок и брахиопод, обычно образующие целые раковинные прослои (“ракушечная мостовая”).

К рассмотренному типу отложений относятся слои 17–20, 28–30 разреза Бондюга, а также 2.5-метровая пачка коричнево-серых известняков, обнажающаяся в правом берегу р. Кама у д. Икское Устье (сл. 13, обн. № 893, рис. 2). Последняя располагается на том же стратиграфическом уровне, что и известняки слоя 16 разреза Бондюга. Отложения переходной зоны у д. Бондюга, вероятно, формировались на глубине от 5 до 10 м, а в районе Икского Устья – несколько глубже, 10–15 м, так как породы здесь более массивны и несут значительно меньше следов влияния волновой деятельности (прослои горизонтально- и волнистослоистых песчаных известняков встречаются очень редко и имеют меньшую мощность). Отложения переходной зоны Икского Устья накапливались непосредственно перед фронтом барьерных островов (рис. 5). Ширина этой баровой зоны в рассматриваемом районе составляла около 12 км, далее следовала зона лагун шириной около 55 км (рис. 5). Таким образом, известковые осадки слоя 13 образовывались примерно в 70 км от береговой линии. Следовательно, превышение палеорельефа в раннеказанское время на данной территории составляло 10–15 м на 70 км, т.е. дно моря было очень пологим, его уклон составлял 0.5–0.7′. Подобная картина в настоящее время наблюдается в северной части Прикаспийской низменности.

Баровый комплекс фаций широко распространен в казанских отложениях рассматриваемой территории. Он представлен песчаниками преимущественно желтого и коричневого цветов, от мелко- до крупнозернистой структуры, массивными, горизонтально- или наклоннослоистыми. По их плоскостям напластования часто наблюдаются знаки ряби самых различных типов. Раковины двустворок и брахиопод обычны в этих породах. Они образуют маломощные (до 2–3 см) раковинные прослои на границах крупных песчаных серий. В большом количестве встречаются чешуи рыб и обугленные, преимущественно в виде детрита остатки растений. Очевидно, рассматриваемые отложения (Голюшера: слои 23; Тураево:

³ Здесь и далее используется терминология по Эллиотт, 1990а.

слои 20, 21, 23; Икское Устье: слои 14–17; Бондюга: 21–27, 36–43) формировались в зоне активной гидродинамики, характерной для предфронтальной зоны затопляемого пляжа и нижнего пляжа (Эллиотт, 1990а). Располагаются они между нормальными морскими и лагунными образованиями, что и позволяет рассматривать их как баровые, а не собственно пляжные. Пляжи прилегают к суше, поэтому их отложения должны замещаться континентальными.

Основную часть разреза казанского яруса междуречья Тоймы и Ижа (рис. 5) составляют лагунные отложения (Голюшерма: слои 15–22, 25–32; Тураево: слои 6–19, 22; Икское Устье: 5–12; Бондюга: слои 1–14, 31–35). Данный комплекс фаций отличается здесь наибольшим богатством литологических разностей. Он включает в себя преимущественно глины; в подчиненном положении находятся мергели и известняки. Имеются также прослои алевролитов, тонкозернистых песчаников и углей. Глины обычно серые или темно-серые, горизонтально-слоистые, с прослоями серых песчаников. Они содержат остатки насекомых и редкие, прослоями очень многочисленные раковины лингул, реже – мелких двусторчатых моллюсков. Значительно меньше распространены глины коричневого и желтого цвета, горизонтально-слоистые, в различной степени алевроитовые и песчаные, с многочисленными разрозненными чешуями рыб. Углистые прослои обычно приурочены именно к данному типу пород. Известняки от черного и темно-коричневого до серого цветов, горизонтально- или волнистослоистые, часто листоватые, в различной степени глинистые и битуминозные. Ископаемые остатки представлены раковинами двусторчатых моллюсков, которые местами очень многочисленны, гастропод, остракод, конхострак, брахиопод (встречаются относительно редко), известковыми трубками серпулид, разрозненными чешуями и целыми скелетами рыб и очень редкими костями наземных позвоночных. Количественный состав и систематическое разнообразие фауны находятся в обратной зависимости от степени битуминозности пород.

Карбонатно-глинистый состав описанных выше отложений, а также тонкая горизонтальная слоистость свидетельствуют о том, что осадок накапливался в условиях спокойной гидродинамики. Волнистая слоистость указывает на периодические воздействия волн. Следовательно, процесс осадконакопления шел на мелководье. Гидрологический режим сильно отличался от нормального морского: воды по солености, вероятно, варьировали от пресных до солоноватых, на что указывает характер фауны беспозвоночных. Фаунистические комплексы имеют низкое разнообразие; полностью отсутствуют формы, характерные для открытых морских пространств казанского моря (спирифериды, кораллы, морские лилии и др.), но

много эвригалинных (двусторчки, лингулы, остракоды, серпулиды, гастроподы и др.); двусторчатые моллюски значительно преобладают над брахиоподами. Количество форм обычно невелико, хотя прослоями бывает очень большим. В последнем случае вмещающая порода представлена светлыми не битуминозными известняками или светло-серыми глинами. Примером данного типа отложений являются породы самой верхней части пачки “В”, известные в литературе как известняки с *Pseudomonotis garforthensis* (Блудоров, 1938, 1964). Обычно их рассматривают в качестве местного маркирующего горизонта. Данные отложения литологически слабо отличаются от рассмотренных выше отложений переходной и предфронтальной зон открытого моря, поэтому нет ничего удивительного в том, что всеми предшествующими исследователями они рассматривались как морские образования (Ноинский, 1932; Егоров, 1932; Блудоров, 1938, 1964; Форш, 1951, 1955; Тихвинская, 1955, 1967; Игнатьев и др., 1970; Есаулова, 1986; Голубев, 1992). Однако мы предполагаем их лагунное происхождение, о чем свидетельствуют следующие данные. 1. Вниз по разрезу они плавно переходят в отложения заведомо лагунного генезиса, которые представлены сильно битуминозными, угленосными породами. Последние слабо биотурбированы, весьма бедны остатками беспозвоночных, представленных преимущественно мелкими формами, содержат в большом количестве целые скелеты рыб. Все это признаки формирования отложений в застойных условиях, что характерно именно для лагун. 2. На западе (г. Елабуга) рассматриваемые отложения замещаются баровыми песчаниками, а на востоке – угленосными породами (отложения прибрежных проточных болот). Таким образом, известняки с *Pseudomonotis garforthensis* занимают в разрезе промежуточное положение между континентальными и баровыми отложениями. Их литологическое и палеонтологическое сходство с фациями переходной и предфронтальной зон затопляемого пляжа объясняется тем, что они накапливались в лагунах, слабо изолированных от открытого моря. Как будет показано ниже, отложения пачки “В” формировались после отмирания дельты на “востоке”, в условиях минимального твердого стока. Отсутствие поступления терригенного материала привело к постепенной волновой переработке барьерных островов, располагавшихся на “западе”. В результате связь лагун, которые на первых порах были сильно изолированы, с открытым морем становилась все более и более тесной. Это мы и наблюдаем, поднимаясь вверх по разрезу пачки “В”. Слои с *Pseudomonotis garforthensis* характеризуют период наиболее слабой изоляции лагун от открытого моря.

Основание и кровлю разреза выходящих на поверхность пермских отложений в рассматриваемом

районе слагают разнообразные породы **континентального** происхождения. Преобладают глины, широко распространены средне-крупнозернистые песчаники, которым подчинены гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Красноцветность – характерная особенность пород этого комплекса. Исключение составляют отложения, выполняющие эрозионные врезы. Они имеют сероцветную окраску. Именно эти породы наиболее богаты ископаемыми остатками, тогда как красноцветные разновидности почти их не содержат. Здесь (Голюшерма, слои 2–11) встречены многочисленные остатки рыб, кости наземных позвоночных, раковины неморских двустворчатых моллюсков, остатки растений.

Среди континентальных отложений особого рассмотрения заслуживают дельтовые образования, развитые на правобережье Камы в районе устья р. Иж (рис. 5). Здесь могут быть выделены все основные дельтовые фациальные ассоциации: фации низменной дельтовой равнины, фации фронта дельты (продельты) и фации отмирания дельты (Эллиотт, 1990б). Дельтовая равнина представляет собой надводную (выше уровня бассейна) часть дельты с множеством активных и заброшенных русел, разделенных мелководьями и осушенными или полуосушенными участками (Эллиотт, 1990б). Отложения этих обстановок характеризуют основание казанского яруса (пачка “А”) у д. Благодать. Нижняя часть пачки “А” здесь представлена четырехметровой сероцветной толщей линзовидно переслаивающихся глин, алевролитов и песчаников (рис. 2, 3). Данные отложения являются образованиями дельтовой поймы (глины и алевролиты с остатками рыб и отпечатками листьев растений) и русел мелких короткоживущих каналов промыва (маломощные, сильно вытянутые линзы горизонтально и наклоннослонистых песков и песчаников с разрозненными остатками рыб, тетрапод и пресноводных двустворок). Внутри описанных отложений широко распространены остатки корней растений (рис. 4), указывающих на периодические осушения или сильное замедление скорости осадконакопления.

Выше по разрезу располагается относительно мощная толща более грубозернистых, наклоннослоистых песчаников, отвечающих отложениям основного дельтового рукава (протоки).

К западу от отложений дельтовой равнины, по правобережью Камы в районе дд. Ижевка – Иксское Устье распространены фации фронта дельты (Тураев: слои 2–5; Иксское Устье: слои 2–4). В основании пачки “А” здесь располагается сероцветная толща (2.5–3.0 м) линзовидно переслаивающихся глин, алевролитов и тонкозернистых песчаников со знаками ряби на поверхностях напластования. Выше они переходят в массивные мелкозернистые песчаники. Данные отложения формировались непосредственно в лагуне. Они

несут многочисленные следы воздействия бассейновых процессов, в частности, волновой деятельности, и поэтому сильно напоминают образования предфронтальной зоны затопляемого пляжа. Однако локальное распространение и пространственная связь с фациями дельтовой равнины по-прежнему считать их отложениями фронта дельты. Они образуют разрез регрессивного типа, что также весьма характерно для продельтовых образований.

С отмиранием дельты в области дельтовой равнины образуются болота; начинают формироваться угленосные отложения (рис. 2). Самый нижний угольный пласт, непосредственно перекрывающий дельтовые отложения, отличается сильно изменчивой мощностью, указывающей на неровность палеорельефа во время накопления угленосных отложений (рис. 6). Это позволяет восстановить расположение основных рукавов (лопастей) дельты на заключительных стадиях ее функционирования. Главное русло палеореки располагалось в 1.5 км к ЮЮВ от д. Черный Ключ (рис. 6). Здесь оно разветвлялось на два рукава. Северный рукав далее следовал в сторону д. Чумали, в свою очередь раздваиваясь в 0.7 км юго-восточнее д. Муважи; одно из ответвлений далее следовало на северо-запад через д. Муважи, а второе – на запад в субширотном направлении. Южный рукав был направлен в сторону д. Благодать, следуя параллельно оврагу Первые Прудки, несколько севернее последнего. Не достигая оврага Шахтерский Лог, этот рукав также раздваивался. Более крупная протока далее следовала на юг мимо устья оврага Первые Прудки в сторону урочища Голюшурма. Более мелкая протока имела субширотное направление, пересекая северную окраину д. Благодать. Таким образом, рассмотренная дельта, несомненно, относится к лопастному типу. Ее формирование связано с деятельностью преимущественно флювиальных процессов, при незначительном влиянии волновых и полном отсутствии приливно-отливных воздействий (Селли, 1989; Эллиотт, 1990б).

Характер седиментации в лагуне после отмирания дельты также сильно меняется: терригенное осадконакопление сменяется карбонатным (пачка “В”). Обилие органики и сильная изоляция лагун вызывает образование застойных условий, формируются битуминозные известняки с целыми скелетами рыб. Однако отсутствие массового привноса обломочного материала приводит в конце концов в результате волновой переработки к исчезновению сплошной зоны барьерных островов и образованию лагун, обладавших более тесной связью с открытым морем.

Описанные комплексы фаций закономерно сменяют друг друга в горизонтальном направлении. Детритовые и органогенно-детритовые известняки фаций открытого моря на востоке по-

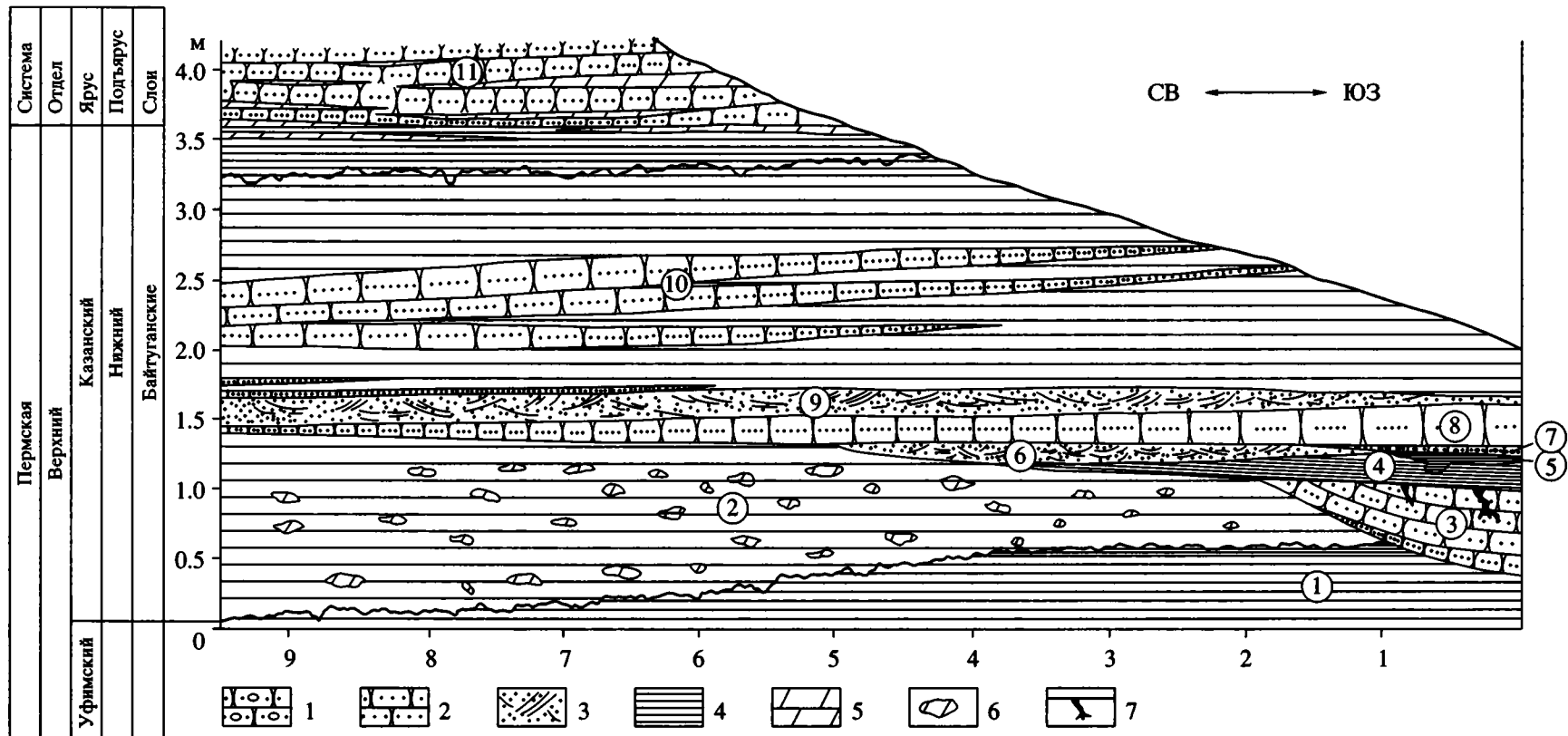


Рис. 3. Нижняя часть байтуганских слоев казанского яруса в разрезе Голушерма.

1 – песчаник с мергельным гравием; 2 – песчаник; 3 – песок косослоистый; 4 – глина; 5 – мергель; 6 – конкреции мергеля; 7 – обугленные остатки корней растений. Цифры в кружках – номера слоёв.

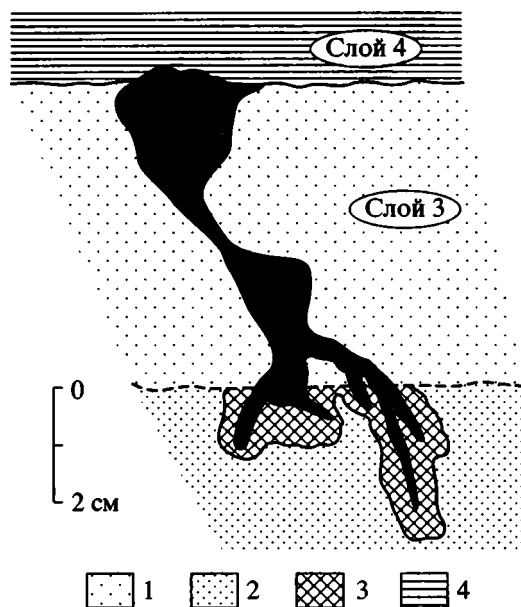


Рис. 4. Обугленный изолированный корень растения в дельтовых отложениях разреза Голюшерма; нижняя часть пачки А, байтуганские слои, нижеказанский подъярус.

1–3 – песчаники: 1 – темно-серый, 2 – серо-фиолетовый, 3 – ожелезненный; 4 – глина серая.

степенно переходят в рыхлые песчаники баровых фаций, которые в свою очередь сменяются глинами или листоватыми битуминозными известняками и мергелями лагунных фаций (рис. 5). Далее на восток лагунные отложения замещаются континентальными. Подобная картина распределения фаций характерна для всех нижеказанских отложений Среднего Поволжья и Нижнего Прикамья, что впервые было отмечено Н.Н. Форшем (1951, 1955).

В вертикальном направлении смена фаций часто оказывается далеко не постепенной, а местами даже незаконномерной. Плавный переход от одного комплекса фаций к другому демонстрируют только морские и баровые отложения пачки “С”. Во всех остальных случаях границы между комплексами резкие. Более того, сама последовательность их смены часто нарушена. В последнем случае, например, отложения открытого моря вверх по разрезу могут сразу сменяться лагунными (Бондюга, слои 30–31), лагунные – морскими (Бондюга, слои 14–16) и т.д. (рис. 5).

МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ КАЗАНСКОГО МОРСКОГО БАССЕЙНА

Описанные выше явления резкой и незаконномерной смены фаций и их комплексов очень важны для понимания характера эволюции казанского морского бассейна, и, в конечном итоге, для стратиграфии казанского яруса. Ниже мы кратко рассмотрим некоторые общие закономерности формирования фациальной последовательности в

прибрежных зонах мелководных морей с терригенной седиментацией, поскольку это необходимо для дальнейшего обсуждения поставленной проблемы.

Характер вертикальной и латеральной последовательностей фаций морского побережья с терригенной седиментацией определяется многими факторами. Главные из них – скорость привноса осадка (седиментационный фактор), скорость изменения уровня моря (эвстатический фактор) и скорость прогибания (тектонический фактор). Все четыре комплекса фаций будут присутствовать в разрезе и закономерно сменять друг друга в горизонтальном направлении только при условии массового и продолжительного привноса терригенного материала. Вертикальная последовательность смены комплексов фаций в разрезе определяется подвижностью береговой линии во времени. Если последняя сохраняет более или менее фиксированное положение, то смена комплексов фаций в вертикальном направлении обычно не наблюдается. Подобные статические береговые линии очень редко встречаются в геологических разрезах (Эллиотт, 1990а; Селли, 1989).

Обычно береговые линии в той или иной степени мобильны. Перемещения границы моря и суши приводят к тому, что комплексы фаций будут наращивать друг друга по разрезу. Характер их смены определяется скоростью и направлением движения береговой линии, которые могут изменяться в очень широких пределах. Если трансгрессии и регрессии идут медленно, то вертикальный переход от комплекса к комплексу обычно бывает постепенным (Селли, 1989), с переслаиванием фаций обоих комплексов. Наоборот, быстрое перемещение береговой линии в пространстве является причиной возникновения резких стратиграфических границ комплексов фаций, причем часто нарушается сама последовательность их смены (Джонсон, Болдуин, 1990; Селли, 1989). Это связано с тем, что скорость изменения палеогеографии района значительно превышает скорость осадконакопления. Поскольку это утверждение является для нас принципиально важным, поясним его на примере.

Допустим, что существует некий район с терригенной береговой линией. Условия осадконакопления характеризуются компенсированным прогибанием со скоростью 1 мм в 1000 лет. Предположим, что мы ведем наблюдения в точке, расположенной в открытом море в 10 км от баровой зоны; ширина баровой зоны 15 км; ширина лагуны 40 км. Допустим, что в течение нескольких десятков тысяч лет береговая линия сохраняла субстационарное положение, т.е. испытывала незначительные колебательные перемещения в сторону суши и моря. Затем в течение нескольких столетий наблюдается регрессия моря на глубину 80 км, после которой вновь на длительное время восста-

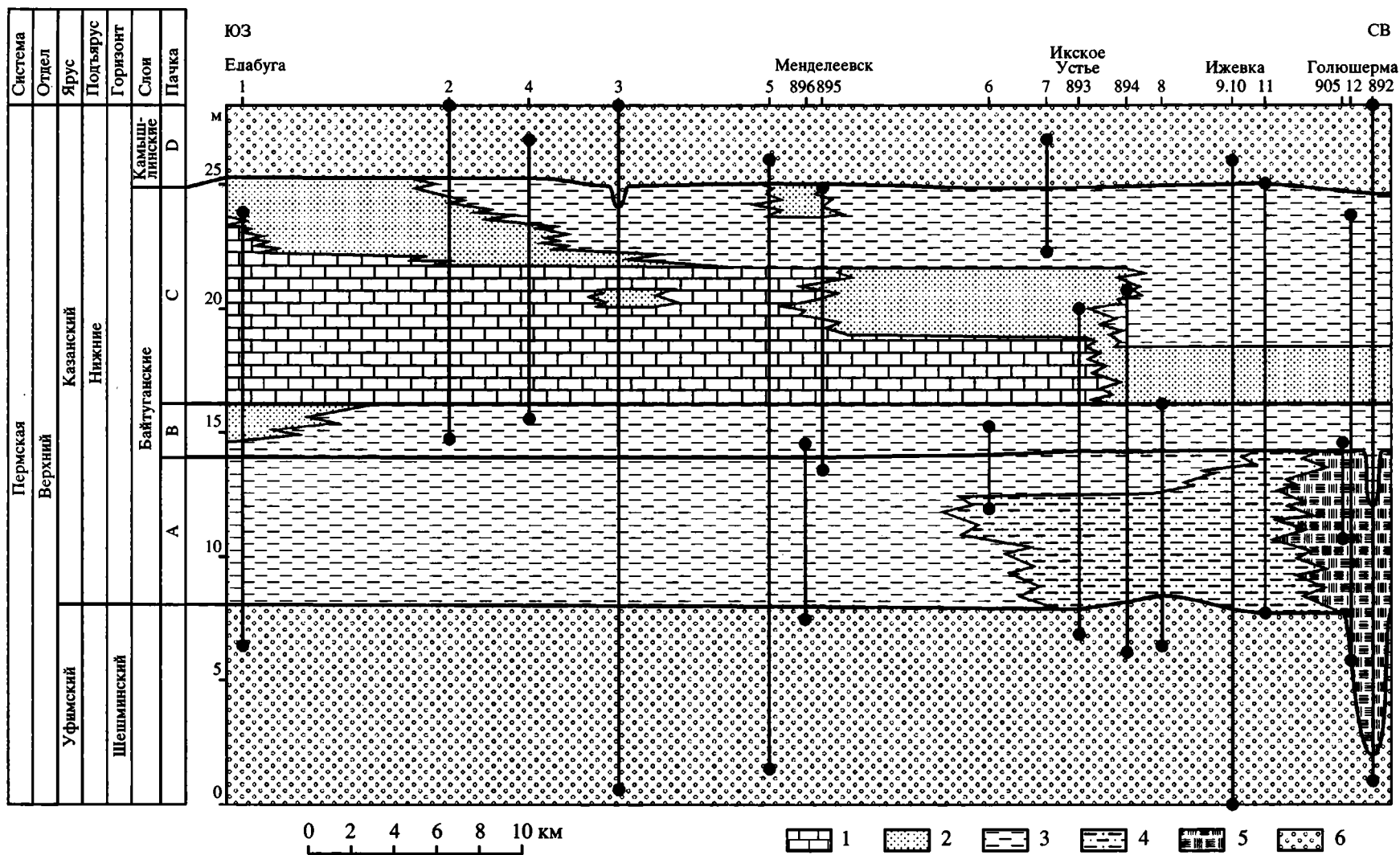


Рис. 5. Схема фациального строения верхнепермских отложений междуречья Тоймы и Ижа. Профиль выровнен по подошве пачки "С".

1 – комплекс фаций открытого моря; 2 – баровый комплекс фаций; 3 – лагунный комплекс фаций; 4–5 – дельтовый комплекс фаций: 4 – отложения фронта дельты, 5 – отложения дельтовой равнины; 6 – континентальный комплекс фаций.

навливаются субстационарные условия. За это весьма непродолжительное время регрессивной истории происходит значительное изменение палеогеографии района: например, в точке нашего наблюдения морские условия сменяются континентальными. Однако в геологической летописи этому крупному событию будут соответствовать отложения толщиной доли миллиметра. В результате, в точке наблюдения разрез будет состоять, главным образом, из отложений субстационарных (спокойных) периодов. Его нижнюю часть будут образовывать морские отложения, а верхнюю – континентальные. Таким образом, в вертикальном направлении будет наблюдаться нарушение последовательности смены комплексов фаций: отсутствуют породы барового и лагунного комплексов. Причем граница между морскими и континентальными образованиями очень резкая, поскольку она разделяет отложения, сформировавшиеся в совершенно разных условиях.

Быстрые трансгрессии и регрессии всегда будут вызывать появление в разрезе резких стратиграфических границ фаций и их комплексов. Последние часто бывают выражены литологически настолько четко, что неверно интерпретируются как перерывы. Но, как легко заметить, они таковыми не соответствуют. Здесь мы имеем дело не с остановкой процесса осадконакопления, а только с резким изменением его характера.

Отмеченные выше резкие стратиграфические границы соседних комплексов фаций нижнеказанских отложений междуречья Тоймы и Ижа, а также нарушения их закономерной последовательности свидетельствуют о том, что быстрые изменения положения береговой линии раннеказанского моря в пространстве неоднократно имели место в пределах рассматриваемого района. В изученных разрезах выявлено 6 уровней, отвечающих периодам наиболее крупных резких изменений палеогеографии района в казанское время (рис. 5).

1. Нижняя граница пачки “А”. Отчетливо выражена почти в пределах всего района, так как в фациальном отношении практически везде является резкой: ниже нее располагаются красноцветные континентальные отложения уфимского яруса, выше – казанские сероцветные лагунные образования. Нигде на этом уровне не наблюдается переслаивание лагунных и континентальных отложений. Исключение составляет участок в районе д. Благодать. Здесь пачка “А” слагается породами континентального происхождения и ее нижняя граница местами не выявляется. Примером может служить разрез в безымянном овраге, впадающем слева в реч. Голюшерминка в 1.5 км выше устья руч. Тахташур (обн. № 905), где нижняя часть пачки “А” представлена бордовой глиной, как и нижележащие уфимские отложения. Однако в отдельных местах, где породы пачки представлены

сероцветными разностями (обн. № 892), нижняя граница пачки выражена вполне отчетливо.

Данная граница отвечает трансгрессии казанского моря (t_1). В пределах изучаемого района перемещение береговой линии составило около 30 км (расстояние между Менделеевском и д. Благодать – рис. 1). Но истинная амплитуда трансгрессии значительно превосходит эту цифру. Рассматриваемая граница хорошо прослеживается вниз по Каме до устья р. Вятка. На всем этом участке ниже нее располагаются красноцветные породы континентального генезиса. Далее вниз по реке красноцветы уступают место сероцветным песчаникам бугульминских слоев (Есаулова, 1986), представляющих собой пляжные образования. Таким образом, перемещение береговой линии составило около 90 км.

2. Граница пачек “А” и “В” выражена отчетливо по всему району, несмотря на то, что проходит внутри одного фациального комплекса (лагунный). Она отражает изменения в обстановке осадконакопления, связанные с резким уменьшением поступления терригенного материала, образованием застойных условий, развитием береговых болот на “востоке”. Граница отвечает небольшой трансгрессии (t_2), вероятно, первые километры: в районе Голюшермы континентальные обстановки сменяются прибрежными болотами.

3. Граница пачек “В” и “С” выражена отчетливо по всему району. В западной части она разделяет морские и лагунные отложения (нарушение вертикальной последовательности комплексов фаций), в восточной – баровые и лагунные. Баровые отложения в верхней части пачки “В” известны в разрезе у г. Елабуга, а в основании пачки “С” появляются у д. Тураево и прослеживаются вплоть до д. Благодать. Следовательно, перемещение береговой линии в сторону суши (t_3) составило около 40 км (расстояние между Елабугой и Тураево).

4. Граница между слоями 16 и 17 в разрезе Бондюга, между слоями 13 и 14 в разрезе Икское Устье и между слоями 21 и 22 в разрезе Тураево. Первая регрессивная граница (r_1). В разрезе Тураево она разделяет баровые и лагунные отложения, в разрезе Икское Устье – морские и баровые, а в разрезе Бондюга проходит внутри морских образований между фациями переходной и дальней зон затопляемого пляжа. Амплитуда регрессии составляет около 15 км (расстояние между Бондюгой и Тураево).

5. Граница между слоями 30 и 31 в разрезе Бондюга. Здесь она разделяет морские и лагунные комплексы фаций. Граница выражена не очень четко, т.к. оба комплекса представлены генетически близкими отложениями: их формирование происходило непосредственно вблизи баров. Баровые отложения выше описываемого уровня появляются несколько западнее г. Менделеевска.

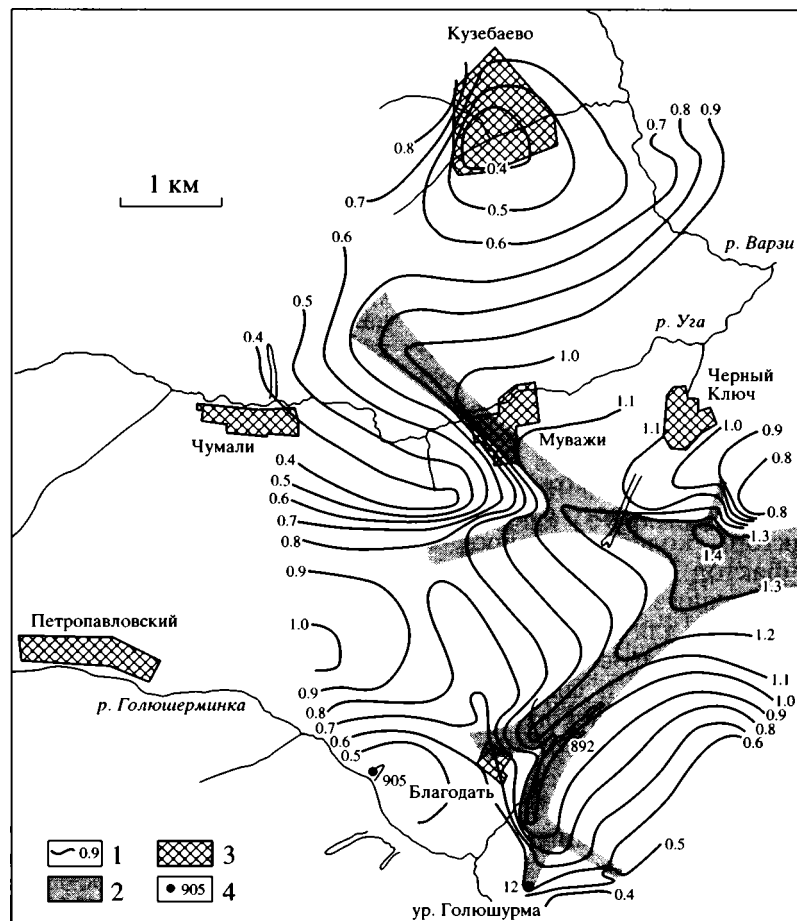


Рис. 6. Схема расположения рукавов раннеказанской дельты в районе д. Благодать (Удмуртия, Алнашский р-н).

1 – изопакеты нижнего угольного слоя, мощность в метрах (по: Блудоров, 1938); 2 – дельтовые рукава; 3 – населённые пункты; 4 – изученные разрезы.

Их можно наблюдать в обнажениях по берегу р. Кама у Елабуги (Егоров, 1932) и Набережных Челнов (Зайцев, 1878), а также по берегу р. Коринка (правый приток р. Тойма) у урочища Ключевка (Егоров, 1932). Ниже рассматриваемой границы латеральный переход между баровыми и лагунными отложениями наблюдается на участке д. Икское Устье – д. Тураево (рис. 5). Таким образом, данный уровень отвечает регрессии (r_2), в результате которой береговая линия переместилась примерно на 20 км.

6. Верхняя граница пачки “С”. Данный уровень выражен столь же четко, как и уровень “I”. В пределах всего района отличается резкой сменой сероцветных прибрежно-морских отложений красноцветными континентальными. Континентальные отложения выше данного уровня прослеживаются вниз по Каме до д. Сентяк (Форш, 1966; Есаулова, 1986; Силантьев и др., 1998), где они начинают замещаться прибрежно-морскими образованиями. Поскольку точное расположение района, где в верхней части пачки “С” происходит замещение лагунных отложений континенталь-

ными, неизвестно, амплитуда регрессии (r_3) может быть оценена только приблизительно. В любом случае она составляет не менее 70 км (расстояние между Сентяком и Голышмермой).

Таким образом, история казанского морского бассейна в рассматриваемом районе характеризуется чередованием периодов относительно стабильного положения береговой линии или медленных ее перемещений и периодов быстрых трансгрессий и регрессий, которые порой за очень короткое время кардинально изменяли палеогеографию района. Здесь выделяются шесть этапов, которые могут быть объединены в три более крупные. Первый из них характеризуют отложения пачек “А” и “В”. Его начало знаменуется быстрой крупной трансгрессией (t_1), в результате которой континентальный режим осадконакопления сменяется прибрежно-морским. Затем положение береговой линии стабилизируется на длительное время. Вторая крупная трансгрессия (t_2) завершает этот этап, который может быть назван трансгрессивным, одновременно начиная следующий. На протяжении всего второго

этапа наблюдается плавное, временами более или менее резкое (r_1 и r_2) отступление моря, поэтому он может быть назван регрессивным (пачка "С"). Крупная регрессия (r_3) подводит итог морской истории района; восстанавливается континентальный режим осадконакопления. Оба описанных этапа могут быть объединены в один крупный трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления, отвечающий максимуму казанской трансгрессии. О том, как шло развитие морского бассейна в последующие периоды, имеющийся материал не предоставляет никакой информации. Однако вся эта история может быть восстановлена на основе разрезов казанского яруса, расположенных ниже по реке Кама.

Перемещение береговой линии может быть вызвано изменением объема твердого стока (седиментационный фактор), колебанием уровня моря (эвстатический фактор) и изменением скорости и направления движения земной коры (тектонический фактор). Обычно для объяснения колебательных перемещений береговой линии казанского моря, а следовательно, и связанной с ними цикличности строения казанского яруса привлекается тектонический фактор (Форш, 1955; Игнатьев, 1976). Однако столь частые, резкие, достаточно крупные по амплитуде (сужения морского бассейна на многие десятки и даже сотни километров сопровождалось его обмелениями на десятки метров) колебательные движения для платформы кажутся нам мало правдоподобными. К тому же характер цикличности казанского яруса сходен в таких разных в структурном отношении частях Восточно-Европейской платформы как Московская синеклиза и Волго-Уральская антеклиза (Форш, 1955, 1966; Игнатьев, 1976). Исключается как первопричина и седиментационный фактор. Никакое изменение в количестве поставляемого с суши терригенного материала не может привести к мгновенным миграциям береговой линии на многие десятки километров и обеспечить синхронную цикличность (Форш, 1955; Игнатьев, 1976) в пределах огромной территории, отвечающей Верхнему, Среднему Поволжью и Нижнему Прикамью (около 500 тыс. км²). Причинами казанских трансгрессий и регрессий, а следовательно, и связанной с ними цикличности строения казанского яруса, вероятно, являются эвстатические колебания уровня моря, вызванные колебаниями уровня океана, с которым казанское море было связано на севере.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Описанные выше крупные трансгрессии и регрессии в геологических масштабах представляют собой мгновенные события. Очевидно, что выявление стратиграфических уровней, отвечающих этим событиям, можно успешно использовать для

расчленения и корреляции разрезов. Ценность указанных границ для стратиграфии определяется масштабом (т.е. площадью охватываемой территории) стоящих за ними событий. В идеальном случае такие границы могут быть прослежены в пределах всего региона. В действительности, в результате наложения действий седиментационного, палеогеографического (в частности, уклон дна бассейна) и тектонического факторов эти границы в различных районах будут выражены далеко не одинаково. Границы, отвечающие мелким изменениям уровня моря, будут хорошо прослеживаться только в пределах отдельных районов (причем необязательно соседних), более крупным – в пределах всего региона. Наконец, самые крупные из них могут носить межрегиональный характер. Описанные выше в разрезах Нижнего Прикамья границы первого, третьего и шестого уровней соответствуют весьма большим перемещениям береговой линии. Очевидно, последние были вызваны крупными изменениями уровня моря. Поэтому есть все основания ожидать, что данные события будут запечатлены во всех разрезах казанского яруса этого стратиграфического уровня. Их выявление позволит детально скоррелировать эти разрезы (даже если они значительно удалены друг от друга) без привлечения данных по промежуточным разрезам. Применение этого метода мы продемонстрируем ниже на примере сопоставления отложений изученного района со стратотипом нижеказанского подъяруса. Это тем более актуально, что по данному вопросу до сих пор нет единого мнения.

Стратотип казанского яруса, расположенный в верховье р. Сок в районе с. Байтуган Клявлинского района Самарской области (рис. 1), неоднократно детально описывался различными исследователями (Форш, 1951, 1955, 1966; Игнатьев и др., 1970; Солодухо, Тихвинская, 1977; Корреляция разнофациальных..., 1981; Есаулова, 1996). Он подразделяется на три циклита трансгрессивно-регрессивного строения, получивших название байтуганских, камышлинских и барбашинских слоев (Форш, 1951)⁴. Нижняя часть байтуганских слоев (I и II пачки) образует мощная (30 м) толща голубовато-серых глин (рис. 7) с

⁴ В стратотипическом районе байтуганские слои подстилаются толщей сероцветных, мелкозернистых, косослоистых, битуминозных, местами сильно пропитанных гудроном песчаников ("шугуровские гудронные песчаники"), с очень редкими остатками фораминифер, остракод, лингул, солоноватоводных двустворок, мшанок, а также растений. Ранее "шугуровские песчаники" включали в состав уфимского яруса (Ноинский, 1932; Распопов, 1932; Форш, 1955; Богов, 1977). В настоящее время их обычно относят к казанскому ярусу, включая в состав байтуганских слоев (Есаулова, 1996) или выделяя как бугульминские слои (толща, горизонт) (Игнатьев, 1977; Решение Межведомственного..., 1990). Вопрос о возрасте бугульминских слоев требует специального рассмотрения. Здесь мы присоединяемся к точке зрения об уфимском возрасте данной толщи.

многочисленными раковинами *Lingula orientalis* Gol. и значительно более редкими мелкими раковинами брахиопод. Данные образования известны как лингуловые глины. Выше лежат ракушечниковые известняки (2 м), изобилующие крупными раковинами брахиопод (III пачка). Многочисленны остатки мшанок, морских лилий, одиночных кораллов, реже – двустворок. Венчают разрез байтуганских слоев мергели (6 м) со сходным, но несколько обедненным составом фауны беспозвоночных (IV пачка). Разрез камышлинских слоев слагают зеленовато-серые глины (3–5 м) с лингулами и мелкими двустворками, серые мергели и доломиты (22 м) с богатым комплексом морских беспозвоночных (отличается от комплекса из III пачки байтуганских слоев меньшим разнообразием и большим количеством остатков двустворок). Барбашинские слои начинаются зеленовато-серыми глинами с редкими раковинами лингул (9 м). Выше располагаются желтовато-серые песчаные доломиты с раковинами брахиопод и многочисленных двустворок (6 м) и песчаники (4 м) с той же фауной. Верхнеказанский подъярус здесь представлен прибрежно-морскими и континентальными отложениями.

В междуречье Тоймы и Ижа к байтуганским слоям, по мнению Н.Н. Форша (1955), относятся все развитые здесь сероцветные отложения, верхняя граница которых проведена в разрезе Голюшерма в основании слоя 32, а в разрезе Бондюга – в кровле слоя 43 (рис. 2).

А.П. Блудоров (1964) в конце 1930-х годов расчленил нижнеказанские отложения Нижнего Прикамья на семь пачек: I пачка, или лингуловые глины, II пачка, или среднеспириферовый известняк, III пачка, IV пачка, V пачка, VI пачка, или верхнеспириферовый известняк, VII пачка. По его мнению, в междуречье Тоймы и Ижа присутствуют только три нижние пачки. I пачке (лингуловые глины) в разрезе Голюшерма соответствуют слои 2–19, Тураево – слои 2–7, Икское Устье – слои 2–5, Бондюга – слои 1 и 2, Тихие Горы – слои 2–4. II пачке (среднеспириферовый известняк) в разрезе Голюшерма соответствуют слои 20–22, Тураево – слои 8–19, Икское Устье – слои 6–13, Бондюга – слои 3–20, Тихие Горы – слои 5–6. III пачке в разрезе Голюшерма соответствуют слои 23–32, Тураево – слои 20–23, Икское Устье – слои 14–17, Бондюга – слои 21–43. Вышележащие терригенные, преимущественно красноцветные отложения А.П. Блудоров отнес к белебеевской свите, возраст которой он рассматривал исключительно как верхнеказанский. Таким образом, пачки Блудорова, несомненно, являются литостратиграфическими подразделениями с диахронными границами.

Выделенные пачки были прослежены далеко на юг по притокам Камы, вплоть до верховьев р. Сок. Для каждой из них в указанной работе

приведены карты-схемы распространения пород с изопакитами. Поскольку в работе отсутствуют схемы сопоставления разрезов, представления А.П. Блудорова по этому вопросу мы вынуждены реконструировать на основании указанных карт (Блудоров, 1964, рис. 20–26). По данным этого исследователя, в верховьях р. Сок I пачка представлена серыми глинами и мергелем с *Lingula* (25 м), II пачка – брахиоподовым известняком (9 м), III пачка – глиной с прослоями мергеля (15 м), IV пачка – доломитом (около 16 м), V пачка – мергелем (около 8 м), VI пачка – брахиоподовым известняком (около 5 м), VII пачка – известняком с прослоями мергеля и глины (около 7 м). Таким образом, с некоторой степенью условности можно утверждать, что А.П. Блудоров I и II пачки сопоставляет с байтуганскими, III и IV пачки – с камышлинскими, а V, VI и VII пачки – с барбашинскими слоями.

Е.И. Тихвинская (1967) рассматривает слои, отвечающие пачке “А”, в составе нижнего нижнеказанского горизонта, который, по ее мнению, соответствует первому циклу казанского яруса, т.е. байтуганским слоям схемы Н.Н. Форша. Средний нижнеказанский горизонт (камышлинские слои) выделяется в объеме пачек “В” и “С”, а верхний горизонт (барбашинские слои) – в объеме пачки “D”. В.И. Игнатьев и др. (1970) выделяют здесь нижний (Kz_1^1) и средний (Kz_1^2) горизонты казанского яруса. Первый – в объеме I и II пачек А.П. Блудорова, а второй – в объеме III пачки и вышележащих отложений белебеевской свиты. Нижний горизонт соответствует байтуганским слоям, средний – камышлинским. Аналогичного мнения придерживались последующие исследователи (Есаулова, 1986; Калязин, 1976).

Таким образом, согласно представлениям различных авторов, граница между байтуганскими и камышлинскими слоями проводится по кровле I, II или III пачки схемы А.П. Блудорова. Отсутствие единого мнения по этому вопросу лишний раз подтверждает сложность и неоднозначность применения традиционного для казанских отложений стратиграфического метода непосредственного прослеживания слоев от разреза к разрезу. Применение метода уровней быстрых трансгрессий и регрессий, позволяет, по нашему мнению, в настоящее время решить эту проблему.

Сопоставление разрезов необходимо начать с анализа стратотипа нижнеказанского подъяруса. Максимуму казанской трансгрессии здесь отвечают байтуганские слои. Именно они характеризуются наибольшим количеством и разнообразием наименее эвригалинных форм морских беспозвоночных (Форш, 1951, 1955). Нижняя граница слоев очень резкая, что неоднократно отмечали различные исследователи (Форш, 1951, 1955; Игнатьев и др., 1970; Есаулова, 1986). Она отражает резкие изменения процессов осадконакопления в

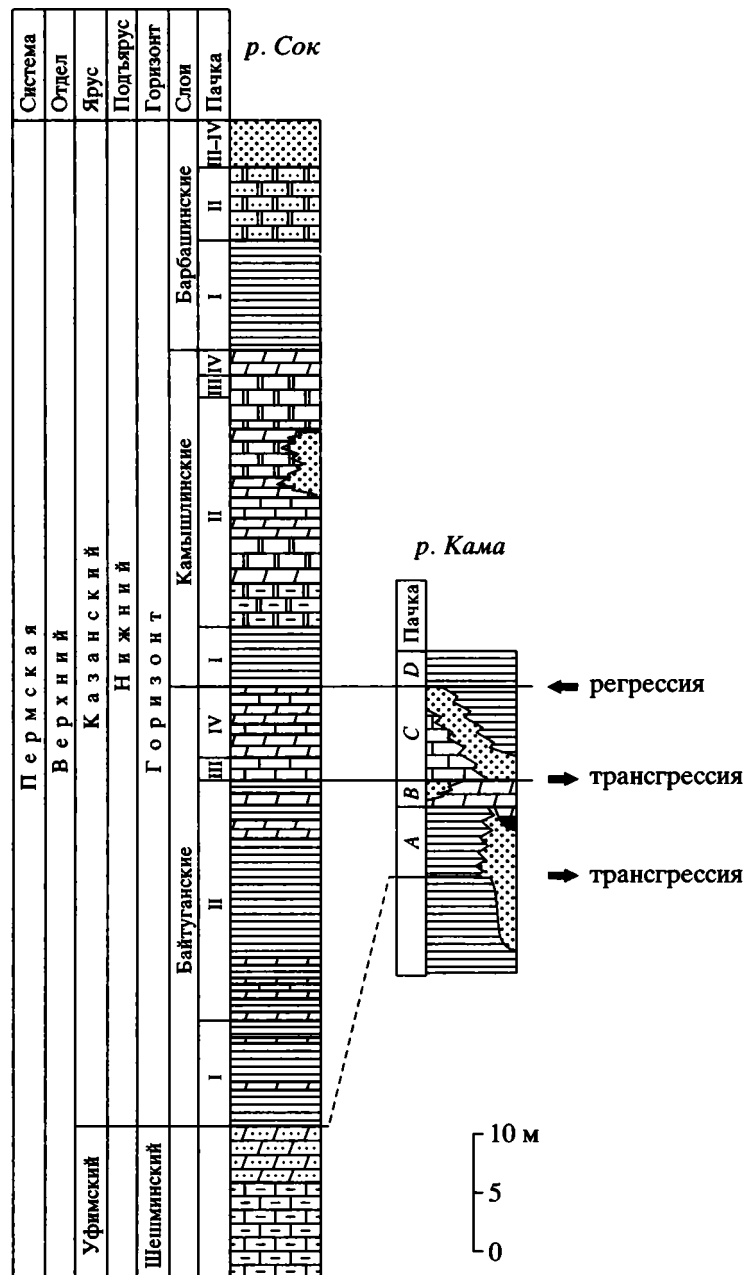


Рис. 7. Схема сопоставления разреза нижнеказанских отложений Нижнего Прикамья со стратотипом нижнеказанского подъяруса (верховья р. Сок, Самарская обл.). Условные обозначения см. на рис. 2.

данном районе на границе бугульминского и байтуганского времени. В бугульминское время здесь накапливались пляжные песчаники. Фауна беспозвоночных была очень немногочисленной и представлена наиболее эвригалинными “морскими” формами. Остатки последних известны по единичным находкам (Есаулова, 1986). В байтуганское время здесь уже располагалось море, населенное достаточно разнообразной фауной беспозвоночных. Встречаются даже спирифериды, наиболее морские для казанского моря представители брахиопод. Это указывает, что берег моря располагался далеко на “востоке”. Таким обра-

зом, начало байтуганского времени знаменуется очень крупной (многие десятки км) быстрой трансгрессией (T_1). Затем положение береговой линии стабилизируется (I и II пачки). III пачка отличается наиболее богатым в количественном и систематическом отношении комплексом морских беспозвоночных для всего казанского яруса данного района в целом. Он отвечает максимуму трансгрессии казанского моря. Его существенные отличия от комплексов I и II пачки указывают на значительное осолонение морского бассейна (но нормальная соленость так и не была до-

стигнута: в казанских отложениях отсутствуют остатки трилобитов, морских ежей, конодонты и аммоноидеи немногочисленны и отличаются низким разнообразием). По всей видимости, перемещение береговой линии составило несколько десятков километров, однако не было столь крупным, как во время первой трансгрессии. Нижняя граница III пачки резкая, следовательно, трансгрессия была быстрой (T_2). Затем обстановка вновь стабилизируется, и береговая линия начинает плавно смещаться в сторону моря, на что указывает обеднение комплекса брахиопод вверх по разрезу IV пачки. Верхняя граница байтуганских слоев резкая. Глины в основании камышлинских слоев характеризуются значительно более бедным комплексом морских беспозвоночных, чем лингуловые глины. Следовательно, конец байтуганского времени знаменует быстрая регрессия R_1 , значительно более крупная, чем предшествовавшая ей трансгрессия T_2 .

Таким образом, истории формирования байтуганских слоев и сероцветных прибрежно-морских отложений междуречья Тоймы и Ижа совпадают до мельчайших подробностей (рис. 7): первая быстрая крупная трансгрессия (t_1 и T_1) – трансгрессивный стазис – вторая быстрая крупная трансгрессия (t_3 и T_2), по амплитуде уступающая первой ($t_3 < t_1$, $T_2 < T_1$), максимум трансгрессии казанского моря – регрессивный стазис – первая крупная регрессия (r_3 и R_1), превышающая вторую трансгрессию ($r_3 > t_3$, $R_1 > T_2$). Очевидно, в обоих районах выявлены одни и те же события истории казанского морского бассейна: $t_1 \sim T_1$, $t_3 \sim T_2$, $r_3 \sim R_1$. Это позволяет сопоставить разрез изученных нижеказанских отложений р. Кама со стратотипом нижеказанского подъяруса следующим образом (рис. 7): основание пачки “А” соответствует основанию байтуганских слоев, основание пачки “С” – основанию III пачки байтуганских слоев, кровля пачки “С” – кровле байтуганских слоев⁵. Данный вариант корреляции полностью подтверждает стратиграфические представления Н.Н. Форша (1955).

В заключение необходимо отметить, что у нас нет никаких палеонтологических данных указывающих на наличие перерывов в осадконакоплении в изученном районе в позднепермское время. Литологические же сведения не являются достаточно надежными для вынесения подобного заключения. Резкие прослеживающиеся на большие расстояния литологические границы внутри осадочной толщи могут формироваться, как показано нами выше, и при непрерывном процессе осадконакопления.

⁵ Семь пачек А.П. Блудорова (1964), выделенные в нижеказанских отложениях Нижнего Прикамья, соответствуют не всему нижеказанскому подъярусу, а только байтуганским (I–III пачки) и камышлинским (IV–VII пачки) слоям.

ВЫВОДЫ

1. Казанское море Русской плиты представляло собой обширный мелководный бассейн с чрезвычайно пологим дном, уклон которого на некоторых участках составлял 0.5–0.7'. На “севере” это море было связано с океаном.

2. Эвстатические колебания уровня казанского моря, вызванные эвстатическими колебаниями уровня “северного” океана, были причинами неоднократных быстрых регрессий и трансгрессий, которые охватывали обширные территории (амплитуда раннебайтуганской трансгрессии в Нижнем Прикамье составила более ста км).

3. Периоды быстрых трансгрессий и регрессий сменялись значительно более продолжительными спокойными периодами, когда береговая линия сохраняла субстационарное положение в пространстве, испытывая лишь незначительные (первые километры) смещения.

4. Отложения казанского яруса – это отложения субстационарных периодов. Эпохи быстрых трансгрессий и регрессий отмечены в разрезах резкими стратиграфическими границами. Эти границы выражены наиболее отчетливо в полифациальных прибрежно-морских отложениях, изучение которых позволяет детально восстановить трансгрессивно-регрессивную историю казанского моря.

5. Быстрые трансгрессии и регрессии – геологически мгновенные события. Отвечающие им границы являются изохронными. Выявление этих границ позволяет проводить непосредственную корреляцию изучаемых разрезов.

6. В Менделеевском районе Татарстана (Нижнее Прикамье) в разрезе казанского яруса выделяются три уровня, характеризующиеся очень резкими литофациальными границами. Они связаны с двумя крупными быстрыми трансгрессиями и одной крупной быстрой регрессией. Аналогичные уровни, отвечающие этим же событиям, выявлены в стратотипе нижеказанского подъяруса, что позволило сероцветные морские и прибрежно-морские отложения казанского яруса Нижнего Прикамья сопоставить с байтуганскими слоями. Вышележащие красноцветные отложения в данном районе отнесены к камышлинским слоям, а подстилающие красноцветы – к уфимскому ярусу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Блудоров А.П. Угленосные отложения района Ижевского устья на р. Каме // Уч. зап. Казан. гос. ун-та. 1938. Т. 98. Кн. 5–6. Геология. Вып. 11–12. С. 83–152.
- Блудоров А.П. История палеозойского угленакопления на юго-востоке Русской платформы. М.: Наука. 1964, 276 с.
- Блудорова Е.А., Богов А.В. Спорово-пыльцевые комплексы казанского яруса правобережья р. Вятки и их значение при картировании // Пермские отложения республики Татарстан / Материалы республиканской

- пермской геологической конференции. 27 февраля–1 марта 1996 г.). Казань: Экоцентр, 1996. С. 66–70.
- Богов А.В.* Стратиграфическое значение спорово-пыльцевых комплексов пермских отложений территории Татарии // Геология Поволжья и Прикамья. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1971. С. 157–164.
- Богов А.В.* К палеонтологической характеристике уфимских отложений ТАССР // Материалы по стратиграфии верхней перми на территории СССР. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977. С. 174–181.
- Бродская Н.Г.* Донные отложения и процессы осадконакопления в Аральском море // Тр. Ин-та геол. наук. 1952. Вып. 115. Геол. сер. № 57. С. 1–104.
- Голубев В.К.* Местонахождение нижеказанских тетрапод Голюшерма (Удмуртия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 131.
- Джонсон Г.Д., Болдуин К.Т.* Мелководные моря с терригенной седиментацией // Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. М.: Мир, 1990. С. 280–342.
- Егоров С.П.* Геологическое обследование правого берега р. Камы от с. Ижевское Устье до г. Елабуги и бассейна р. Тоймы в среднем и нижнем ее течении // Геология и полезные ископаемые Татарской республики / Сборник работ 1927–1930 гг. Казань: Татиздат, 1932. С. 158–175.
- Есаулова Н.К.* Флора казанского яруса Прикамья. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1986. 176 с.
- Есаулова Н.К.* Стратотип сокского горизонта нижеказанского подъяруса у с. Байтуган (р. Сок) // Стратотипы и опорные разрезы верхней перми Поволжья и Прикамья. Казань: Экоцентр, 1996. С. 70–77.
- Есин Д.Н.* Раннеказанские палеонисиды севера Европейской части России и Прикамья // Палеонтол. журн. 1995. № 2. С. 119–132.
- Есин Д.Н., Машин В.Л.* Ихтиолиты // Стратотипы и опорные разрезы верхней перми Поволжья и Прикамья. Казань: Экоцентр, 1996. С. 270–293.
- Ефремов И.А., Вьюшков Б.П.* Каталог местонахождений пермских и триасовых наземных позвоночных на территории СССР // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1955. Т. 46. 185 с.
- Зайцев А.* Геологический разрез берегов р. Камы от с. Усоля до г. Елабуги // Тр. О-ва естествоиспыт. при Императ. Казан. ун-те. 1878. Т. VII. Вып. 2. С. 1–47.
- Игнатъев В.И.* Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1976. 256 с.
- Игнатъев В.И.* Бугульминский горизонт нижеказанского подъяруса Русской платформы // Материалы по стратиграфии верхней перми на территории СССР. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977. С. 220–233.
- Игнатъев В.И., Гилетин А.М., Урасина Э.А., Калязин Л.Н.* // Новые данные по стратиграфии казанских отложений медистой полосы Татарии / Материалы по геологии востока Русской платформы. Вып. 3. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1970. С. 76–111.
- Калязин Л.Н.* К вопросу о стратиграфическом уровне елабужского известняка // К характеристике палеозоя и мезозоя востока Русской платформы. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1976. С. 88–96.
- Корреляция разнофациальных разрезов верхней перми севера Европейской части СССР. Л.: Наука. 1981. 160 с.
- Ноинский М.Э.* Отчет о геологических исследованиях в районе Ижевского минерального источника летом 1923 г. // Ижевский источник. Казань: Изд-во Татнаркомздрави. 1924. С. 26–51.
- Ноинский М.Э.* Краткий очерк истории изучения недр Татарской республики // Геология и полезные ископаемые Татарской республики / Сборник работ 1927–1930 гг. Казань: Татиздат, 1932. С. VII–LXXV.
- Распопов Г.* Геологические изыскания в районе верхней части бассейна р. Шешмы в Бугульминском кантоне ТАССР // Геология и полезные ископаемые Татарской республики / Сборник работ 1927–1930 гг. Казань: Татиздат, 1932. С. 3–27.
- Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Ленинград: 1988. Пермская система. Л.: ВСЕГЕИ. 1990. 48 с.
- Селли Р.Ч.* Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 294 с.
- Силантьев В.В., Жарков И.Я., Сунгатуллин Р.Х., Хасанов Р.Р.* Международный симпозиум “Верхнепермские стратотипы Поволжья”. Путеводитель геологической экскурсии. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1998. 69 с.
- Солодуха М.Г., Тихвинская Е.И.* Обоснование подразделения казанского яруса на горизонты // Материалы по стратиграфии верхней перми на территории СССР. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977. С. 187–219.
- Тихвинская Е.И.* Проблема стратиграфии пермских отложений (К вопросу об объеме и характере границ нижеказанского подъяруса в пределах ТАССР) // Уч. зап. Казан. гос. ун-та. 1955. Т. 115. Кн. 16. Геология. Вып. 23. С. 37–58.
- Тихвинская Е.И.* Казанский ярус // Геология СССР. Т. XI. Поволжье и Прикамье. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1967. С. 369–395.
- Форш Н.Н.* Стратиграфия и фации казанского яруса Среднего Поволжья // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1951. Вып. 45. С. 34–80.
- Форш Н.Н.* Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1955. Вып. 92. С. 1–156.
- Форш Н.Н.* Центральная и восточная части Русской платформы. Верхняя пермь // Стратиграфия СССР. Пермская система. М.: Недра, 1966. С. 70–117.
- Черноморский Н.* Геологическое исследование западной части Елабужского района ТР // Геология и полезные ископаемые Татарской республики / Сборник работ 1927–1930 гг. Казань: Татиздат, 1932. С. 59–78.
- Шелехова М.Н.* Палинологическая характеристика казанского яруса // Стратотипы и опорные разрезы верхней перми Поволжья и Прикамья. Казань: Экоцентр, 1996. С. 351–364.
- Шелехова М.Н., Голубев В.К.* Раннеказанские палинокомплексы Нижнего Прикамья // Бюл. РМСК по Центру и Югу Русской платформы. 1993а. Вып. 2. С. 86–89.
- Шелехова М.Н., Голубев В.К.* Палинокомплексы и тетраподы казанских отложений стратотипической области // Палинология и проблемы детальной стратиграфии. Тез. VII Палинол. конф. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1993б. С. 97–98.
- Эллиотт Т.* Побережья с терригенной седиментацией // Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. М.: Мир, 1990а. С. 192–231.
- Эллиотт Т.* Дельты. Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. М.: Мир, 1990б. С. 144–191.

Рецензенты А.С. Алексеев, Б.И. Чувашов

УДК 551.761.1:564.53

ЗОНАЛЬНОЕ ДЕЛЕНИЕ И МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ИНДСКОГО ЯРУСА ПО АММОНИТАМ

© 2001 г. А. А. Шевырев

Палеонтологический институт РАН
117997 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия
Поступила в редакцию 17.11.99 г.

Типовой областью нижнего инда являются Центральные Гималаи Индии, а верхнего инда – Соляной кряж Пакистана. Нижний инд включает отоцеровые и офицеровые слои. Наиболее полно отоцеровые слои развиты в Бореальной области, где они охватывают зоны *conscavum* и *boreale*. Зона *woodwardi*, образующая основание триаса в Тетической области, коррелируется с верхами зоны *boreale* и низами офицеровых слоев Бореальной области. Верхний инд начинается с появления микочератид – первых триасовых цератитов с уплощенной вентральной стороной. Этот уровень легко прослеживается как в тетических, так и бореальных разрезах. Верхняя граница инда проходит с низах цератитового песчаника (по подошве зоны *Flemingites* sp.) Соляного кряжа и в основании зоны *hedenstroemi* Бореальной области. Описаны разрезы Центральных Гималаев, Кашмира, Непала, Соляного кряжа, Арктической Канады и Сибири. Приведена схема их зональной корреляции.

Ключевые слова. Нижний триас, индский ярус, аммонитовые зоны, корреляция.

В настоящее время существует несколько схем ярусного расчленения нижнего триаса. Большинство их не получило признания. Некоторые из предложенных ярусов не привились вообще, другие используются только в узких региональных рамках.

Наиболее популярными в наши дни оказались лишь два ярусных варианта. В России традиционно принято делить нижний триас на индский и оленекский ярусы, предложенные более 40 лет назад Л.Д. Кипарисовой и Ю.Н. Поповым (1956). Другую схему ярусного расчленения, получившую широкое распространение, разработал Э.Т. Тозер (Tozer, 1965, 1967). Опираясь на разрезы Арктической Канады, он выделил в нижнем триасе четыре яруса: грисбахский, динерский, смитский и спатский, из которых первые два соответствуют инду, а остальные – оленеку.

В начале 80-х годов Триасовая комиссия Межведомственного стратиграфического комитета СССР рекомендовала использовать инд и оленек в качестве стандартных ярусов (Жамойда и др., 1982). В 1991 г. этот вариант был одобрен и триасовой подкомиссией Международной стратиграфической комиссии на симпозиуме в Лозанне (Vischer, 1992).

За стратотип индского яруса Л.Д. Кипарисова и Ю.И. Попов (1956) приняли вначале разрез Центральных Гималаев и Соляного кряжа. Однако в своем последнем варианте ярусного расчленения нижнего триаса они предложили считать таковым только разрез Соляного кряжа, ошибочно полагая, что зона *Orphiceras connectens* этого разреза является полным стратозэквивалентом гима-

лайских отоцеровых и офицеровых слоев (Кипарисова, Попов, 1964). Я предлагаю рассматривать в качестве стратотипической местности нижнего инда Центральные Гималаи, а верхнего инда – Соляной кряж, районы, на разрезах которых была разработана в конце XIX столетия знаменитыми венскими геологами первая зональная схема нижнего триаса (Mojsisovics et al., 1895).

Нижняя граница триаса традиционно проводится в основании отоцеровых слоев. Свое название они получили от аммонитов рода *Otoceras*, впервые обнаруженных более 100 лет назад над пермскими сланцами Кулинг в скале Шалшал, около перевала Нити в Центральных Гималаях (Griesbach, 1880). Позже представители этого рода были найдены и в других районах Гималаев (Спити, Кашмир, Непал, Южный Тибет), а также в Гренландии, на Аляске, Шпицбергене, в Сибири и на арктических островах Канады.

Почти целое столетие триасовый возраст отоцеровых слоев считался общепризнанным. Однако в последние годы специалисты, занимающиеся конодонтами, усиленно пытаются нарушить эту давнюю традицию. Они предлагают проводить нижнюю границу триаса по первому появлению вида *Isarcicella parva* (Kozur et Pjatakova), причем одни считают, что это событие произошло перед фазой *woodwardi* (Kozur, 1998), а другие – в самом конце ее (Yin, Tong, 1998). В любом случае новая граница триаса оказывается внутри отоцеровых слоев и утрачивает свою былую определенность. Я рассматриваю подобные предложения как попытку заменить аммонитовый стандарт конодон-

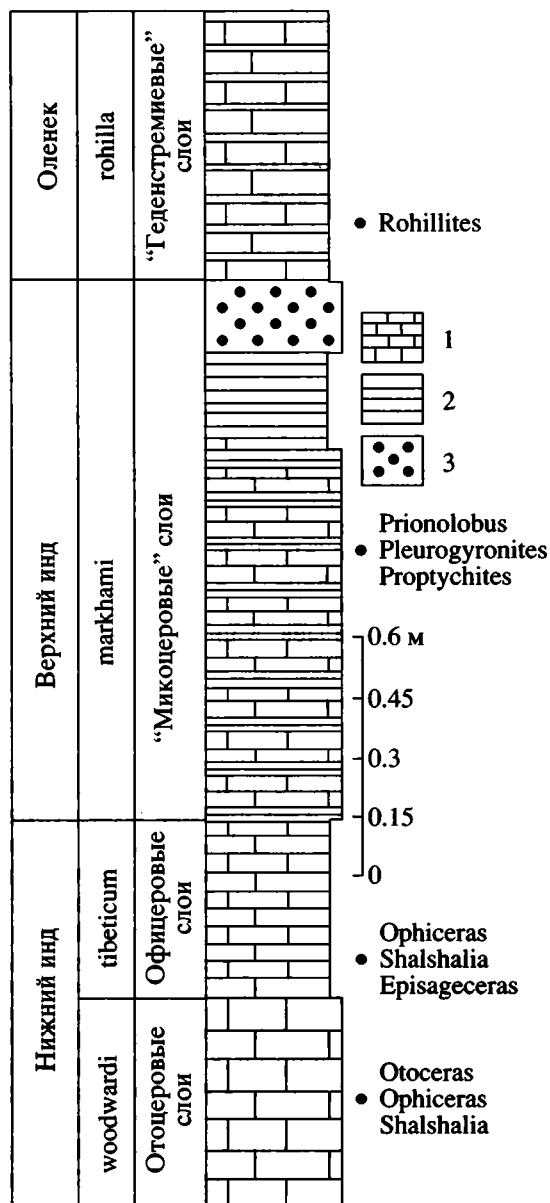


Рис. 1. Разрез нижнего инда в Спити, Центральные Гималаи (по данным Krafft, Diener, 1895; Diener, 1912; Bhatt, Joshi, 1981). 1 – известняки; 2 – глинистые сланцы; 3 – песчаники.

товым (Шевырев, Лозовский, 1998; Шевырев, 1999а, 1999б, 2000).

Придерживаясь традиционной позиции о положении базальной границы триаса в основании отоцероных слоев, перейдем к описанию конкретных разрезов, в которых отложения индско-го яруса представлены наиболее полно.

ТЕТИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Как уже указывалось, в основу зонального расчленения инда легла последовательность аммоноидей в разрезах Центральных Гималаев и

Соляного края, где она была изучена еще в конце XIX века (Griesbach, 1880; Waagen, 1895; Diener, 1897).

Центральные Гималаи. В базальных отложениях гималайского триаса различаются зоны *Otoceras woodwardi* и *Ophiceras tibeticum*, составляющие нижний инд. Их руководящие виды впервые были найдены Грисбахом (Griesbach, 1880) в скале Шалшал. Здесь отоцероные-офицероные слои, имеющие общую мощность около 1 м, состоят из черных известняков (0.3 м) с *Otoceras woodwardi* Griesbach, *Metotoceras dieneri* Spath, *Ophiceras tibeticum* Griesbach, *Episageceras dalailamae* Diener, глинистых сланцев (0.4 м) с *E. dalailamae*, *Pseudopropytychites scheibleri* (Diener) и черных известняков (0.15 м) с *Otoceras woodwardi*, *Ophiceras sakuntala* Diener, *O. tibeticum* (Diener, 1912; Kummel, 1972). По всему разрезу встречаются *Shalshalia himalayana* (Griesbach), *Vishnuites pralambha* Diener и *Anotoceras nala* (Diener). Выделение базальных стандартных зон в скале Шалшал затруднено, поскольку их руководящие формы отмечаются как в нижних, так и в верхних известняках. Правда, среди геологов, изучавших этот разрез в последние годы, бытует мнение, что раковины *O. woodwardi* в верхнем горизонте известняков могут быть переотложены (Bhatt, Arora, 1984).

В другом не менее известном гималайском обнажении Лиланг, или Лалунг (Спити), столь же маломощные отоцероные-офицероные слои делятся на массивные базальные известняки (0.12 м) с *Otoceras woodwardi*, *Anotoceras nala*, *Episageceras dalailamae*, *Ophiceras sakuntala*, немые песчаные известняки (0.46 м) и верхние известняки (0.42 м) с *Ophiceras tibeticum*, *O. sakuntala*, *Bernhardites? radians* (Krafft) и кларайями (Diener, 1912). В 1976 г. аналогичный разрез был изучен индийскими геологами на правом берегу сухого русла Лингги, против сел. Лалунг (Bhatt, Joshi, 1981). Здесь отоцероные-офицероные слои расчленяются на плотные массивные известняки (0.54 м) с *Otoceras woodwardi*, *Ophiceras* sp., *Shalshalia himalayana* и серые плитчатые известняки (0.44 м) с *Ophiceras* sp., *Sh. himalayana*, *Episageceras dalai-lamae*, "*Flemingites*" sp. (вероятно, *Bernhardites*) и кларайями (рис. 1). Как и в предыдущем разрезе, отчетливо различаются зоны *woodwardi* (нижние известняки с *Otoceras* и *Ophiceras*) и *tibeticum* (верхние известняки с *Ophiceras*, но без *Otoceras*). Позже комплекс аммонитов из зоны *tibeticum* в Спити был пополнен формами *Discophiceras* cf. *wordiei* (Spath) и *Bukkenites* sp. (Krystyn, Orchard, 1996), играющими важную роль в корреляции тетических и бореальных разрезов. Во всех случаях триасовые известняки несогласно залегают на пермских сланцах Кулинг, причем в разрезе Лингги их разделяет лимонитизированный галечниковый слой мощностью 0.10–0.12 м.

Выше офицеровых слоев (зона *tibeticum*) в Центральных Гималаях издавна выделяются “микоцеровые” и “геденстреимиевые” слои (Noetling, 1905; Krafft, Diener, 1909; Diner, 1912). Наиболее отчетливо они выражены около Лиланга, в Спити (рис. 1). Здесь на известняках с *Ophiceras tibeticum* залегают комковатые известняки и сланцы (1 м) с *Prionolobus*, *Pleurogyronites*, *Fuchsites*, *Lilastroemia*, *Lilangia*, *Ambites*, *Radioceras*, *Colchenoceras*? *Kingites*, *Meekophiceras*, *Proptychites*, *Clypeoceras*, *Kumatites*, *Shevyrevoceras*, *Clypites*, *Aspitella*, *Himoceras*. Они представляют “микоцеровые” слои, или зону *Prionolobus markhami*. Выше следуют сланцы (0.25 м) и песчаники (0.18 м) без определенных аммоноидей.

Их перекрывают комковатые известняки (1.7 м) с тонкими прослоями сланцев. Это “геденстреимиевые” слои, или зона *Flemingites* (= *Rohillites*) *rohilla*, которые относятся уже к оленекскому ярусу.

Кашмир. Самая большая мощность отоцеровых и офицеровых слоев, превышающая 16 м, зафиксирована в кашмирском ущелье Гурюл, точнее Сринагара. Изучение этого разреза началось еще во второй половине XIX – начале XX века и после длительного перерыва возобновилось лишь в 1969 г. совместными усилиями японских и индийских геологов (Nakazawa et al., 1975; Bando, 1981; Nakazawa, 1981, 1993; Nakazawa, Kapoor, 1981; Kapoor, 1992, 1996).

Пермская формация Зеван заканчивается в этом ущелье песчанистыми известняками. Выше лежащая формация Хунамух образована чередованием известняков и глинистых сланцев. Она делится на несколько пачек, различающихся соотношением этих пород. Нижняя пачка *E* (слои 47–70) состоит из сланцев с прослоями известняков общей мощностью 18.6 м. Она расчленяется на три части, различающиеся характером сланцев.

Нижняя часть *E*₁ (слои 47–51, мощность 2.6 м) представлена темно-серыми и черными глинистыми сланцами с тонкими прерывающимися слоями известняков. В сланцах встречаются мелкие пермские брахиоподы, двусторонки, редкие фораминиферы, немногочисленные и плохо сохранившиеся конодонты, неопределенные аммониты (ксенодисциды или офицератиды, возможно, *Nurphiceras*). Эта часть разреза выделена в зону *Nurphiceras*?

Средняя часть *E*₂ (слои 52–59, мощность 6.1 м) сложена черными и темно-серыми плитчатыми сланцами, чередующимися с прослоями известняков, в которых найдены *Otoceras woodwardi*, *Lytrophiceras bandoi* Waterhouse, *L. nakazawai* Waterhouse, *Shalshalia himalayana* (Griesbach), *Bernhardites lissarensis* (Diener), *Pseudoprotychites scheibleri* (Diener). Эта часть разреза рассматривается как зона *woodwardi*.

Верхняя часть *E*₃ (слои 60–70, мощность 9.9 м) состоит из черных сланцев с прослоями известняков. Сланцы менее плитчатые, чем в *E*₂. В нижних слоях найдены *Ophiceras tibeticum* Griesbach, *O. paraserpentinum* Waterhouse, *Metophiceras kapoori* Waterhouse в верхних – *Ophiceras* sp. В этой части разреза различаются аммонитовые зоны *tibeticum* (слои 60–64) и *Ophiceras* sp. (слои 65–70).

Выше офицеровых слоев обнажается толща чередующихся глинистых сланцев, известняков и песчаников. Она делится на пять пачек – от *F* до *J*, из которых только нижние две относятся к инду. Из пачки *F* (слои 71–77), сложенной чередованием сланцев и известняков (18 м), определены *Clypeoceras*, *Proptychites*, *Paranorites*, *Vishnuites*, *Kummelia* (зона *Paranorites-Vishnuites*). В вышележащей пачке *G* (слои 78–85), образованной известняками с прослоями сланцев (36.4 м), найдены *Prionites* и *Radioceras* (зона *Prionites*–“*Koninckites*”). Следующая пачка *H* (слои 86–91) сложена чередованием известняков, сланцев и песчаников (43.1 м). В своей базальной части, состоящей из чередующихся известняков и сланцев (11.1 м), она содержит *Proptychites*, *Owenites*, *Kashmirites*, *Anakashmirites*, *Wasatchites*, *Meekoceras* (зона *Owenites-Kashmirites*). Этот комплекс аммонитов характерен для низов оленекского яруса.

Непал. Наиболее полный и фаунистически самый богатый разрез нижнего триаса описан с верховьев р. Марсянгди, в северной части Центрального Непала (Waterhouse, 1994, 1996a, 1996b). Он находится в массиве Чулу, севернее сел. Брага.

Здесь на верхнепермских известняках и сланцах формации Марсянгди с небольшим перерывом залегают серые плотные доломитизированные карбонаты пачки Пенгба (0.35 м), оранжево-красные или желтовато-коричневые на выветрелой поверхности. В нижней части этой пачки (0.25 м) встречены *Otoceras woodwardi*, *Bernhardites lissarensis* (Diener), *Shevyrevoceras ellipticum* (Diener), *Zakharovites* (= *Tompophiceras*) *zakharovi* Waterhouse, *Lytrophiceras bandoi* Waterhouse, *Shalshalia himalayana* (Griesbach), *Pseudoprotychites aff. scheibleri* (Diener), а в верхней (0.10 м) – *Metotoceras dieneri* Spath и *Shalshalia himalayana* (Griesbach). Пачка Пенгба представляет зону *woodwardi* с подзоной *dieneri*.

Выше лежащая пачка Чегаджи сложена серыми массивными известняками (1.2 м), красноватыми на выветрелой поверхности. В ее базальной части (0.7 м) найдены *Bernhardites delectus* Waterhouse и *Lytrophiceras ptychodes* (Diener), в средней (0.20 м) – *Ophiceras* и *Lytrophiceras*, в верхней (0.30 м) – *Pseudosagoceras* sp., *Metophiceras kapoori* Waterhouse, *Bernhardites delectus* Waterhouse, *Altoconchella delinquens* Waterhouse, *Tilichonia typus* Waterhouse, *Ophiceras tibeticum* Griesbach, *O. paraserpentinum* Waterhouse, *Lytrophiceras chamunda* (Diener), *L. me-*

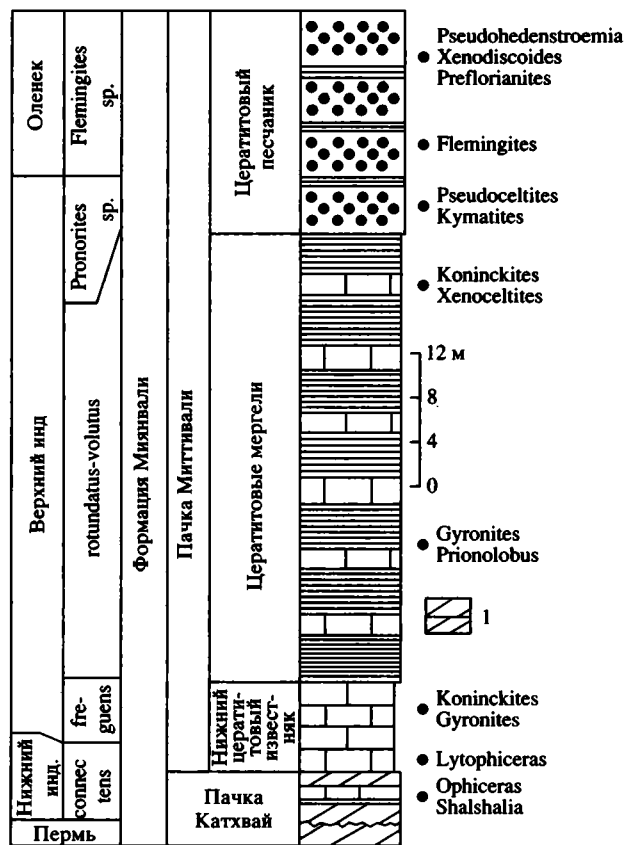


Рис. 2. Разрез верхнего инда в ущелье Наммал, Соляной кряж (по данным Waagen, 1895; Kummel, Teichert, 1970; Guex, 1978). 1 – доломиты. Остальные усл. обозначения см. на рис. 1.

Gyronites, Khangsaria, Radioceras, Kymatites и Proptychites (зона Proptychites abundans). В самых верхах этой пачки найдены Prejuvenites, Lilangia, Radioceras, Proptychites, Kingites, Lilastroemia (подзона или зона Kingites elegans). Выше обнажаются красноватые на выветрелой поверхности, плотные доломитизированные известняки, чередующиеся с аргиллитами. Они составляют пачку Кангла (0.5 м), из которой описаны Gyrophicerias, Gyronites, Pleurogyronites, Gyrolecanites, Lilangia, Radioceras, Khangsaria, Wyomingites?, Proptychites, Paranorites, Koninckites, Clypites, Clypeoceras (зона Pleurogyronites jom-somensis).

Пачки Сабче, Джаргенг и Кангла составляют формацию Хангсар, выделенную в аннапурнский ярус (Waterhouse, 1996a).

Соляной кряж. В качестве стратотипической местности верхнего инда рассматриваются Соляной кряж и хребет Сургхар в Западном Пакистане. Здесь триас начинается с формации Миянвали, имеющей мощность до 200 м (рис. 2). Ее основание образует пачка Катхвай (1.5–6.5 м), которая сложена доломитами и известняками с прослоями глинистых сланцев и песчаников (Kummel, Teichert, 1966, 1970; Pakistani-Japanese Research Group, 1986). В нижней части этой пачки встречаются пермские брахиоподы, фораминиферы и мшанки. В средней и верхней частях изредка попадаются аммониты Shalshalia himalayana (Griesbach) и Ophiceras connectens Schindewolf (Kummel, 1970), характеризующие местную зону connectens (Guex, 1978).

Следующая пачка – Миттивали – включает нижний цератитовый известняк, цератитовые мергели, цератитовый песчаник и верхний цератитовый известняк (Waagen, 1895). Ее типовая местность находится около Чидру, где мощность пачки достигает 88 м. Ее максимальная мощность 163 м отмечена в хребте Сургхар.

Нижний цератитовый известняк представляет собой ракушечник (2–8 м) с обломками аммоидей, двустворок и гастропод. Из его низов происходят Shalshalia и Lytophicerias (Guex, 1978). Из остальной части описаны Pseudosagaceras, Gyronites, Gyrolecanites, Radioceras, Ambites, Prionolobus, Gyrophicerias, Koninckites, Wanguikangia, Bernhardites, Hediscus, Proptychites, Ovaliconcha (Waagen, 1895; Waterhouse, 1994). Этот богатый комплекс определяет зону Gyronites frequens.

Цератитовые мергели – это аргиллиты (до 40 м) с линзовидными прослоями глинистых известняков, в которых собраны многочисленные аммониты: Gyronites, Kingites, Prionolobus, Koninckites, Kymatites, Proptychites, Paranorites, Collignonites, Prejuvenites, Xenodiscoides, Ambites, Xenoceltites, Paraspindites, Clypites, Radioceras, Ussuriceras, Shevyrevoceras, Waagenoproptychites, Eoptychitoides, Latisagaceras. Вааген разделил цератитовые мергели на

dium (Griesbach), L. ptychodes (Diener), Vishnuites pralambha Diener, Himophiceras spathi Waterhouse, Gyronites chigajiensis Waterhouse, Ambites sp., Mesokantao alta Waterhouse, M. lichuanensis Waterhouse, Zhaojinkeoceras nepalense Waterhouse, Kymatites attenuatus Waterhouse, Pseudoproptychites aff. scheibleri (Diener). Пачка Чегаджи выделяется как зона tibeticum с подзоной ptychodes в основании.

Обе рассмотренные пачки составляют формацию Пангджанг. Уотерхаус (Waterhouse, 1994) отнес ее к гангетскому ярусу, используя полузабытое название, предложенное для этого интервала 100 лет назад Динером и Ваагеном (Mojsisovics et al., 1895).

Выше обнажаются серые, красные на выветрелой поверхности, плотные доломитизированные известняки пачки Сабче (0.3 м) с Gyronites, Lilangia, Gyrolecanites, Radioceras, Kingites, Paranorites, Koninckites, Clypeoceras, Aspitella (зона Gyronites frequens). Их перекрывает белый сахарный известняк пачки Джаргенг (0.3 м), из нижней части которого описаны Himoceras, Gyrophicerias, Lilangia, Radioceras, Khangsaria, Xenodiscoides, Proptychites, Ussuriceras, Vavilovites, Koninckites, а из верхней –

зоны *Proptychites lawrencianus* и *P. trilobatus* (Waagen, 1895; Mojsisovics et al., 1895), а Нётлинг – на зоны *Prionolobus rotundatus*, “*Celtites*” (= *Sheyrevoceras*) *fallax* и *Koninckites volutus* (Noetling, 1905).

Цератитовые мергели сменяются цератитовым песчаником. Это слоистые или массивные песчаники (15–30 м), примечательные крупными (до 65 см) раковинами флемингитов и беллерофонтидами рода *Stachella*. Стахелловые слои, занимающие срединное положение в этом песчанике, делят его на две части. Из нижней части известны *Pseudoceltites*, *Kymatites*, *Pleurogyronites*, *Paranorites*, *Gyrophiceras*, *Preflorianites*, *Xenodiscoides*, *Koninckites*, *Khangsaria*, *Radioceras*, из верхней – *Flemingites*, *Clypeoceras*, *Prionites*, *Xenoceltites*, *Pseudoceltites*, *Xenodiscoides*, *Preflorianites*, *Pseudohedenstroemia*, *Paranorites*, *Beoflemingites*, а из стახелловых слоев – *Flemingites*, *Rohillites*, *Pseudoflemingites*, *Clypeoceras*, *Paraspidites*, *Eoptychites*, *Koninckites*, *Fuchsites*, *Waagenopptychites*, *Paranorites*, *Parakymatites*, *Parastephanites*, *Pseudoceltites*, *Kashmirites*, *Anakashmirites*, *Xenodiscoides*, *Heibergites* (Waagen, 1895; Kummel, Steele, 1962; Waterhouse, 1996a).

В соответствии с таким делением, Вааген различал в цератитовом песчанике три зоны: “*Ceratites*” (= *Pseudoceltites*) *normalis*, *Flemingites radiatus* и *F. flemingianus*. Однако Нётлинг (Noetling, 1905), а вслед за ним и многие другие исследователи признавали для этого подразделения только одну зону *flemingianus*, хотя флемингиты впервые появляются в стახелловых слоях, а руководящий зональный вид – лишь в верхней части цератитового песчаника. Позже группа пакистанских и японских геологов предложила разделить цератитовый песчаник на две зоны: *Paranorites* sp. внизу и *Flemingites* sp. сверху (Ali et al., 1985). Я принимаю это деление.

БОРЕАЛЬНЫЕ РАЗРЕЗЫ

Самые полные и детально изученные бореальные разрезы индского яруса известны на арктических островах Канады и в Сибири.

На территории Канады хроноэквивалентами инда являются грисбахский и динерский ярусы (Tozer, 1965, 1967, 1994). Они названы по рекам на островах Аксель-Хейберг и Элсмир. Здесь эти ярусы представлены глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками формации Блайнд-фьорд, которая расчленяется на три пачки: Конфедерейшен-Пойнт, Смит-Крик и Свартфьелд (Embry, 1986). Каждая пачка начинается сланцами и заканчивается алевролитами или песчаниками. В нижней из них различаются зоны *Otoceras concavum*, *O. boreale*, *Ophiceras commune* и *Bukkenites strigatus*, образующие грисбахский ярус. Стратотипы этого яруса и трех его зон (*concavum*, *boreale*, *strigatus*) находятся в бассейне р. Грисбах, на

о. Аксель-Хейберг. В качестве стратотипа зоны *commune* рассматриваются верхние офицеровые слои на мысе Стош, в Восточной Гренландии.

Нижняя зона известна только в стратотипической местности, где ее характеризуют *Otoceras gracile* Tozer и *O. concavum* Tozer. В 32.9–36.6 м от основания стратотипического разреза появляется *Otoceras boreale* Spath. На о. Элсмир вместе с этим руководящим видом зоны *boreale* встречаются *Hypophiceras gracile* (Spath) и *Vishnuites kummeli* Tozer. Зоны *concavum* и *boreale* составляют нижний грисбах.

Опорный разрез следующей зоны – *commune* находится на р. Грисбах, где в 53.3 м от основания формации Блайнд-фьорд найден *Ophiceras greenlandicum* Spath, в 54.2 м – *O. commune* Spath, в 55.5 м – *O. sakuntala* Spath, в 57.3 м – *Discophiceras wordiei* (Spath), в 65.2 м – *Wordieoceras wordiei* (Spath). На о. Элсмир этот комплекс зоны *commune* дополняет *Tompophiceras extremum* (Spath). В стратотипическом разрезе грисбаха в 65.5–150 м выше основания формации Блайнд-фьорд появляются *Bukkenites macilentus* Tozer, *B. nitidus* Tozer, *B. strigatus* (Tozer), *Wordieoceras wordiei* (Spath). Эти аммониты определяют зону *strigatus*, которая вместе с зоной *commune* составляет верхний грисбах.

Северо-западная часть о. Элсмир рассматривается как стратотипическая местность динерского яруса, который охватывает верхи пачки Конфедерейшен-Пойнт и низы пачки Смит-Крик. Основание динера образует зона *Proptychites candidus*, стратотип которой находится на р. Динер. Ее характеризуют *Proptychites*, *Meekophiceras*, *Dunedinites*, *Pleurogyronites*, *Ambites*, *Pleurambites*, *Prionolobus*.

Завершает динерский ярус зона *Vavilovites sverdrupi* со стратотипом в обрывах р. Линдстрем. Она делится на три подзоны: *Koninckites dimidiatus*, *Vavilovites obtusus* и *Kingites discoidalis*. Нижняя подзона различается в формации Тоуд на северо-востоке Британской Колумбии, где из нее определен только руководящий вид *Koninckites dimidiatus* Tozer. Стратотип подзоны *obtusum* расположен на р. Динер, где она перекрывает зону *candidus*. Из нее определены *Vavilovites sverdrupi* (Tozer), *V. obtusum* Tozer, *Wyomingites scapulatus* Tozer. Возможно, с этого же уровня происходят *Xenodiscoides calnani* Tozer, *Prionolobus konincki* Tozer, *Flemingites reticulatus* Tozer, *Tellerites* sp., найденные на северо-востоке Британской Колумбии. Стратотип подзоны *discoidalis* находится на севере о. Аксель-Хейберг, где она перекрывает подзону *obtusum*. В этой подзоне найдены *Kingites discoidalis* Tozer, *Heibergites heibergensis* (Tozer), *Pseudosageceras multilobatum* Neotling.

В 70–90-е годы была разработана детальная схема зонального расчленения нижнего триаса Сибири (Дагис и др., 1979; Дагис, Ермакова, 1988, 1990, 1993; Dagys, 1994; Dagys, Ermakova, 1996; Дагис, 1997).

Зональная схема индского яруса опирается на разрезы Восточного Верхоянья (бассейны рек Восточная Хандыга и Томпо). Нижний инд охватывает пять аммонитовых зон: *Otoceras concavum*, *O. boreale*, *Tompophiceras pascoei*, *T. morphaeos*, *Wordieoceras decipiens*.

В зоне *concavum* (аргиллиты с известково-глинистыми конкрециями, 12 м), гипостратотип которой находится на р. Сеторым (верховья Восточной Хандыги), известен только ее руководящий вид *O. concavum* Tozer. Комплекс следующей зоны – *boreale* (аргиллиты с горизонтами песчаников, 39.3 м), выделенной в том же разрезе, включает *Otoceras boreale* Spath, *Aldanoceras tenue* Dagys et Ermakova и, возможно, *Episageceras antiquum* (Popow). Зону *pascoei* (аргиллиты с прослоями известково-глинистых конкреций, 2.5 м), стратотип которой расположен на р. Лекеер (верховья Томпо), характеризуют *Tompophiceras pascoei* (Spath) и *Hypophiceras gracile* (Spath). Из зоны *morphaeos* (аргиллиты с известково-глинистыми конкрециями и прослоями, 90.5 м), установленной в том же разрезе, происходят *Tompophiceras morphaeos* (Popow), *T. gerbaense* (Popow), *Aldanoceras tenue* Dagys et Ermakova, *Ophiceras transitorius* Spath, *Wordieoceras decipiens* (Spath), *Metophiceras aff. subdemissum* Spath. Из зоны *decipiens* (аргиллиты с редкими известково-глинистыми конкрециями, 25 м) в том же разрезе на р. Лекеер определены *Wordieoceras decipiens* (Spath) и *W. tompoense* Dagys et Ermakova.

Верхний инд включает три зоны: *Vavilovites sverdrupi*, *V. turgidus* (с подзонами *V. subtriangularis* и *V. umbonatus*) и *Kingites korostelevi*, наиболее полно выраженные на р. Делинья (бассейн Томпо). Из зоны *sverdrupi* (аргиллиты и алевролиты с известково-глинистыми конкрециями, 48–53 м) известен только ее руководящий вид *V. sverdrupi* (Tozer). Зону *turgidus* характеризуют различные виды вавиловитов. Из подзоны *subtriangularis* (алевролиты с известково-глинистыми конкрециями, 68 м) известен ее руководящий вид *V. subtriangularis* Vavilov. Здесь же появляются первые *V. turgidus* (Popow). В подзоне *umbonatus* (алевролиты с известковыми конкрециями, 52 м), кроме руководящего вида *V. umbonatus* Vavilov, найдены *Vavilovites compressus* (Vavilov) и *V. turgidus* (Popow). Для зоны *korostelevi* (алевролиты с редкими известково-глинистыми конкрециями, 20 м), помимо руководящего вида *Kingites korostelevi* (Zakharov), характерны *Sakhaitoides verchojanicus* (Popow), *S. allarensis* (Dagys et Ermakova) и *Episageceras antiquum* (Popow).

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Индский ярус делится на два подъяруса. Нижний из них охватывает отоцеровые и офицеровые слои. Как показали новейшие исследования, отоцеровые слои, с которых начинается триасовая система, наиболее полно выражены не в Тетической области, где они были впервые открыты, а в бореальных разрезах. Здесь эти слои включают несколько коррелируемых уровней. Самый нижний из них представляет зона *concavum*, достоверно известная лишь на канадском о. Аксель-Хейберг и в Восточном Верхоянье (таблица). Следующая канадская зона *boreale* может быть сопоставлена с сибирскими зонами *boreale* и *pascoei*. Их объединяют *Otoceras boreale* и *Hypophiceras gracile*.

В Тетической области, по-видимому, нет аналогов зоны *concavum*. Здесь отоцеровые слои представлены в большинстве разрезов зоной *woodwardi*. Ее зональный вид очень близок по своей морфологии к *O. boreale*, что дало основание Каммелу (Kummel, 1972) рассматривать их как подвиды одного вида *O. woodwardi*. Полным эквивалентом канадской зоны *boreale* в Тетической области можно считать, вероятно, только зоны *latilobatum* и *woodwardi* в южнотибетском разрезе Селон, где они охарактеризованы исключительно своими руководящими видами (Wang et al., 1988). На остальной территории этой области зона *woodwardi* содержит смешанный комплекс видов *Otoceras* и *Ophiceras*. В Бореальной области ей могут соответствовать верхи зоны *boreale* и низы офицеровых слоев (базальные части зоны *commune* в Канаде и зоны *morphaeos* в Сибири).

Офицеровые слои в Центральном Гималае представлены зоной *tibeticum*, в которой уже нет отоцератид. Она коррелируется с зонами *tibeticum* и *Ophiceras* sp. Кашмира, с большей частью одноименной зоны Непала (включая подзону *ptychodes*), а также зоны *connectens* Соляного кряжа. В Канаде зона *tibeticum* отвечает верхний грисбах (кроме его низов). Общими для них являются *Discomphiceras* и *Bukkenites*. В свою очередь канадские зоны *commune* и *strigatus* легко увязываются с зонами *morphaeos* и *decipiens* Сибири. Их объединяет появление на этом уровне родов *Ophiceras* и *Wordieoceras*.

Верхний инд начинается с появления микоцератид – первых триасовых цератитов с уплощенной вентральной стороной. В своей стратотипической местности, которой считается Соляной кряж, он включает нижний цератитовый известняк (зона *frequens*), цератитовые мергели (зоны *rotundatus*, *fallax*, *volutus*) и низы цератитового песчаника (до уровня с первыми флемингитами).

Полным эквивалентом верхнего инда являются “микроцеровые” слои (зона *markhami*) Центральных Гималаев, зоны *Paranorites*-*Vishnuites* и

Центральные Гималаи			Кашмир			Непал			Соляной край			Канада		Сибирь						
Оленек	"Теденстромиевые" слои	Flemingites (Rohillites) rohilla	Формация Хунамух	H	86-91	Owenites-Kashmirites	Гангапурна	Нар	Nordophipercas erbeni		Цератитовый песчаник	Flemingites sp.	Смит	Euflemingites romunduri		Оленек	Lepiskites kolymensis			
		Arctoceras chuluense							Hedenstroemia hedenstroemi											
Верхний инд	"Микоцероые" слои	Prionolubus markhami		G	78-85	Prionites-"Koninckites"	Аннапурна	Хансар	Кангла	Pleurogyronites jomsomensis	Цератитовые мергели	Paranorites sp.	Динер	Vavilovites sverdrupi	Kingites discoidalis	Верхний инд	Kingites korostelevi			
									Джаргенг	Kingites elegans		Koninckites volutus			Shevyrevoceras fallax		Vavilovites obtusus	Vavilovites turgidus		
									Сабче	Gyronites frequens		Prionolobus rotundatus			Gyronites frequens		Koninckites dimidiatus	Vavilovites sverdrupi		
									Proptychites abundans											
Нижний инд	Отоцероые - офицероые слои	Ophiceras tibeticum		E	E ₃ 60-70	Ophiceras sp.	Гангет	Панджанг	Четаджи	Ophiceras tibeticum	Нижний цератитовый известняк	Ophiceras connectens	Верхний	Bukkenites strigatus	Нижний инд	Wordieoceras decipiens				
										O. tibeticum						Lytophipercas ptychodes	Ophiceras commune	Tompophiceras morphaeos		
		Otoceras woodwardi			E ₂ 52-59	Otoceras woodwardi			Пенгба	Metotoceras dieneri Otoceras woodwardi						Средняя-верхняя	Отоцерас	Otoceras boreale	Otoceras concavum	Tompophiceras pascoei

Prionites-“Koninckites” (=Radioceras) Кашмира. В Непале первые микоцератида (Gyronites, Ambites, Zhaojinkeoceras, Kumatites) описаны из верхов зоны tibeticum (Waterhouse, 1994). Следовательно, нижняя граница верхнего инда проходит внутри этой зоны, а непальская зона frequens отличается только верхней части одноименной стандартной зоны. Верхняя граница инда в Непале совпадает с кровлей зоны jomsomensis (таблица).

В Канаде аналогом верхнего инда является динерский ярус. Его нижняя граница совпадает с основанием зоны candidus, в которой появляются первые микоцератида (Meekophiceras, Pleurogyronites, Ambites, Prionolobus). Выше располагается зона sverdrupi, включающая подзоны dimidiatus, obtusus и discoidalis. Она завершает динерский ярус.

В Сибири верхний инд охватывает зоны sverdrupi, turgidus и korostelevi. Из них первые две зоны легко сопоставляются с канадской зоной obtusus. Их объединяют вавиловиты, распространение которых ограничено только этим уровнем. Сибирская зона korostelevi увязывается с канадской зоной discoidalis. Обе они располагаются выше слоев с вавиловитами и ниже зоны hedenstroemi. Из этого сопоставления, очевидно, что в сибирских разрезах нет аналогов зоны candidus и подзоны dimidiatus Канады.

Верхняя граница инда проходит в основании оленекского яруса, стратотип которого расположен в низовьях р. Оленек. Здесь она совпадает с подошвой зоны hedenstroemi (таблица). Это зона известна также в разрезах Верхоянья, Восточного Таймыра, бассейна Колымы и о. Котельный, а также на арктических островах Канады. Ее палеонтологическая характеристика очень бедна. Повсюду в ней присутствует только ее руководящий вид Hedenstroemia hedenstroemi (Keys.) иногда в ассоциации с H. tscherskii (Popov).

За пределами Бореальной области, кроме Южного Приморья и, может быть, США, геденстрии практически не известны. Поэтому проследить нижнюю границу оленека в тетических разрезах довольно сложно. Помочь в этом может анализ аммонитовых комплексов из слоев, залегающих по обе стороны от зоны hedenstroemi.

В Сибири ниже рассматриваемой зоны известны Sakhaitoides, Kingites, Episageceras и различные виды вавиловитов (зоны korostelevi, turgidus, sverdrupi), а выше – Lepiskites, Kelteroceras, Melagathiceras, Clypeoceratoides, Meekoceras, Arctoceras, Euflemingites, Juvenites, Sakhaites, Hedenstroemia, Anakashmirites (зона kolymensis).

В Канаде из слоев, подстилающих зону hedenstroemi, определены Kingites, Heibergites, Wyomingites, Koninckites, Vavilovites (зона sverdrupi). Возможно, с этого же уровня происходят Xenodiscoides, Prionolobus, Flemingites и Tellerites. Выше

зоны hedenstroemi найдены Kashmirites, Melagathiceras, Juvenites, Thermalites, Gyronites, Prionolobus, Meekoceras, Euflemingites, Arctoceras, Paranannites (зона romunduri).

На западе США оленекский ярус начинается с зоны gracilitatis, из которой происходят Meekoceras, Flemingites, Euflemingites, Arctoceras, Juvenites, Thermalites, Kashmirites, Xenoceltites, Owenites, Inyoites, Parussuria, Pseudohedenstroemia, Anahedenstroemia, возможно, Hedenstroemia, Lanceolites, Aspenites и др. Такой состав зоны gracilitatis позволяет увязывать ее с канадскими зонами hedenstroemi и romunduri, сибирскими зонами hedenstroemi и kolymensis или только с верхними из них.

В Соляном кряже рассматриваемая нижняя граница оленека проходит, по-видимому, внутри цератитового песчаника. Из нижней части этого подразделения описаны Pseudoceltites, Kumatites, Pleurogyronites, Paranorites, Gyrophiceras, Preflorianites, Xenodiscoides, Koninckites, Khangsaria, Radioceras, а из средней и верхней – Flemingites, Rohillites, Clypeoceras, Pseudoflemingites, Paraspidites, Prionites, Xenoceltites, Pseudoceltites, Kashmirites, Anakashmirites, Xenodiscoides, Preflorianites, Anahedenstroemia, Paranorites, Beoflemingites, Eoptychites, Fuchsites, Koninckites, Waagenoptychites и др. Присутствие в этом комплексе Flemingites, Anahedenstroemia и Pseudohedenstroemia позволяет коррелировать среднюю и верхнюю части цератитового песчаника, представляющие зону Flemingites sp., с зоной gracilitatis США, а через нее – с зонами hedenstroemi и romunduri Канады, hedenstroemi и kolymensis Сибири (таблица).

В Непале нижняя граница оленека трассируется между зонами jomsomensis и chuluense. Для зоны jomsomensis характерны такие индские роды, как Gyrophiceras, Gyronites, Pleurogyronites, Gyrolecanites, Lilangia, Radioceras, Khangsaria, Proptychites, Clypites. В зоне chuluense появляется род Arctoceras, типичный для низов оленекского яруса.

В Кашмире нижняя граница оленека совпадает с основанием зоны Owenites-Kashmirites. В Центральном Гималае она проходит в подошве зоны rohilla, очень близкой по комплексу аммонитов к зоне Flemingites sp. Соляного кряжа и, очевидно, одинаковой с ней по возрасту.

В Южном Приморье оленек начинается с местной зоны Hedenstroemia bosphorensis. Из нее на о. Русском и западном побережье Уссурийского залива определен богатый аммонитовый комплекс: Arctoceras, Meekoceras, Hedenstroemia, Flemingites, Euflemingites, Owenites, Dieneroceras и др. (Захаров, 1994; Zakharov, 1997), позволяющий увязывать ее с зонами gracilitatis США и Flemingites sp. Соляного кряжа.

ВЫВОДЫ

1. Основание индского яруса образуют отоцеровые слои. Наиболее полно они выражены в Бореальной области, где включают две аммонитовых зоны: *soncaum* и *boreale*. Их перекрывают офицеровые слои. В Тетической области отоцеровые слои представлены зоной *woodwardi*. В большинстве случаев она отвечает только верхней части зоны *boreale* и низам офицеровых слоев бореальных разрезов. Таким образом, нижняя граница триаса в разных биогеографических областях имеет гетерохронный характер.

2. Верхний инд начинается в своей стратотипической местности с появления микоцератид – первых триасовых цератитов с плоской вентральной стороной. Этот рубеж четко прослеживается как в тетических, так и в бореальных разрезах.

3. Верхняя граница инда упирается в основание оленекского яруса. Она хорошо трассируется в Бореальной области, где совпадает с подошвой зоны *hedenstroemi*, но с определенными трудностями просматривается в тетических разрезах, где проходит примерно в основании зоны *Flemingites* sp. и ее аналогов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дегис А.С. Зональная схема бореального нижнего триаса и граница индского и оленекского ярусов // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 4. С. 36–40.

Дегис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 243 с.

Дегис А.С., Ермакова С.П. Бореальные позднеоленекские аммоноидеи. М.: Наука, 1988. 136 с.

Дегис А.С., Ермакова С.П. Раннеоленекские аммоноидеи Сибири. М.: Наука, 1990. 112 с.

Дегис А.С., Ермакова С.П. Схема детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 26–36.

Жамойда А.И., Романовская Г.М., Ростовцев К.О. Общая стратиграфическая шкала триасовой системы // Постановления Межвед. стратигр. ком-та и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. Вып. 20. С. 35–37.

Захаров Ю.Д. Стратотип границы индского и оленекского ярусов нижнего триаса // Тихоокеанская геология. 1994. Т. 13. № 4. С. 33–44.

Кипарисова Л.Д., Попов Ю.Н. Расчленение нижнего отдела триасовой системы на ярусы // Докл. АН СССР. 1956. Т. 109. № 4. С. 842–845.

Кипарисова Л.Д., Попов Ю.Н. Проект расчленения нижнего отдела триаса на ярусы // Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций. М.: Недра, 1964. С. 91–99 (Докл. советск. геологов на 22 сесс. Международн. геол. конгресса. Проблема 16а).

Шевырев А.А. Нижняя граница триаса и ее корреляция в морских отложениях. Ст. 1. Пограничные разрезы

Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999а. Т. 7. № 2. С. 14–27.

Шевырев А.А. Аммонитовые зоны индского яруса (нижний триас) и их корреляция // Ископаемые цефалоподы: Новейшие достижения в их изучении. М.: ПИН РАН, 1996. С. 289–304.

Шевырев А.А. Нижняя граница триаса и ее корреляция в морских отложениях. Ст. 2. Бореальные разрезы базального триаса и их сопоставление с пограничными разрезами Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 55–65.

Шевырев А.А., Лозовский В.Р. Граница перми и триаса в морских сериях // Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1998. С. 184–209.

Ali S.T., Shuja T.A., Qureshi K.A. et al. Permian and Triassic systems in the Salt Range and Surghar Range, Pakistan // The Tethys: Her paleogeography and paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic. Tokyo: Tokai Univ. Press, 1985. P. 221–312.

Bando Y. Lower Triassic ammonoids from Guruyul Ravine and the Spur three kilometres north of Burus // Palaeontol. indica. New ser. 1981. V. 46. P. 135–177.

Bhatt D.K., Arora R.K. Otoceras bed of Himalaya and Permian-Triassic boundary: Assessment and elucidation with conodont data // J. Geol. Soc. India. 1984. V. 25. № 11. P. 720–727.

Bhatt D.K., Joshi V.K. A note on the occurrence of Glyptotheceras Spath from Spiti, with preliminary observations on the fauna of Otoceras-Ophiceras beds // Rec. Geol. Surv. 1981. V. 112. Pt. 8. P. 51–54.

Dagys A.S. Lower Triassic stage, substage and zonal scheme of north-eastern Asia // Mém. géol. Lausanne. 1994. № 22. P. 15–23.

Dagys A.S., Ermakova S. Induan (Triassic) ammonoids from northeastern Asia // Rev. Paleobiol. 1996. V. 15. № 2. P. 401–447.

Diener C. The Cephalopoda of the Lower Trias // Palaeontol. indica. Ser. 15. 1897. V. 2. Pt. 1. P. 1–181.

Diener C. The Trias of the Himalayas // Mem. Geol. Surv. India. 1912. V. 36. Pt. 3. P. 1–159.

Embry A.F. Stratigraphic subdivision of the Blind Fiord and Bjorne Formations (Lower Triassic), Sverdrup Basin, Arctic islands // Pap. Geol. Surv. Canada. 1986. № 86–1B/1. P. 329–340.

Griesbach C.L. Palaeontological notes on the Lower Trias of the Himalayas // Rec. Geol. Surv. India. 1880. V. 13. Pt. 2. P. 83–113.

Guex J. Le Trias inférieur des Salt Ranges (Pakistan): Problèmes biochronologiques // Eclog. geol. helv. 1978. V. 71. № 1. P. 105–141.

Kapoor H.M. Permo-Triassic boundary of the Indian subcontinent and its intercontinental correlation // Permo-Triassic events in the eastern Tethys: Stratigraphy, classification and relation with the western Tethys. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1992. P. 21–36.

Kapoor H.M. The Guruyul Ravine section, candidate of the global stratotype section and point of the Permo-Triassic boundary // Palaeozoic-Mesozoic boundary: Candidates of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary. Wuhan: China Univ. Geosci. Press, 1996. P. 99–110.

- Kozur H.W. Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1998. V. 143. № 4. P. 227–272.
- Krafft A., Diener C. Lower Triassic Cephalopoda from Spiti, Malla Johar, and Byans // *Palaeontol. indica. Ser. 15.* 1909. V. 6. № 1. P. 1–186.
- Krystyn L., Orchard M.J., Lowermost Triassic ammonoid and conodont biostratigraphy of Spiti, India // *Albertiana.* 1995. № 17. P. 10–21.
- Kummel B. Ammonoids from the Kathwai Member, Mianwali Formation, Salt Range, west Pakistan // *Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of west Pakistan.* Lawrence: Univ. Kansas Press, 1970. P. 177–192.
- Kummel B. The Lower Triassic (Scythian) ammonoid *Otoceras* // *Bull. Mus. Compar. Zool. Harvard Univ.* 1972. V. 143. № 6. P. 365–418.
- Kummel B., Steele G. Ammonites from the Meekoceras gracilitatus zone at Crittenden Spring, Elko County, Nevada // *J. Paleontol.* 1962. V. 36. № 4. P. 638–703.
- Kummel B., Teichert C. Relations between the Permian and Triassic formations in the Salt Range and Trans-Indus ranges, west Pakistan // *Neues Jah. Geol. Paläontol. Abh.* 1966. Bd. 125. S. 297–333.
- Kummel B., Teichert C. Stratigraphy and paleontology of the Permian-Triassic boundary beds, Salt Range and Trans-Indus ranges, west Pakistan // *Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of west Pakistan.* Lawrence: Kansas Univ. Press, 1970. P. 1–110.
- Mojsisovics E., Waagen W., Diener C. Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems // *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturwiss. Kl.* 1895. Bd. 104. Abt. 1. S. 1–32.
- Nakazawa K. Analysis of Late Permian and Early Triassic faunas of Kashmir // *Mem. Geol. Surv. India.* 1981. V. 46. P. 191–204.
- Nakazawa K. Stratigraphy of the Permian-Triassic transition and the Paleozoic-Mesozoic boundary // *Bull. Geol. Surv. Japan.* 1993. V. 44. № 7. P. 425–445.
- Nakazawa K., Kapoor H.M. The Upper Permian and Lower Triassic faunas of Kashmir // *Palaeontol. indica. New ser.* 1981. V. 46. P. 1–204.
- Nakazawa K., Kapoor H.M., Ishii K. et al. The Upper Permian and the Lower Triassic in Kashmir, India // *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. Mineral.* 1975. V. 42. № 1. P. 1–106.
- Noetling F. Die asiatische Trias // *Lethaea geognostica. T. 2. Das Mesozoicum. Bd. 1. Trias. Lief. 2.* Stuttgart: Schweizerbart, 1905. S. 107–221.
- Pakistani-Japanese research group. Permian and Triassic systems in the Salt Range and Surghar Range, Pakistan // *The Tethys: Her paleogeography and paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic.* Tokyo: Tokai Univ. Press, 1985. P. 221–312.
- Tozer E.T. Lower Triassic stages and ammonoid zones of Arctic Canada // *Pap. Geol. Surv. Canada.* 1965. № 65–12. P. 1–14.
- Tozer E.T. A standard for Triassic time // *Bull. Geol. Surv. Canada.* 1967. № 156. P. 1–103.
- Tozer E.T. Canadian Triassic ammonoid faunas // *Bull. Geol. Surv. Canada.* 1994. № 467. P. 1–663.
- Vosscher H. The new STS Triassic stage nomenclature // *Albertiana.* 1992. № 10. P. 1.
- Waagen W. Salt Range fossils. 2. Fossils from the Ceratite Formation // *Palaeontol. indica. Ser. 13.* 1895. V. 2. P. 1–323.
- Wang Y., Chen Ch., Rui L. A potential global stratotype of the Permian-Triassic boundary // *Permophiles.* 1988. № 13. P. 3–7.
- Waterhouse J.B. The Early and Middle Triassic ammonoid succession of the Himalayas in western and central Nepal. Pt. 1. Stratigraphy, classification and Early Scythian ammonoid systematics // *Palaeontographica. Abt. A.* 1994. Bd. 232. Lfg. 1–3. S. 1–83.
- Waterhouse J.B. The Early and Middle Triassic ammonoid succession of the Himalayas in western and central Nepal. Pt. 2. Systematic studies of the early Middle Scythian // *Palaeontographica. Abt. A.* 1996a. Bd. 241. Lfg. 1–3. S. 27–100.
- Waterhouse J.B. The Early and Middle Triassic ammonoid succession of the Himalayas in the western and central Nepal. Pt. 3. Late Middle Scythian ammonoids // *Palaeontographica. Abt. A.* 1996b. Bd. 241. Lfg. 4–6. S. 101–167.
- Yin H., Tong J. Multidisciplinary high-resolution correlation of the Permian-Triassic boundary // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1998. V. 143. № 4. P. 199–212.
- Zakharov Yu.D. Ammonoid evolution and the problem of the stage and substage division of the Lower Triassic // *Mém. géol. Lausanne.* 1997. № 30. P. 121–136.

Рецензенты В.А. Захаров, А.Г. Константинов

УДК 551.762.31(470.31/5)

ГРАНИЦА СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ОКСФОРДА НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

© 2001 г. А. Г. Олферьев

*Государственное унитарное дочернее предприятие “Геосинтез-Центр”,**113105 Москва, Варшавское шоссе, 39^а, Россия*

Поступила в редакцию 20.10.99 г.

Рассматривается положение границы среднего и верхнего оксфорда на Русской платформе (Бореальная область), а также в Суббореальной и Субсредиземноморской биогеографических провинциях. Для обеспечения ее изохронности предлагается границу между подъярусами в Бореальном поясе совместить с рубежом подзон *Amoeboceras alternoides* и *Amoeboceras ilovaiskii*, то-есть практически вернуться к Унифицированной схеме мезозойских отложений 1962 г. В разрезе верхней юры Московской синеклизы впервые выделяется среднеоксфордская ратьковская свита и дается ее характеристика.

Ключевые слова. Юрская система, оксфордский ярус, подъярус, зона, корреляция, подмосковная и ратьковская свиты, выхвинский горизонт.

Изучение оксфордских отложений Восточно-Европейской (Русской) платформы в последние десятилетия тесно связано с именем М.С. Месежников. Он был организатором Межведомственного регионального стратиграфического совещания по юрской системе Русской платформы и вложил много сил и энергии в его подготовку. Это совещание состоялось в 1988 г.

При разработке Унифицированной стратиграфической схемы юрских отложений Русской платформы (1989) была предложена зонация по аммонитам и фораминиферам, опубликованная в специально подготовленных к Межведомственному стратиграфическому совещанию работах – “Зоны юрской системы в СССР” под редакцией Г.Я. Крымгольца (1982) и “Биостратиграфия верхнеюрских отложений по фораминиферам” под редакцией А.А. Григялиса (1982). Стратиграфическая схема для оксфорд-волжского интервала верхней юры была подготовлена М.С. Месежниковым. В соответствии с ней, в 1985 г. был разработан проект региональной шкалы Русской платформы, в котором было дано сопоставление этой схемы на зональном уровне с местными стратиграфическими подразделениями. Для оксфорда Московской синеклизы корреляция выглядела следующим образом (табл. 1).

Отнесение подмосковной свиты к среднему оксфорду в полном его объеме было вполне оправданным, поскольку совокупность лон *Cardioceras vertebrale* и *Amoeboceras alternoides* примерно отвечала зоне *Martelliceras martelli* – *Cardioceras zenaidae* Унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы 1962 (Решение Всесоюзного..., 1962) или зоне

Cardioceras zenaidae П.А. Герасимова (1971) для Московской синеклизы. Для последней в качестве наиболее характерных аммонитов им приведены *Cardioceras zenaidae* Ilv., *C. rotundatum* Nik., *Amoeboceras ilovaiskii* (Sok.) и *A. alternoides* (Nik.). Именно этими аммонитами охарактеризована подмосковная свита, содержащая по всему разрезу фораминиферы зоны *Ophthalmidium strumosum*.

Принятый 31 января 1985 г. на расширенном заседании бюро постоянной комиссии МСК по юрской системе проект региональной шкалы Русской платформы за три года, предшествовавших ее рассмотрению на Межведомственном региональном совещании, претерпел заметные изменения. Инициатором этих изменений стал М.С. Месежников. На основе детального изучения распределения аммонитов в опорном разрезе оксфорда у г. Макарьев Костромской области (Месежников и др., 1986) им была предложена иная, близкая к разработанной ранее Р.М. Сайком и Д.Г. Кэлломоном (Sykes, Callomon, 1979) для Шотландии зональная схема расчленения среднего и верхнего оксфорда. Два года спустя несколько модернизированный в смысле выделения подзон среднего оксфорда, этот вариант региональной шкалы вошел в работу “Юрские аммонитовые зоны Советского Союза”, опубликованную в 1988 г. в специальном сборнике Геологического общества Америки (The Jurassic Ammonite..., 1988). Там он был представлен в следующем виде (табл. 2).

В таком виде предложенное зональное расчленение оксфорда Русской платформы вошло в унифицированную стратиграфическую схему и было скоррелировано с общей шкалой. При этом

Таблица 1. Проект стратиграфического расчленения оксфордских отложений Московской синеклеизы (1985 г.)

Общая шкала			Региональная шкала Русской платформы		Местные стратиграфические подразделения Московской синеклизы
Ярус	Подъярус	Зона	Лона по аммонитам	Лона по фораминиферам	
Оксфордский	Верхний	Ringsteadia pseudocordata	Amoeboceras novoselkense	Epistomina uhligi-Lenticulina russiensis	Ермолинская свита (часть)
		Decipia decipiens	Amoeboceras alternans		Коломенская толща
		Perisphinctes cautisnigrae			
	Средний	Gregoryceras transversarium	Amoeboceras alternoides	Ophthalmidium strumosum	Подмосковная свита
		Perisphinctes plicatilis			
		Cardioceras cordatum	Cardioceras cordatum		
	Quenstedtoceras mariae	Quenstedtoceras mariae			

Таблица 2. Схемы зонального деления бореального среднего-верхнего оксфорда

Подъярус	Месежников (Русская платформа)		Sykes, Callomon (1979), Шотландия	
	Зона	Подзона	Зона	Подзона
Верхний	Amoeboceras ravni		Amoeboceras rozenkrantzi	Amoeboceras bauhini
			Amoeboceras regulare	Amoeboceras marstonense
	Amoeboceras serratum	Amoeboceras serratum	Amoeboceras serratum	Amoeboceras serratum
		Amoeboceras koldeweyensis		Amoeboceras koldeweyensis
	Amoeboceras alternoides	Amoeboceras alternoides	Amoeboceras glosense	Amoeboceras glosense
		Amoeboceras ilovaiskii		Amoeboceras ilovaiskii
Средний	Cardioceras tenuiserratum	Cardioceras (Miticardioceras) spp.	Cardioceras tenuiserratum	Cardioceras blakei
		Cardioceras zenaidae		Cardioceras tenuiserratum
	Cardioceras densiplicatum	Cardioceras densiplicatum	Cardioceras densiplicatum	Cardioceras maltonense
		Cardioceras popilaniense		Cardioceras vertebrale

была допущена существенная ошибка. При разработке стратиграфической схемы верхней юры Бореальной области Сайкс и Кэлломон, которые как и М.С. Месежников были сторонниками совмещения границы среднего и верхнего оксфорда с первым появлением представителей рода *Амoeбoceras*, подчеркивали диахронность положения этого рубежа в рассматриваемой биогеографической провинции (остров Скай на северо-западе Шотландии) и в Суббореальном поясе, где расположен стратотипический разрез оксфорда (Южная

Англия). Автоматическое совмещение М.С. Месежниковым границы среднего и верхнего оксфорда общей шкалы с рубежом зон *Cardioceras tenuiserratum* и *Амoeбoceras alternoides* Бореальной области определило корреляцию подмосковной свиты не только со средним оксфордом, но и с подзоной *Амoeбoceras ilovaiskii* верхнего оксфорда.

Необоснованность предложенного М.С. Месежниковым совмещения стратиграфического уровня, на котором в Бореальном поясе появляются первые представители рода *Амoeбoceras*, с

Таблица 3. Сопоставление среднего и нижней части верхнего оксфорда Субсредиземноморской, Суббореальной и Бореальной областей по М.С. Месежникову (1989) с дополнениями.

Субсредиземноморская область			Суббореальная область			Бореальная область		
Подъярус	Зона	Подзона	Подъярус	Зона	Подзона	Подъярус	Зона	Подзона
Верхний	Perisphinctes bifurcatus		Верхний	Perisphinctes cautisnigrae	Perisphinctes cautisnigrae	Верхний (по М. С. Месежникову)	Amoeboceras serratum	Amoeboceras koldeweyense
Средний	Gregoryceras transversarium	Larchellia schilli	Средний	Perisphinctes pumilis	Amoeboceras nunningtonense		Amoeboceras alternoides	Amoeboceras alternoides
		Perisphinctes parandieri			Perisphinctes parandieri			Amoeboceras ilovaiskii
	Perisphinctes plicatilis	Perisphinctes antecendens		Perisphinctes plicatilis	Perisphinctes antecendens		Средний (по М. С. Месежникову)	Cardioceras tenuiserratum
						Cardioceras vertebrale		Cardioceras densiplicatum
Нижний	Cardioceras cordatum		Нижний	Cardioceras cordatum	Cardioceras cordatum	Нижний	Cardioceras cordatum	Cardioceras cordatum

границей среднего и верхнего оксфорда общей шкалы была отражена в особом мнении А.Г. Олферьева в Объяснительной записке к унифицированной схеме (Унифицированная стратиграфическая..., 1993). По исследованиям Р.М. Сайкса и Д.Г. Кэлломена (Sykes, Callomon, 1979), в эталонном для Бореальной области разрезе оксфорда на острове Скай аммониты *Amoeboceras ilovaiskii* (Sok.) были встречены в слоях, подстилающих подзону *Amoeboceras nunningtonense*. Последняя отвечает верхам зоны *Perisphinctes pumilis*, которая в свою очередь является возрастным аналогом стандартной зоны *Gregoryceras transversarium* среднего оксфорда. Следовательно подзона *Amoeboceras ilovaiskii*, где впервые на Русской платформе появляются представители этого рода кардиоцератин, не может принадлежать верхнему оксфорду. Последний следует начинать либо с подзоны *Amoeboceras alternoides*, если считать ее вслед за М.С. Месежниковым эквивалентом шотландской подзоны *Amoeboceras glosense*, либо с зоны *Amoeboceras serratum*. Первая точка зрения была высказана П. Ханцпергю с соавторами (Hantzpergue et al., 1998), которые совмещают с границей среднего и верхнего оксфорда рубеж подзон *Amoeboceras ilovaiskii* и *A. glosense*. Вторая точка зрения принадлежит П.А. Герасимову (1992), который подзоны *Amoeboceras ilovaiskii* и *A. alternoides* отнес к среднему оксфорду.

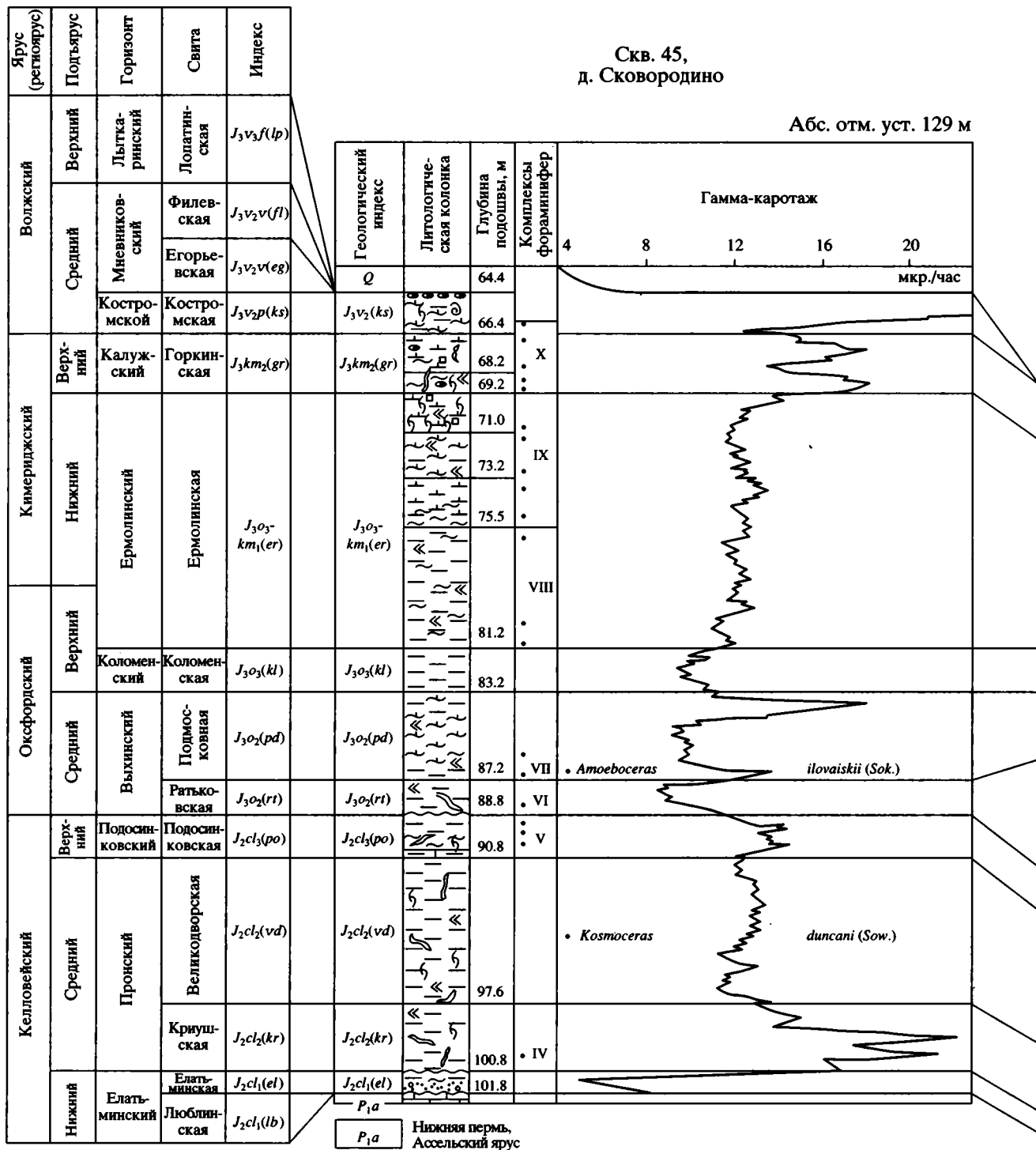
Неправомомерность принятой корреляции была, очевидно, понятна и самому М.С. Месежникову, поскольку в своей монографии, вышедшей из печати за месяц до его безвременной кончины (Месежников и др., 1989), он дает уже более корректное сопоставление среднего и нижней части верхнего оксфорда Субсредиземноморской, Суббореальной и

Бореальной областей, воспроизведенное здесь с дополнениями в таблице 3.

Из этой таблицы видно, что граница “верхнего” и “среднего”, по М.С. Месежникову, оксфорда совпадает с рубежом зон *Gregoryceras transversarium* и *Perisphinctes plicatilis* Субсредиземноморской провинции. В то время как объем среднего оксфорда и в Международной шкале, и в принятой на Межведомственном региональном стратиграфическом совещании стратиграфической схеме юры Русской платформы (Унифицированная стратиграфическая..., 1993) определен совокупностью именно этих зон.

Анализируя предложенное М.С. Месежниковым зональное расчленение “среднего” оксфорда, нельзя не признать большой заслуги возглавляемого им коллектива палеонтологов как в уточнении и детализации стратиграфической схемы бореального оксфорда, так и в выявлении закономерности распределения характерных аммонитов в рассматриваемом возрастном интервале юры Русской платформы. Особенно это касается тонко- и густоребристых кардиоцератид, принадлежащих видам *Cardioceras tenuicostatum* (Nik.) и *C. tenuistriatum* Boriss., часто встречающихся в оксфорде Русской платформы. Ранее считалось, что эти виды принадлежат зоне *Cardioceras cordatum* нижнего оксфорда. На самом деле М.С. Месежниковым с соавторами было установлено, что первое появление этих форм отмечается только в зоне *Cardioceras densiplicatum* среднего оксфорда. Благодаря работе 1989 г. было четко определено положение границы между нижним и средним оксфордом на Русской платформе и примерный объем последнего (исключая лишь пограничные слои среднего и верхнего оксфорда). Одновре-

Скв. 45,
д. Сковородино



Положение ратьковской и подмосковной свит выхинского горизонта в разрезе юрских отложений

1 – трепел; 2 – опока; 3 – глина; 4 – алевроит; 5 – песок; 6 – песчаник; 7 – мергель; 8 – мел; 9 – известняк; 10: а – галька, б – щебень; 11 – фосфориты: а – конкреции, б – галька; 12 – оолиты; 13 – конкреции сидерита; 14 – глауконит; 15 – пирит; 16 – ожелезнение; 17 – слюдистость; 18 – известковистость; 19 – битуминозность; 20 – обломки обугленной древесины; 21 – растительные остатки; 22 – биотурбации; 23 – водоросли; 24 – аммониты; 25 – белемниты; 26 – брахиоподы; 27 – иноцерармы; 28 – прочие двустворчатые моллюски; 29 – гастроподы; 30 – губки.

Комплексы фораминифер: IV – *Lenticulina culttratiiformis* – *Lenticulina pseudocrassa*; V – *Lenticulina tumida* – *Epistomina elschankaensis*; VI – *Ophthalmidium sagittum* – *Epistomina volgensis*; VII – *Ophthalmidium strumosum* – *Lenticulina brestica*; VIII – *Epistomina uhligi* – *Lenticulina russiensis*; IX – *Epistomina praetariensis* – *Lenticulina kuznetsovae*; X – *Pseudolamarckina pseudorjasanensis* – *Haplophragmium monstratus* и XIII – *Lenticulina infravolgaensis* – *Saracenaria pravoslavlevi*.

Скв. 118,
д. Ратьково

Абс. отм. уст. 157 м

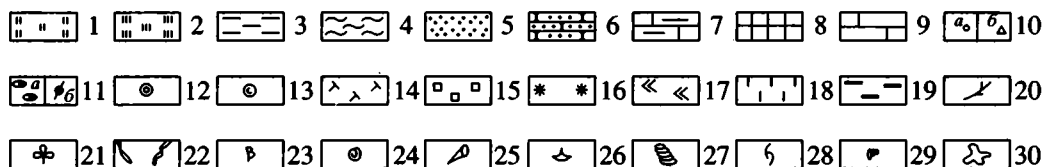
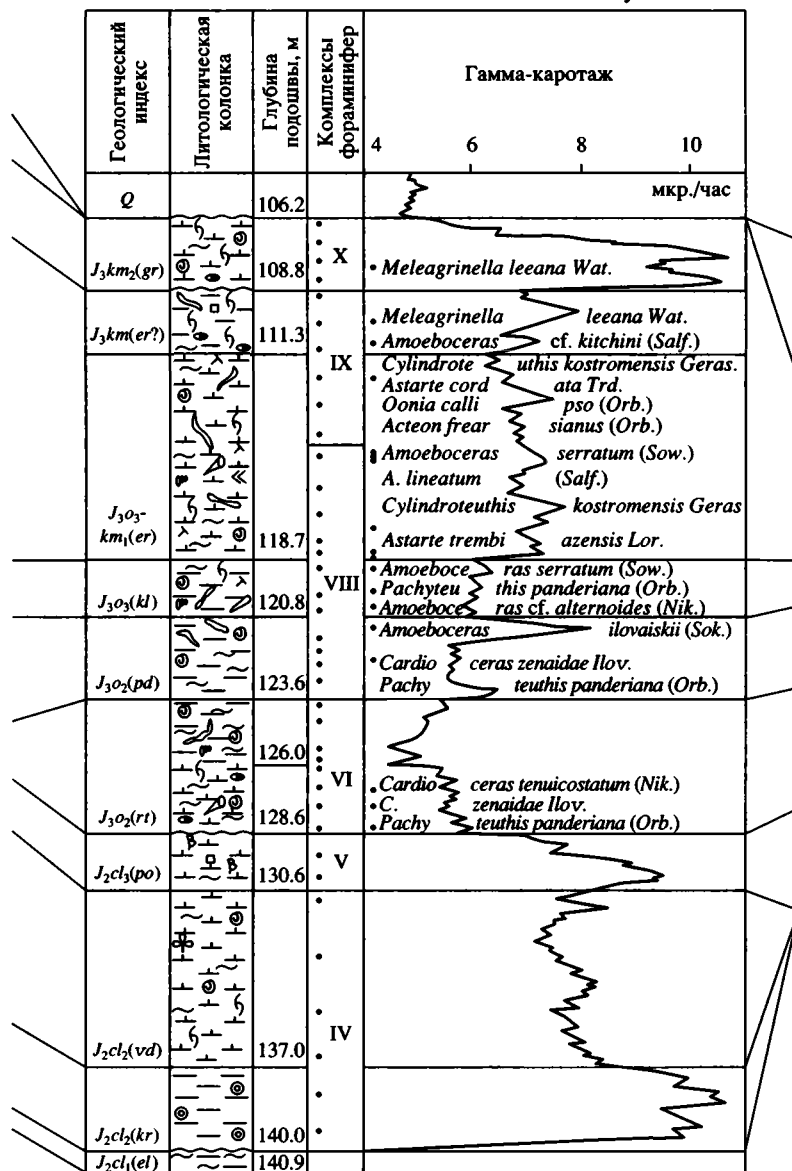


Рисунок. Продолжение.

менно в этой же монографии приведены результаты изучения фораминифер, выполненные А.Я. Азбель. Ею было установлено, что смена "нижнеоксфордского" комплекса *Ophthalmidium sagittum* – *Epistomina volgensis* на "среднеоксфордский" *Ophthalmidium strumosum* – *Lenticulina brestica* совсем не совпадает с границей подъярусов, а

приурочена к рубежу между зонами *Cardioceras densiplicatum* и *Cardioceras tenuiserratum* среднего оксфорда. Это существенное уточнение в расчленении оксфорда по фораминиферам, не вошедшее в региональную стратиграфическую схему юры Русской платформы при ее утверждении в 1989 г., было внесено в процессе подготовки ма-

Скв. 076,
ж. д. ст. Вешняки

Абс. отм. уст. 153.7 м

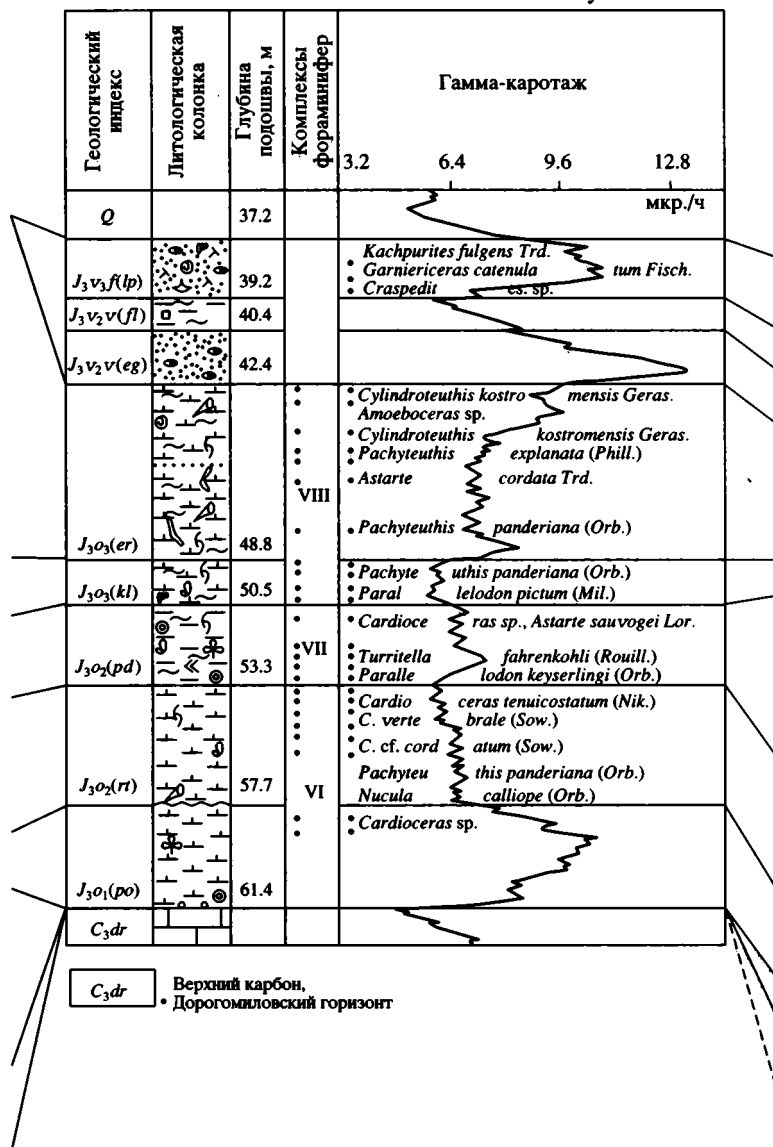


Рисунок. Продолжение.

териалов к публикации. Одновременно в соответствии с коррекцией региональной части схемы было изменено и положение границы между подмосковной и подосинковской свитами, которые имеют четкую микрофаунистическую характеристику. В результате стратиграфический объем подосинковской свиты, которая в соответствии с решением Межведомственного стратиграфического совещания по стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений, состоявшегося 29 февраля 1988 г., соответствовала верхнему келловею и нижнему оксфорду, был расширен за счет включения в ее состав зоны *Cardioceras densiplicatum* среднего оксфорда.

Проведенные в последние годы работы показали нецелесообразность расширения возрастно-

го объема подосинковской свиты, так как оксфордская часть разреза, соответствующая зоне *Cardioceras densiplicatum*, заметно отличается от подосинковских тонкоотмученных тонкодисперсных глин. Она сложена серыми и светло-серыми алевритистыми, слабо слюдистыми, интенсивно биотурбированными глинами, своим внешним обликом напоминающими верхнеоксфордскую коломенскую толщу. Довольно часто в глинах отмечается тонкораздробленный раковинный детрит, обильные отпечатки и пиритизированные ядра мелких тонкорребристых аммонитов, пиритизированные растительные остатки и трещины, vyplненные пиритом, впоследствии частично или полностью окисленным. Ее верхняя граница с

Скв. 077,
ж. д. ст. Выхино

Абс. отм. уст. 152 м

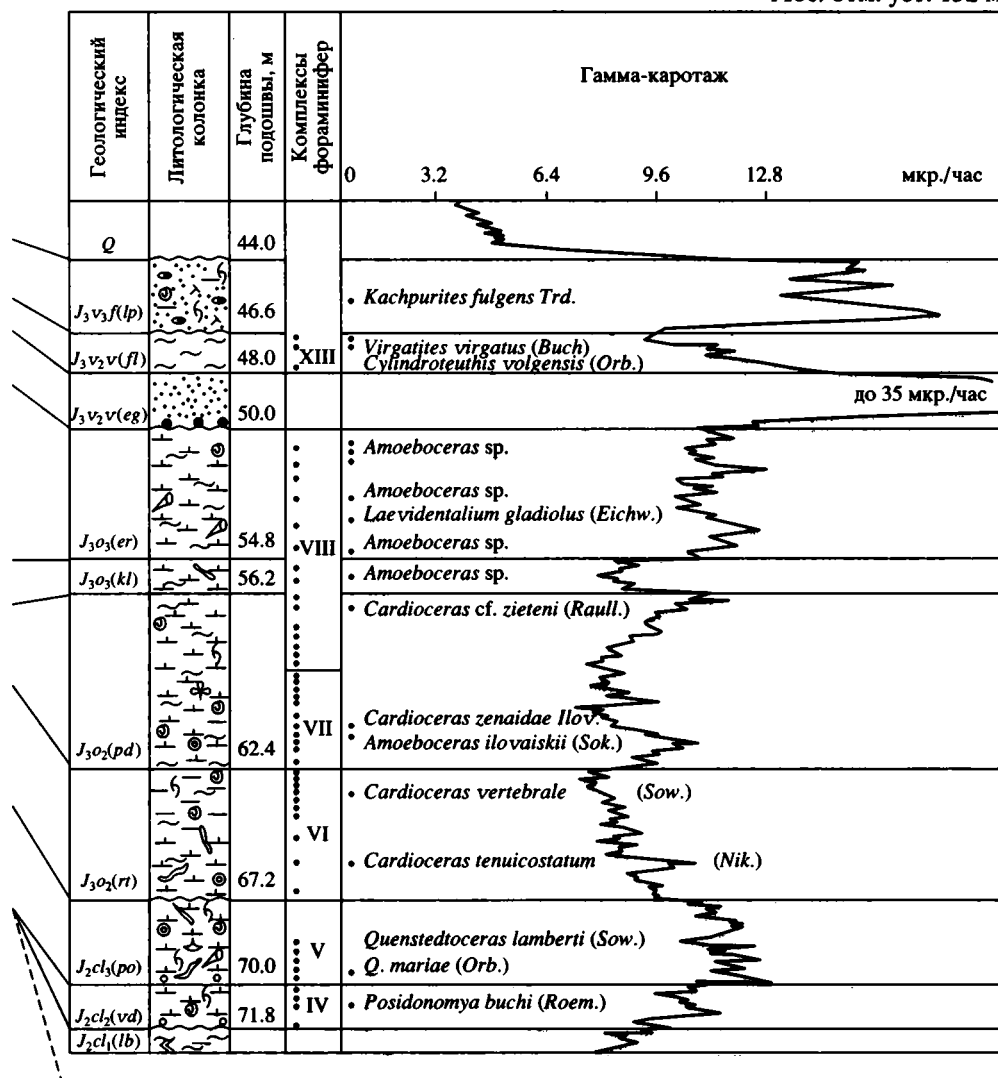


Рисунок. Окончание.

подмосковной свитой в полных разрезах проводится по подошве пласта плитчатых битуминозных или битуминизированных глин и четко выражается на диаграммах гамма-каротажа своей аномально низкой активностью. Рассматриваемая часть разреза выделена в ратьковскую свиту. Свое название она получила по д. Ратьково Сергиев-Посадского района Московской области, где была вскрыта в интервале 123.6–128.6 м скважины 118. Этот разрез выбран за стратотип свиты. На рисунке продемонстрирована корреляция полных разрезов юры, где присутствует ратьковская свита, с данными гамма-каротажа и палеонтологическим обоснованием. Скважины 45 (Скворородино) и 118 (Ратьково) пройдены на севере Сергиев-Посадского района; скважины 076 (Вешняки) и 077 (м. Выхино) – на восточной окра-

ине г. Москва. Определение фораминифер выполнено А.Я. Азбель и Л.М. Осиповой, моллюсков – П.А. Герасимовым.

К ратьковской свите принадлежит слой 2, описанный П.А. Герасимовым (1996) в известном, неоднократно публиковавшемся, но ныне не существующем разрезе карьера Камушки в Москве. Выделение ратьковской свиты было поддержано на расширенном заседании бюро секции юры и мела Региональной Межведомственной стратиграфической комиссии (РМСК) по Центру и Югу Русской платформы 19 января 1998 г. и согласовано с бюро РМСК.

Ратьковскую и подмосковную свиты целесообразно объединить в выхинский горизонт, который должен отвечать приблизительно (а по на-

Таблица 4. Положение выхинского горизонта в региональной шкале Русской платформы

Ярус	Подъярус	Региональная шкала (1993)				Местные подразделения (свита)	Подъярус (данная статья)	
		Зона по аммонитам	Подзона по аммонитам	Зона по фораминиферам	Горизонт			
Оксфордский	Верхний	Amoeboceras alternoides	Amoeboceras alternoides	Epistomina uhlgi – Lenticulina russiensis	Коломенский	Коломенская	Верхний	
			Amoeboceras ilovaiskii	Ophthalmidium strumosum – Lenticulina brestica	Выхинский	Подмосковная	Средний	
	Средний	Cardioceras tenuserratum	Cardioceras (Miti-cardioceras) spp.					
			Cardioceras zenaidae					
	Cardioceras densiplicatum	Cardioceras densiplicatum	Ophthalmidium sagittum – Epistomina volgensis					Ратьковская
		Cardioceras popilaniense						
	Нижний	Cardioceras cordatum		Подосинковский (часть)	Подосинковский (часть)	Нижний		

шим представлениям точно) среднему оксфорду. Свое название стратон получил от железнодорожной станции Выхино, вблизи которой скважиной 077 в интервале 56.2–67.0 м был вскрыт разрез, выбранный в качестве стратотипического. Соотношение горизонта и обеих свит с региональной шкалой приведено в таблице 4.

Одновременно с выделением выхинского горизонта по предложению, рассмотренному на том же расширенном заседании бюро секции юры и мела (19 января 1998 г), объем подосинковского горизонта был ограничен верхним келловеем и нижним оксфордом, а подмосковный горизонт упразднен. Это решение, одобренное на расширенном заседании бюро РМСК, было утверждено Постоянной комиссией по юрской системе МСК России 30 января 1998 г.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 97-05-64884).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Герасимов П.А. Юрская система // Геология СССР. Т. IV. Центр Европейской части СССР. М.: Недра, 1971. С. 373–416.

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

Герасимов П.А., Митта В.В., Кочанова М.Д. и др. Ископаемые келловейского яруса Центральной России. М.: ВНИГНИ, МосГорСЮН, 1996. 126 с.

Григалис А.А., Азбель А.Я., Алиева Д.Г. и др. Биостратиграфия юрских отложений СССР по фораминиферам. Вильнюс: Мокслас, 1982. 171 с.

Зоны юрской системы в СССР / Отв. ред. Крымгольц Г.Я. Л.: Наука, 1982. 192 с.

Месежников М.С., Калачева Е.Д., Ротките Л.М. Распределение аммонитов в средне-верхнеоксфордских отложениях р. Унжи (Макарьевский опорный разрез) // Юрские отложения Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 145–154.

Месежников М.С., Азбель А.Я., Калачева Е.Д. и др. Средний и верхний оксфорд Русской платформы. Л.: Наука, 1989. 183 с.

Решения Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Гостоптехиздат, 1962. 89 с.

Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы. С-Пб.: ВНИГРИ, Роскомнедра, 1993. 72 с.

Hantzpergue P., Baudin F., Mita V. et al. Le Jurassique superieur du bassin de la Volga: biostratigraphie des faunes d'ammonites et correlations avec les zonation standards europeennes // C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planetes. 1998. 326. P. 633–640.

Hantzpergue P., Baudin F., Mita V. et al. The Upper Jurassic of the Volga basin: ammonite biostratigraphy and occurrence of organic – carbon rich facies. Correlation between boreal – subboreal and submediterranean provinces // Crasquin-Soleau S. et Barrier E. (eds). Peri-Tethys. Memour 4: Epicratonic basins of Peri-Tethyan platform. Mem. Mus. natur. Hist. nat., 1998. V. 179. P. 9–33.

The Jurassic Ammonite Zones of the Soviet Union. Edited Krymholts et al. // Geological Society of America, V. Series: Special papers. P. 116.

Sykes R.M., Callomon J.H. The Amoeboceras zonation of the Boreal Upper Oxfordian // Palaeontology. 1979. V. 22. Pt. 4. P. 839–903.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 56(116.2):571.762.33(470.4)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ ЛЕКТОСТРАТОТИПА ВОЛЖСКОГО ЯРУСА У Д. ГОРОДИЩЕ (СРЕДНЕЕ ПОВОЛЖЬЕ)

© 2001 г. В. С. Вишневская*, Е. Ю. Барабошкин**

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН,
109180, Москва, Старомонетный пер., 22. Россия

**Московский государственный университет, 119899, Москва, Воробьевы горы, Россия

Поступила в редакцию 27.10.98 г., получена после доработки 02.03.2000 г.

На основе детального переизучения лектостратотипического разреза волжского яруса у д. Городище (Ульяновская область) и близлежащих разрезов верхнего кимериджа – нижней волги (с. Дубки) установлена радиоляриевая ассоциация с *Parvicingula jonesi*, соответствующая аммонитовым зонам *sumodose* и *eudoxus* кимериджа. В нижневолжской аммонитовой зоне *klimovi* в радиоляриевом комплексе доминирует вид *Parvicingula blowi*. В зонах *sokolovi* и *pseudoscythica* также преобладают представители рода *Parvicingula*.

В верхах средневолжской подзоны *Zarajskites zarajskensis*, зоны *Dorsoplanites panderi* определен богатый радиоляриевый комплекс с *Parvicingula haeckeli*. Поздневолжская радиоляриевая ассоциация из аммонитовой зоны *subditus* характеризуется многочисленными *Stichocapsa devorata* и очень близка к Североморской. В отличие от кимеридж-титонских радиоляриевых ассоциаций Кавказа, изученные комплексы являются типично бореальными.

Установлена зона *Virgatites gerassimovi* и уточнен объем зон *Virgatites virgatus* и *Epivirgatites nikitini* средневолжского подъяруса; верхневолжская зона *Kachpurites fulgens* разделена на подзоны, а детальное изучение фосфоритового горизонта на границе волжского и готеривского ярусов не подтвердило присутствия верхнего берриаса и нижнего валанжина даже в переотложенном состоянии.

Ключевые слова. Кимериджский и волжский ярусы, Поволжье, зона, конденсация, аммониты, радиолярии.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время снова возрос интерес к волжским и кимериджским высокобитуминозным слоям Поволжья и Заволжья (Центральные районы..., 1984; Букина и др., 1987; Кулева и др., 1992, 1996; Boudin et al., 1996; Sedaeva, Vishnevskaya, 1995; Vishnevskaya, 1998; Hantzpergue et al., 1998, Туров, 1998).

Сходные битуминозные верхнеюрские породы хорошо известны вдоль приуральской окраины Баренцево-морско-Печорской впадины (как горючие сланцы) и в Западной Сибири, где они являются основной составляющей баженовского продуктивного горизонта (Брадучан и др., 1986; Брадучан и др., 1989; Козлова, 1971; Kozlova, 1994), а также в Северном море (Dyer, Copestake, 1989). Особый интерес вызывает проблема происхождения волжской сланцевой толщи, а также проблема стратиграфической корреляции волжского яруса Бореальной провинции с его аналогами в провинции Тетис.

Автором волжского яруса является С.Н. Никитин (1881), а лектостратотип его был выбран П.А. Герасимовым и Н.П. Михайловым (1966). Долгое время считалось, что волжский ярус по своему объему отвечает титонскому ярусу сред-

земноморской области (Зоны..., 1982). В настоящее время многие исследователи склоняются к мнению о соответствии верхневолжского подъяруса (в полном или неполном объеме) нижнему берриасу (Casey, 1973; Кейси, Месежников, Шульгина, 1977; Hoedemaeker, 1987; Сей, Калачева, 1997; Baraboshkin, 1999 и др.). Именно эта точка зрения была принята МСК (Жамойда, Прозоровская, 1997) для территории России. В силу этих обстоятельств переизучение лектостратотипа волжского яруса на новом, детальном уровне, приобретает особый интерес.

Лектостратотип волжского яруса расположен ниже д. Городище на правом берегу р. Волги, в 25 км выше г. Ульяновска. Наиболее подробное описание разреза можно найти в работах А.П. Павлова (1884), Е.В. Милановского (1940), П.А. Герасимова и Н.П. Михайлова (1966), Г.И. Блома (Сводный путеводитель..., 1984), Г.В. Кулевой и др. (1992). В последней работе была обоснована стратиграфическая неполнота Городищенского разреза и для зоны *Dorsoplanites panderi* предложен новый гипостратотип в скважине 559 Перелюбского района (Заволжье).

Нижне-средневолжские отложения лектостратотипа по своему облику и условиям формирования являются продолжением кимериджской ча-

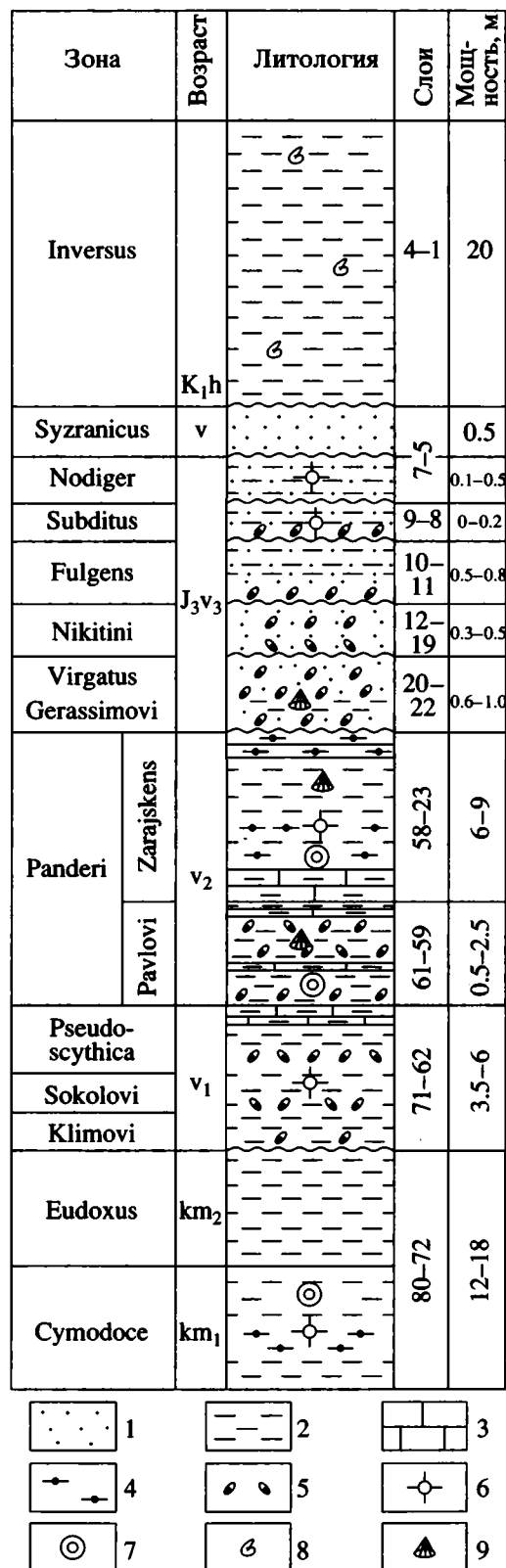


Рис. 1. Разрез Городище с указанием мест отбора радиолярий.

1 – песчаники; 2 – глины; 3 – известняки; 4 – горючие сланцы; 5 – галька; 6 – радиолярии; 7 – наннопланктон; 8 – аммониты; 9 – бехии.

сти разреза и поэтому их изучение необходимо проводить в контексте общего характера развития бассейна. Это дополняется теми обстоятельствами, что толща кимериджа также содержит высокобитуминозный горизонт в низах разреза (Hantzpergue et al., 1998) и тетические элементы среди фауны аммонитов (Герасимов, Михайлов, 1966, Сводный путеводитель..., 1984; Baudin et al., 1996; Hantzpergue et al., 1998). Наиболее полно верхний кимеридж выходит в районе д. Дубки, в 9–10 км выше Городищенского разреза.

Разрезы у д. Городище и д. Дубки изучались авторами во время полевых работ в 1995–1997 годах в самостоятельных экспедициях, а также совместно с сотрудниками Геологического института РАН, НИИ Геологии Саратовского государственного университета, Симбирской геолого-разведочной экспедиции Министерства природных ресурсов России.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАКРОФАУНЫ И РАДИОЛЯРИЙ

Кимериджские отложения (рис. 1) сложены светлыми слабоизвестковыми глинами с редкими пачками темноцветных битуминозных мергелей, содержащих до 15% органического вещества (Baudin et al., 1996). Радиоляриевый комплекс представлен в основном населяриями, среди которых резко преобладают представители рода *Parvicingula*. Количество этих форм составляет до 50–60% от общего количества радиолярий. Из-за плохой сохранности из нижнекимериджской части разреза до вида удалось определить только *Parvicingula jonesi* Pessagno, которая доминирует в комплексе. Сходный комплекс с преобладанием *P. jonesi* Pessagno был ранее отмечен в зоне сумодце нижнего кимериджа Северного моря (Dyer, Copestake, 1989).

Наряду с радиоляриями в нижнекимериджской части разреза, расположенного в 10 км к северу от д. Городище (разрез Мимей по Hantzpergue et al., 1998), были определены аммониты *Rasenia* cf. *cymodoce* (d'Orb.), *R. (= Zonovia) cf. uralensis* (d'Orb.) и другие, а также редкие бухии *Buchia concentrica* (Sow.) и двустворки (Hantzpergue et al., 1998). Комплекс фауны указывает на принадлежность этой части разреза к верхам нижнего кимериджа, зона *Rasenia cymodoce*.

Верхнекимериджская часть разреза (слои 80–72, что соответствует слоям 1–4 в путеводителе Центральные районы..., 1984 (ЦР)) изучалась непосредственно у санатория Дубки (6 км к северу от д. Городище), а также в самом разрезе Городище. Разрез сложен преимущественно светло-серыми карбонатными глинами с пиритовыми конкрециями, большая часть которых развита по раковинам крупных аммонитов. Здесь определены *Aula-*

costephanus eudoxus (d'Orb.), *A. contejeani* (Thur.), *A. cf. yo* (d'Orb.), *Pararasnienia hibridus* Ziegler, *Aspidoceras caletanum* (Opp.), *A. ex gr. quercynum* (Hantz.), *A. ex gr. longispinum* (Sow.), *Tolivericeras sevogodense* (Cont. et Hantz.) (Hantzpergue et al., 1998). Эта часть разреза соответствует зоне *Aulacostephanus eudoxus* верхнего кимериджа.

Ранее в лектостратотипическом разрезе Городище в глинах слоя 2 (по нумерации слоев в путеводителе экскурсий 27 МГК, Центральные районы..., 1984) были определены *Aulacostephanus eudoxus*, *A. sublacertus*, *Amoeboceras volgae*, *A. subtilicostatum*. Из радиолярий из-за плохой сохранности до рода нами определены только *Parvicingula*, среди которых диагностируем вид *Parvicingula jonesi* Pessagno. Вышележащая кимериджская часть разреза представлена светло-серыми карбонатными глинами и чередованием темно- и светло-серых глин. Здесь нами встречены *Aulacostephanus autissiodorensis* (Cott.), *A. undorae* (Pavl.), *A. volgensis* (d'Orb.) и *Virgataxioceras fallax* (Ilov.), указывающие на принадлежность к подзоне *Virgataxioceras fallax* зоны *Aulacostephanus autissiodorensis*.

Нижеволжский подъярус также представлен чередованием светлых и темных известковых глин (слои 71–62 = сл. 5–8 ЦР), содержащих фосфориты. Отсюда определены аммониты *Ilowaiskyia klimovi* (Ilov. et Flor.), *I. sokolovi* (Ilov. et Flor.), *I. pseudoscythica* (Ilov. et Flor.) и *Haploceras* sp., характеризующие зоны *Ilowaiskyia klimovi* – *Ilowaiskyia pseudoscythica* нижеволжского подъяруса. В радиоляриевом комплексе из аммонитовой зоны *klimovi* разреза Городище при преобладании рода *Parvicingula* доминирует вид *P. blowi* (Pessagno). Эта ассоциация наиболее близка к комплексу, описанному из зон *eudoxus* – *elegans* верхнего кимериджа – нижеволжского подъяруса Северного моря (Dyer, Copestake, 1989), что в принципе отвечает взглядам П. Ханцпергю и др. (Hantzpergue et al., 1998) о соответствии нижеволжского подъяруса верхам кимериджа. В глинах зон *sokolovi* и *pseudoscythica* находки радиолярий единичны, но в фосфатных конкрециях, приуроченных как правило, к эрозионным поверхностям, в изобилии встречаются представители рода *Parvicingula*.

Распределение фауны аммонитов в отложениях зоны *Dorsoplanites panderi* средневолжского подъяруса показало, что подзоны *Pavlovia pavlovi* (нижняя) и *Zaraiskites zarajskensis* (верхняя), установленные еще П.А. Герасимовым и Н.П. Михайловым (1966), выделяются достаточно четко по значительному преобладанию тех или других. Это противоречит взглядам В.В. Митты (1993), не разделяющего зону *panderi* на подзоны. В более южных разрезах волжского яруса (Кашпир, разрезы Саратовского Заволжья, Прикаспий) наблюдается обратная ситуация: *Zaraiskites* подавляюще преобладают. Данное явление может

быть обусловлено климатической зональностью волжского времени и возможным температурным контролем ареалов распространения аммонитов (Baraboshkin, 1999). Поэтому нам представляется целесообразным сохранить разделение зоны *panderi* на подзоны (по крайней мере, для Среднего – Верхнего Поволжья).

Подзона *pavlovi* (слои 61–59 = сл. 9 ЦР) представлена глинисто-карбонатными породами с маломощными горизонтами марказитовых и мелких фосфатных конкреций, приуроченных к эрозионным поверхностям. В пределах этой подзоны определены аммониты *Pavlovia* sp., *Dorsoplanites aff. panderi* (d'Orb.), *D. sp.*, *Zaraiskites cf. tschernyschovi* (Mich.), *Z. cf. michalskii* Mitta, *Z. sp.*, многочисленные ростры белемнитов *Lagonibelus* (L.) *parvula* Gust., сконцентрированные, как правило, вдоль эрозионных поверхностей, а также фауна двустворок *Mesomiltha fischeriana* (d'Orb.), *Buchia russiensis* (Pavl.), *Oxytoma* sp., *Protocardia concinna* (Buch), *Gresslya alduini* (Fisch.), гастропод *Eucyclus* sp., *Apporhais* sp., брахиопод *Lingula* sp., *Russiella* sp., *Rhynchonella loxiae* (Fisch.); редкие *Laevidentium* sp. и "Serpula" sp.

Подзона *zarajskensis* (слои 58–23 = сл. 10–11 ЦР) содержит более разнообразный комплекс фауны. Она охватывает интервал, представленный ритмичным чередованием карбонатных глин, в подошве которых отмечается горизонт переотложения и растворения, а в верхах появляются черные битуминозные сланцы. В подзоне *zarajskensis* были установлены аммониты: *Zaraiskites cf. scythicus* (Vischn.), *Z. pilicensis* (Mich.), *Z. quenstedti* (Rouill. et Fahr.), *Z. stchukinensis*, *Dorsoplanites panderi* (d'Orb.), *Pavlovia* sp.; белемниты *Lagonibelus* (L.) *magnifica* (d'Orb.), *L. (Holcobeloides) volgensis* (d'Orb.), *L. (L.) cf. rosanovi* Gust.; двустворчатые моллюски *Astarte* sp., *Gresslya alduini* (Fisch.), *Buchia mosquensis* (Buch), *B. russiensis* (Pavl.), *Oxytoma* sp., *Mesomiltha fischeriana* (d'Orb.), *Nucula* sp., *Panopea* sp., *Limatula consobrina* (d'Orb.), *Liostrea plastica* (Trautsch.); гастроподы *Berlيريا maeotis* (Eichw.), *Eucyclus* sp.; скафоподы *Laevidentium* sp., брахиоподы *Lingula* sp., *Rhynchonella rouillieri* Eichw. и др. В верхних прослоях сланцев *Berlيريا maeotis* (Eichw.) подавляюще преобладают. Вместе с ними встречаются линзовидные скопления многочисленных раковин молодых аммонитов. Кровля глинистых сланцев сильно эродирована.

Изучение микрофауны из зоны *Dorsoplanites panderi* в пределах подзоны *Zaraiskites zarajskensis* позволило помимо многочисленных бентосных фораминифер (Даин, Кузнецова, 1976) и кокколитофорид (Никифорова, 1986) обнаружить богатый радиоляриевый комплекс, включающий *Orbiculiforma ex gr. mclaughlini* Pessagno, *Stichocapsa ? devorata* (Rust), *Phormocampe favosa* Khudyaev,

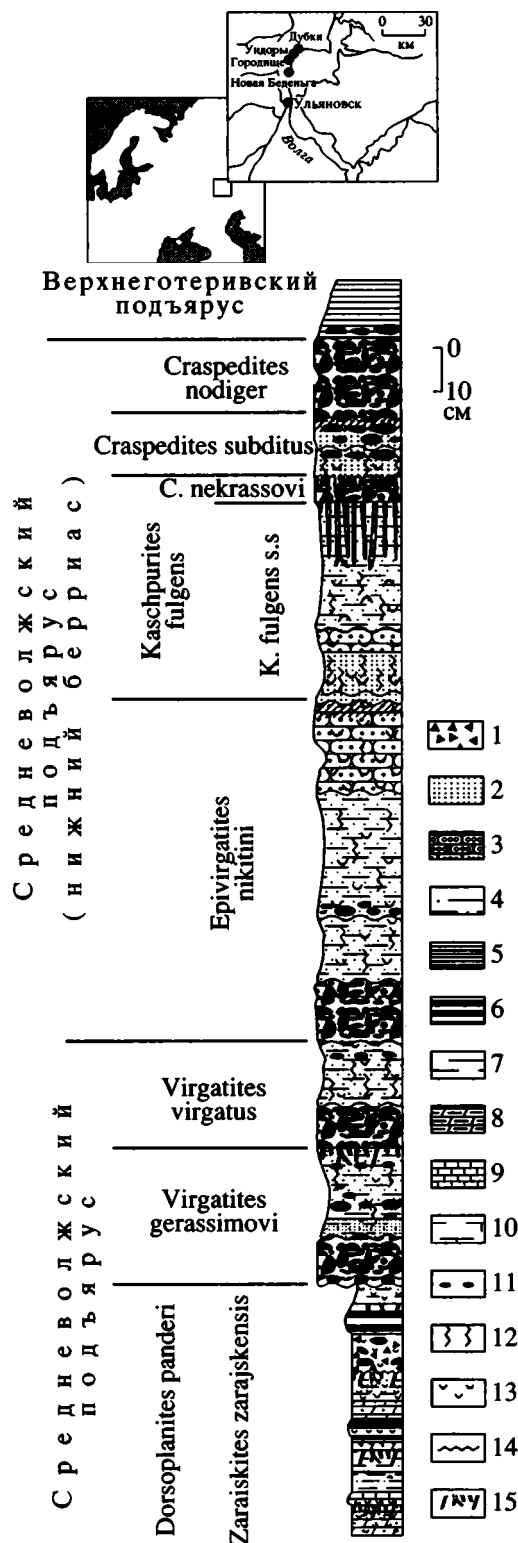


Рис. 2. Детальный разрез верхней части волжского яруса.

1 – брекчии; 2 – пески; 3 – песчаники; 4 – алевроиты; 5 – глины; 6 – горючие сланцы; 7 – аргиллитоподобные глины; 8 – мергели, глинистые мергели; 9 – известняки; 10 – карбонатные глины; 11 – фосфориты; 12 – биотурбации; 13 – раковинный детрит; 14 – эрозийные поверхности; 15 – “рыхлое дно”.

Parvicingula hexagonata (Heitzer), *P. cristata* Kozlova, *P. conica* (Khabakov), *P. aff. alata* Kozlova, *P. multipora* (Khudyayev), *P. haeckeli* (Pantanelli), *P. aff. spinosa* (Grill & Kozur), *Plathycryphalus ? pumilus* Rust, *Lithocampe cf. terniseriata* Rust. Как в кимериджских и ранневолжских ассоциациях, здесь резко преобладают представители рода *Parvicingula*, который является характерным видом бореальной провинции. Виды этого рода (фототаблица) составляют более 50% комплекса.

Вышележащий интервал (слои 22–21 = сл. 12–13 ЦР) относится нами к зоне *Virgatites gerassimovi*, установленной В.В. Миттой (1993) в ранге подзоны. Повысить ранг этого подразделения, на наш взгляд, позволяет то обстоятельство, что оно достаточно широко распространено (центральные области Русской плиты, Среднее Поволжье и Заволжье) и не содержит *Virgatites virgatus* s.s. В лектостратотипе эта зона сильно сконденсирована, представлена слоем кварц-глауконитового рыхлого песчаника с окатанными гальками фосфоритов и с поверхностью “рыхлого дна” в кровле. В гальках базального фосфоритового конгломерата встречаются переотложенные *Zaraiskites cf. scythicus* (Vischn.) и *Pavlovia* sp., а также многочисленные переотложенные радиоларии, отмеченные ранее в глинах подзоны *zarajskensis*. Окатанные и переотложенные обломки обоих зональных видов *Virgatites gerassimovi* Mitta и *Virgatites virgatus* (Buch) совместно с *Mesomiltha* sp. и рострами *Lagonibelus* (H.) *volgensis* (d’Orb.) были встречены в фосфоритовых гальках нескольких генераций (слой 20). Таким образом, зона *gerassimovi* устанавливается по положению в разрезе и на основании переотложенных находок вида-индекса в подошве вышележащей зоны. Мощность зоны *gerassimovi* 0.35–0.45 м (рис. 2).

Зона *Virgatites virgatus* (слои 20–21 = сл. 13–14 ЦР) начинается, как уже отмечалось, фосфоритовым конгломератом и надстраивается слоем зеленатого биотурбированного кварц-глауконитового глинистого песчаника с конкрециями пирита. Кровля этого слоя размыта. Зона охарактеризована находками вида-индекса и имеет мощность 0.25–0.55 м (рис. 2).

Зона *Epivirgatites nikitini* (слои 19–12 = сл. 15 ЦР) представлена серыми биотурбированными известковыми песчаниками, содержащими в основании прослой фосфоритового конгломерата с переотложенными *Virgatites virgatus* (Buch), *V. pusillus* (Mich.) и *V. pallasianus* (Mich.). Внутри зоны присутствует несколько эрозийных поверхностей, к одной из которых (основание слоя 17) приурочен мелкогалечный фосфоритовый конгломерат. Остатки крупных и гигантских аммонитов *Epivirgatites bipliciformis* (Nikitin) и *E. nikitini* (Mich.) присутствуют в более высоких частях разреза зо-

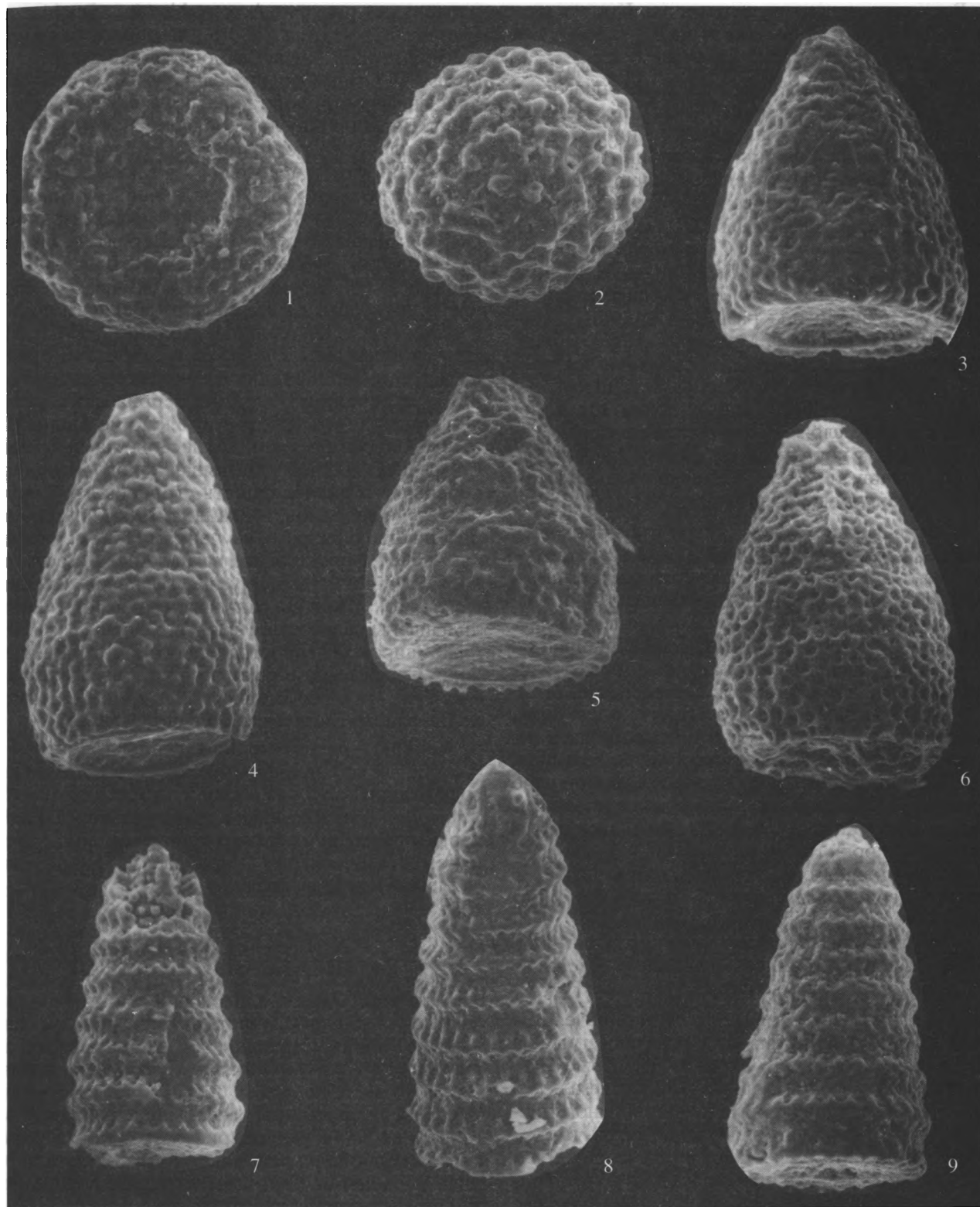


Таблица. Радиоларии из волжского яруса разреза Городище.

1 – *Orbiculiforma* ex gr. *mclaughlini* Pessagno; 2 – *Praeconocaryomma* sp.; 3 – *Stichocapsa devorata* (Rust); 4 – *Parvicingula hexagonata* (Heitzer); 5, 6 – *P. cristata* Kozlova; 7–9 – *P. aff. alata* Kozlova.

Увел. 1–9 – 400. Распространение по разрезу: 1–7 – верхневолжский подъярус, 8, 9 – средневолжский подъярус.

ны. Радиолярии здесь не встречены. Кровля размыта и обохрена, мощность зоны 0.3–0.5 м.

Выше (слои 11–10 = сл. 16–17 ЦР) с размывом залегают верхневолжские (нижнеберриасские) глинистые песчаники зоны *Kachpurites fulgens*. Песчаники содержат линзовидные глинистые горизонты и многочисленные эрозионные поверхности, к которым приурочены скопления ростров белемнитов. В верхах этого интервала встречены аммониты *Kachpurites fulgens* (Trautsch.) (слой 11), *Craspedites nekrassovi* Prig., *S. sp.*, двустворки *Buchia piochii* (Gabb), *B. sp.*, белемниты *Acroteuthis* (A.) *russiensis* (d'Orb.) и *A. (A.) mosquensis* (Pavl.) (слой 10). По аналогии с разрезом Кашпир (Герасимов, 1969, Герасимов, Михайлов, 1966), можно предположить присутствие двух подзон в зоне *fulgens* (Baraboshkin, 1999): *Kachpurites fulgens s.s.* (слой 11) и *Craspedites nekrassovi* (слой 10). К подошве и кровле слоя 10 приурочены поверхности “рыхлого дна” с норами ракообразных, уходящими вниз на глубину 10–30 см. Мощность зоны *fulgens*, по нашим данным, составляет 0.5–0.8 м (рис. 1, 2).

Перекрывающие слои кварц-глауконитовых песчаников (9–8 = сл. 17–18 ЦР) также залегают с размывом и в основании содержат окатанные гальки фосфатизированных песчаников с переотложенными груборебристыми *Kachpurites sp.*, двустворками *Buchia piochii* (Gabb), *B. sp.* и *Entolium sp.* В слое 8 встречены слабоокатанные фосфатизированные остатки аммонитов *Craspedites cf. okensis* (d'Orb.), которые наиболее типичны для зоны *Craspedites subditus*, хотя могут присутствовать и в верхах зоны *fulgens* (Герасимов, 1969, Baraboshkin, 1999). Представителей рода *Kachpurites* в этом слое не встречено. Отсюда же определены многочисленные белемниты *Acroteuthis* (A.) *mosquensis* (Pavl.), двустворки *Buchia piochii* (Gabb), *B. tenuicollis* (Pavl.). По-видимому, эту часть разреза следует относить к зоне *Craspedites subditus*, тем более, что предшественники (Герасимов, Михайлов, 1966) указывают отсюда находки вида-индекса зоны. Мощность зоны составляет, по нашим сведениям, 0.2 м, а ее кровля размыта (рис. 1, 2).

В слое 8 из известковистых глин определены радиолярии *Orbiculiforma sp.*, *Praeconocaryomma sp.*, *Parvicingula cristata* Kozlova, *P. alata* Kozlova, *P. blowi* (Pessagno), *Spinicingula sp.*, *Stichocapsa devogata* (Rust). Последняя форма особенно многочисленна. По морфологии она очень близка к морфотипу, описанному из Северного моря (Dyer, Copestake, 1989). Как и ниже по разрезу, среди радиолярий доминируют парвицингулиды, которые составляют здесь до 50–60%.

Слои 7–5 (= сл. 18–19 ЦР) представляют собой три прослоя фосфоритового конгломерата, залегающие друг на друге с размывом и бронирующие разрезы волжского яруса. В нижнем прослое конгломератов (0.12 м) содержатся много-

численные ростры *Acroteuthis sp.*, *Buchia sp.*, *Pleuromya peregrina* (d'Orb.) и переотложенные фосфоритовые ядра аммонитов *Craspedites cf. okensis* (d'Orb.). Средний слой (0.1 м) более рыхлый и на выветрелой стенке образует небольшую нишу. Верхний прослой конгломерата (0.1 м) наиболее плотный, состоящий из крупных блоков разрушенного “твердого дна”, а также из черного фосфорита. В этих блоках встречены фосфатизированные остатки *Craspedites parakaschpuricus* Geras. и *Buchia volgensis* (Lah.). Вероятно, именно из этого прослоя может происходить находка *Nikitinoceras* (= *Temnoptychites*) *mokschensis* (Bog.), часто цитируемая в литературе (Герасимов, Михайлов, 1966; Центральные районы..., 1984). Нами при длительных поисках в разрезах Городище и Сланцевый рудник (несколько километров ниже по течению Волги) ни берриасских, ни валанжинских аммонитов встречено не было. Поэтому описанные слои отнесены нами к зоне *Craspedites nodiger*. Учитывая многочисленные перерывы и линзовидность строения этой части разреза (Герасимов, Михайлов, 1966), вполне вероятно, что в разрезе, изученном П.А. Герасимовым и Н.П. Михайловым, валанжинская часть, относимая к зоне *Temnoptychites syzranicus* (нижний валанжин), могла сохраниться. В фосфоритах были найдены радиолярии вида *Parvicingula boesii* (Ragone), широко распространенного в титоне-валанжине Средиземноморского пояса. Ранее этот вид был отмечен нами (Вишневская и др., 1990) в титоне Западного Дагомыса (Большой Кавказ).

Венчают разрез черные глины (слои 4–1 = сл. 20 ЦР) с конкрециями сидерита и лимонита, содержащие крупные аммониты *Speetonicerias* (S.) *versicolor* (Trautsch.) и *S. (S.) subinversum* (M. Pavl.), характерных для верхнеготеривской зоны *Speetonicerias* (S.) *versicolor* (Чернова, 1951), ранее выделяемой как *S. inversus*.

ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСА РАДИОЛЯРИЙ

На нескольких стратиграфических интервалах совместно с карбонатной фауной обнаружены многочисленные находки кремневой микрофауны (радиолярии и спикулы кремневых губок). Важно отметить, что в пределах подзоны *zagajskensis* из верхов зоны *panderi* скелеты кремневого планктона – радиолярий встречены в одних слоях с карбонатным планктоном – кокколитофоридами и юными формами бентосных *Mesomiltha*, *Berleria* и нектонных аммонитов.

Хотя находки радиолярий отмечались ранее в кимериджских и волжских отложениях разреза Городище (Даин, Кузнецова, 1976), сам комплекс так и не был охарактеризован. Из разновозрастных отложений радиоляриевый планктон отмечался в Печорском бассейне и в баженовской свите Запад-

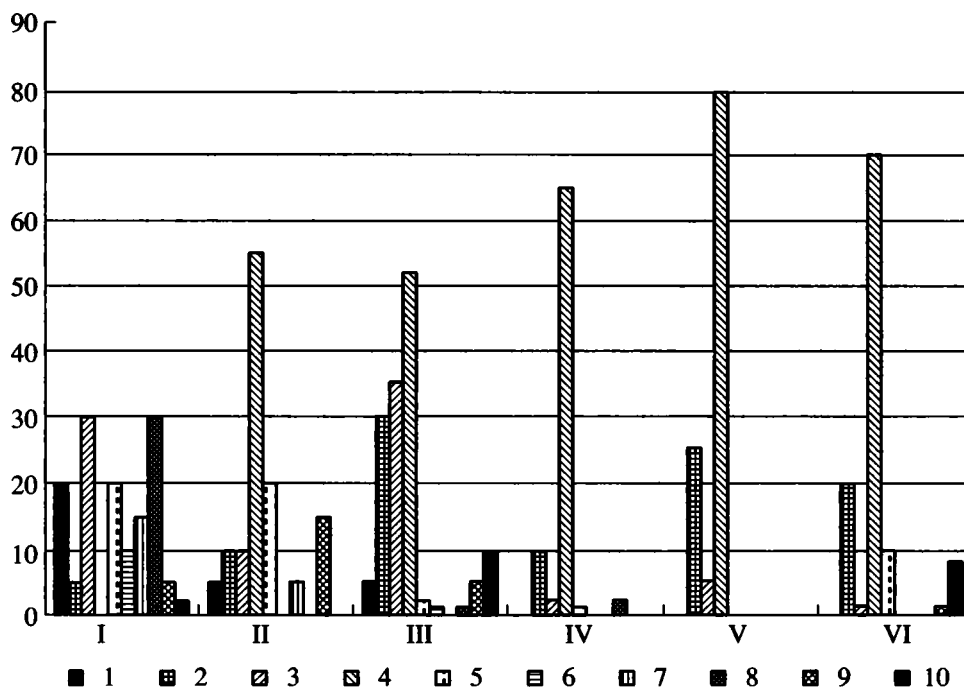


Рис. 3. Количественное распределение кимериджско-волжских и кимериджско-титонских радиолярий высоких таксонов из различных регионов. Гистограммы построены с учетом максимальных содержаний того или иного таксона. Так, например, если род *Ristola* составляет в Альпах от 5 до 15%, то на гистограмме показано максимальное содержание, т.е. 15%.

I–VI – регионы: I – Альпы, II – Калифорния, III – Антарктида, IV – Поволжье, V – Баренцевоморский, VI – Берингово-морской.

Ряды: 1 – *Perispyridae*, 2 – *Orbiculiformidae*, 3 – *Pantanelidae*, 4 – *Parvicingula*, 5 – *Hsuidae*, 6 – *Xitidae*, 7 – *Ristola*, 8 – *Tethysetta*, 9 – *Napora*, 10 – *Amphipyndax*.

ной Сибири, где местами он образовал значительные скопления (Козлова, 1983; Kozlova, 1994).

Присутствие многочисленных радиолярий по всему разрезу Городище заставляет подвергнуть сомнению точку зрения о крайне мелководном и распресненном характере Волжского бассейна (Кулева и др., 1996). Наши данные, скорее всего, свидетельствуют в пользу точки зрения Н.М. Страхова, высказанной еще в 30-е годы (Страхов, 1936, 1937), о том, что бассейн был нормальным по солености и газовому режиму. В подтверждение этого Н.М. Страхов (1937) приводил реальный факт массового скопления различных раковин в горючих сланцах. Он писал, что действительно невозможно выбить из сланца даже незначительный кусок, на расколе которого не было бы признаков какой-либо органической формы, приводил данные о том, что еще А.Н.Розанов на площади в 1 м² насчитал 160 отпечатков *Orbiculoidea maeotis* Eichw.

В отличие от кимеридж-титонских радиоляриевых ассоциаций Кавказа (Вишневская и др., 1990), радиоляриевые комплексы из разреза Городище имеют большое сходство с бореально-атлантическими сообществами Северного моря (Dyer, Copestake, 1989), Баренцево-морско-Печерского региона (Козлова, 1983; Kozlova, 1994; Vish-

nevskaya, 1998) или аркто-бореальными ассоциациями севера Сибири (Вишневская, Малиновский, 1995), то есть характеризуются бореальным характером. Резкое преобладание в комплексе представителей рода *Parvicingula* является ярким показателем принадлежности к бореальной провинции (Pessagno et al., 1986; Hull, 1995; Kiessling, Scasso, 1996), что позволяет нам также пересмотреть точку зрения о тепловодном характере фауны из битуминозных волжских сланцев зоны *panderi* Среднего Поволжья (Кулева и др., 1996). Это полностью подтверждает выводы, полученные ранее по другим группам фауны и, в первую очередь, аммонитам (Брадучан и др., 1989; Брадучан и др., 1986; Герасимов, Михайлов, 1976; Даин, Кузнецова, 1976; Зоны..., 1982; Varaboshkin, 1999; Hantzpergue et al., 1998 и др.). Скорее всего, в разрезе Городище мы имеем бореальную фауну с единичными тепловодными элементами, что и затрудняет корреляцию волжского и титонского ярусов. Как известно, тепловодные титонские *Narloceras* встречены только в верхах зоны *panderi* Северного Прикаспия. В кровле зоны *panderi* Среднего Поволжья тетические аммониты исчезают полностью, только единичные кимериджские и

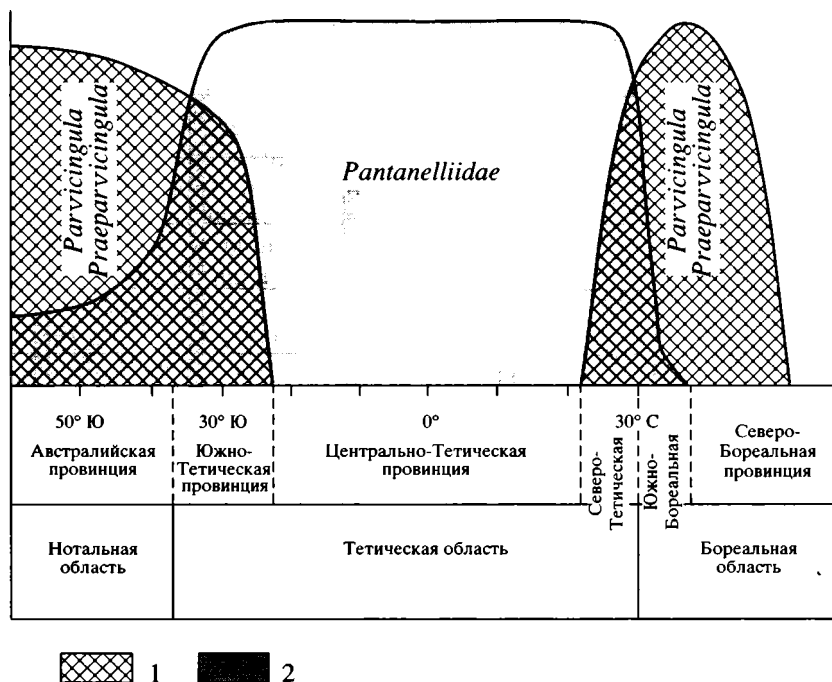


Рис. 4. Палеоширотная кривая количественного распределения радиоларий рода *Parvicingula* (1) и семейства *Pantaneliidae* (2) в различных провинциях (по Kiessling, Scacco, 1996).

раннетитонские тетические аммониты найдены в Среднем Поволжье (Репин, Рашван, 1995).

Постоянное присутствие парвицингулид, составляющих до 50–60% и более от всего состава радиоларий (рис. 3), являются хорошим индикатором зон апвеллинга (Вишневская, 1996) и бореального влияния (рис. 4). Из рис. 3 видно, что род *Parvicingula* в Баренцевоморском и Беринговоморском регионах составляет 70–80%, в Антарктиде и флишевых разрезах Калифорнии до 50% и более, а в Альпах не более 1%. Таким образом, гистограммы количественного распределения высоких таксонов радиоларий в низких и высоких широтах существенно различаются. Наибольшее сходство демонстрируют графики распределения радиоларий севера России. Радиоларийевые ассоциации северо-атлантической провинции (Баренцово море, Поволжье) обнаруживают большее сходство между собой, чем с радиоларийевыми ассоциациями тихоокеанской провинции (см. гистограммы распределения радиоларий в регионах: Калифорния, Антарктида, Берингово море), характер распределения последних имеет свои общие закономерности, которые проявляются в бимодальности и обязательном доминировании представителей рода *Parvicingula*.

Согласно палеотемпературным данным, полученным по белемнитам, сопутствующим радиолариям, в Северном, Печорском и Волжском (Городище) морях в кимериджское и волжское время температуры составляли около 14–17°C, в то вре-

мя как для волжского времени Прикаспийского моря определены температуры около 20°C (Riboulleau et al., 1998).

Спикулы губок из средневерхневолжских слоев разреза Городище представлены преимущественно короткими фрагментами известковых или кремнеугольных губок, но встречаются и тонкие длинные просвечивающие спикулы строго правильной геометрической формы стеклянных губок. Находки последних также подтверждают точку зрения о нормальной солености бассейна.

ВЫВОДЫ

Новые биостратиграфические данные, полученные по разрезу Городище, позволяют сказать следующее:

Установлена зона *Virgatites gerassimovi* и уточнен объем зон *Virgatites virgatus* и *Epivirgatites nititini* средневолжского подъяруса.

Верхневолжская (нижеберриасская) зона *Kachpurites fulgens* разделена на подзоны, прослеживаемые и в кашпирском разрезе; объем зоны также уточнен. Присутствие нижнего валанжина в городищенском разрезе не подтверждено.

На границе юры–мела (средняя/верхняя волга) имеет место смена доминанты в радиоларийевых ассоциациях, которая фиксируется преобладанием рода *Parvicingula* в юрской части разреза и *Stichocapsa* в меловой. Радиоларийевые ассоциации из Ульяновского Поволжья имеют большее сход-

ство с разновозрастными комплексами из Тихоокеанской провинции.

Наличие одних и тех же видов рода *Parvicingula* (*P. alata*, *P. conica*, *P. cristata*, *P. multipora*) в бореальном Баренцевоморско-Печорско-Западно-Сибирском бассейне и суббореальном Московско-Средне Волжском бассейне, а также общих видов рода *Parvicingula* (*P. hexagonata*, *P. spinosa*) и *Stichocapsa devorata* в бореальных разрезах Западной Европы (Heitzer, 1931; Dyer and Copestake, 1989) и Среднего Поволжья, подтверждает бореальный характер кимериджско-волжского бассейна Русской плиты и значительное или даже главное влияние Арктического моря или холодных арктических течений во время формирования кимериджских и волжских слоев разреза Городище.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 98-05-64195, 00-05-64301. Авторы благодарят геологов Г.А. Жукову (Симбирская геолого-разведочная экспедиция г. Ульяновска) и А.Г. Олферьева (Геосинтез, г.Москва) за оказанную помощь.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гулари Ф.Г. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, экосистема, нефтеносность) // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1986. Вып. 649. 217 с.

Брадучан Ю.В., Захаров В.А., Месежников М.С. Стратиграфия и условия образования битуминозных отложений верхней юры-неокома европейской части СССР и Западной Сибири // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Стратиграфия и палеонтология. М.: Наука, 1989. С. 108–115.

Букина Т.Ф., Яночкина З.А. Принципы типизации пород верхнеюрской сланценосной толщи Волжского бассейна // Литология, угленосность и рудогенез осадочных толщ Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. С. 31–34.

Вишневская В.С. Радиолярии Пери-Тетиса и их стратиграфическое значение // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 5. С. 638–641.

Вишневская В.С., Азарков Ю.В., Закариадзе Г.С., Седаева Г.М. Позднеюрско - меловые радиолярии Большого Кавказа как ключ к расшифровке возраста и условий формирования офиолитов Малого Кавказа // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 6. С. 1417–1421.

Вишневская В.С., Малиновский Ю.Н. Находка радиолярий в опорном разрезе оксфорд-валанжинских отложений на п-ве Пакса, Анабарский залив, север средней Сибири // Тезисы Микрорпалеонтологического общества. Томск: Томский ун-т, 1995. С. 66.

Герасимов П.А. Верхний подъярус волжского яруса центральной части Русской платформы // Палеонтолого-стратиграфическое и литологическое исследование. М.: Наука, 1969. 144 с.

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

Даин Л.Г., Кузнецова К.И. Фораминиферы стратотипа волжского яруса. М.: Наука, 1976. 183 с.

Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л. Постановление по уточнению положения границы юры и мела в бореальной области и статусу волжского яруса // Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 29. Межведомственный стратиграфический комитет, С-Пб.: ВСЕГЕИ, 1997. С. 5–7.

Зоны юрской системы в СССР // Тр. Межведомственного стратиграфического комитета СССР. Т.20. Л.: Наука, 1982. 192 с.

Кейси Р., Месежников М.С., Шульгина Н.И. Сопоставление пограничных отложений юры и мела Англии, Русской платформы, Приполярного Урала и Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 7. С. 14–33.

Козлова Г.Э. О находке радиолярий в нижнекимериджских отложениях Тимано-Уральской области // Докл. АН СССР. 1971. Т. 201. № 5. С. 1175–1177.

Козлова Г.Э. Распространение радиолярий в баженовской свите Западной Сибири // Палеогеография и био-стратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983. С. 47–55.

Кулева Г.В., Барышникова В.И., Яночкина З.А. и др. Гипостратотип зоны *Dorsoplanites panderi* Волжского сланценосного бассейна. Деп. в ВИНТИ 13.04.1992, № 1242-В-92, М. 126 с.

Кулева Г.В., Яночкина З.А., Букина Т.Ф. Палеоэкосистема волжского сланценодного бассейна фазы *Dorsoplanites panderi* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 30–37.

Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и нижнего Поволжья. М-Л: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.

Митта В.В. Аммониты и зональная стратиграфия средневолжских отложений Центральной России. Киев: Наукова думка, 1993. 132 с.

Никитин С.Н. Юрские образования между Рыбинском, Мологою и Мышкиным // Материалы Геолкома России, 1881. Т. 10. С. 3–31.

Никифорова Е.В. Расчленение верхнекимериджских и волжских отложений Среднего Поволжья по наннопланктону // Юрские отложения Русской платформы. Л.: Недра, 1986. С. 172–180.

Павлов А.П. Нижневолжская юра. Геологический очерк. Зап. Спб. минералог. о-ва, 1884. Т. 19. С. 1–18.

Репин Ю.С., Раишван Н.Х. Келловейские аммониты Саратовского Поволжья и Мангышлака // С-Пб.: Мир и семья, 1995. С. 4–21.

Сей И.И., Калачева Е.Д. Граница юрской и меловой систем в Бореальной области (биостратиграфия, бореально-тетическая корреляция) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 42–59.

Сводный путеводитель экскурсий 059, 060, 066 XXVII Международного геологического конгресса. Экскурсия 060. Пограничные слои юры и мела в Среднем Поволжье и Рязанской области // Центральные районы европейской части РСФСР. М.: Наука, 1984. С. 38–49.

Страхов Н.М. К литологии доманикового горизонта Южного Урала // Тр. МГРИ. Т. 1. 1936. С. 58–90.

- Страхов Н.М. О значении сероводородных бассейнов, как областей отложения битуминозных и "нефтепроизводящих" свит // Изв. АН СССР. 1937. № 5. С. 893–917.
- Туров А.В. Особенности строения верхнеюрских сланцевосных толщ на Русской плите // Известия вузов. Геология и разведка. 1998. № 2. С. 71–78.
- Центральные районы европейской части РСФСР. Сводный путеводитель экскурсий 059. 060. 066. М.: Наука, 1984. 135 с.
- Чернова Е.С. О возрасте и расчленении симбирскитовых слоев и белемнитовой толщи Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1951. Т. XXVI. № 6. С. 46–81.
- Baraboshkin E.J. Berriasian - Valanginian (Early Cretaceous) sea-ways of the Russian Platform basin and the problem of Boreal/Tethyan correlation // Geol. Carpathica. 1999. V. 50. № 1. P. 1–16.
- Baudin F., Hantzpergue P., Mitter V., Olfieriev A., Zakharov V. Biostratigraphic correlations and black shale deposition of the Upper Jurassic from the Russian Platform // Abstracts of the Pery-Tethyan Meeting, Amsterdam, 1996. P. 7.
- Casey R. The ammonite succession at the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern England // The Boreal Lower Cretaceous, Geological Journal Special Issue. № 5. Liverpool: Seel House Press, 1973. P. 193–266.
- Dyer R., Copestake P. A review of latest Jurassic to earliest Cretaceous Radiolaria and their biostratigraphic potential to petroleum exploration in the North Sea // Northwest European Micropaleontology and Palynology. London, 1989. P. 214–235.
- Hantzpergue P., Baudin F., Mitter V., Olfieriev A., Zakharov V. The Upper Jurassic of the Volgian basin: ammonite biostratigraphy and occurrence of organic-carbon rich facies. Correlations between boreal-subboreal and submediterranean provinces // Peri-Tethys. Memoir 4. Epicratonic Basins of Peri-Tethyan Platforms. Mem. Mus. national d'Hist. Nat. 1998. V. 179. P. 9–33.
- Heitzer I. Die Radiolarienfauna der mitteljurasischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge // Jahrb. geol. 1930. № 80. S. 381–406.
- Hoedemaeker P.J. Correlation possibilities around the Jurassic / Cretaceous boundary // Scripta Geologica. V. 84. Leiden. The Netherlands National Museum of Geology and Mineralogy Publ., 1987. 64 p.
- Hull M.D. Morphologic Diversity and Paleogeographic Significance of the Family Parvicingulidae (Radiolaria) // Micropaleontology. 1995. V. 41. № 1. P. 1–48.
- Kiessling W., Scasso R. Ecological perspectives of Late Jurassic radiolarian faunas from the Antarctic Peninsula // Geo Research. Forum, Switzerland. 1996. V. 1–2. P. 317–326.
- Kozlova G.E. Mesozoic radiolarian assemblage of the Timan-Pechora oil field // Proceeding of Sankt-Petersburg International Conference (Polski, razvedka i dobicha nefti i gaza v Timan-Pechorskom basseine i Barenzevom more), St-Petersburg, 1994. P. 60–75.
- Pessagno E.A., Jr., Longoria J.F., McLeod N., Six W.M. Studies of North American Jurassic Radiolaria. Part I. Upper Jurassic (Kimmeridgian – Upper Tithonian). Pantanelliidae from the Taman Formation, East-Central Mexico: tectonostratigraphic, chronostratigraphic and phylogenetic implications. Cushman Foundation for Foraminiferal research. Special publication, 1987. № 23. P. 1–55.
- Riboulleau A., Baudin F., Daux V. Et al. Evolution de la paléotemperature des eaux de la plate-forme russe au cours du Jurassique supérieur // Acad. Sci. Paris. Sci. terre et planetes. 1998. № 326. P. 239–246.
- Sasonova I.G., Sasonov N.T. The Jurassic – Cretaceous Boundary in the East European Platform // Aspekte der Kreide Europas, IUGS. Series A. № 6. Stuttgart, 1979. P. 487–496.
- Sedaeva G.M., Vishnevskaya V.S. Jurassic paleoenvironments of the North-Eastern European platform // Zonenshain Conference on Plate Tectonics. GEOMAR, Kiel, 1995. P. 205.
- Vishnevskaya V.S. The domanikoid facies of the Russian Platform and basin paleogeography // Geodiversitas. 1998. V. 177. P. 45–69.

Рецензенты В.А. Басов, К.И. Кузнецова

УДК 552.578.3:551.781.32:56.024(575)

ПОЗДНЕПАЛЕОЦЕНОВЫЙ ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ КРИЗИС В ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ ВОСТОЧНОГО ПЕРИТЕТИСА: МИКРОБИОТА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ САПРОПЕЛИТОВОГО ПРОСЛОЯ

© 2001 г. С. И. Ступин, Н. Г. Музылев

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

Поступила в редакцию 02.11.99 г.

В осадочной последовательности верхнего палеоцена Восточного Перитетиса отмечается пласт пород, резко обогащенных органическим веществом (сапропелит). На основе изучения микробиоты, в первую очередь, фораминифер, показано, что его формирование было связано с палеоэкологическим кризисом – возникновением значительного дефицита кислорода и установлением в палеобассейне дизоксической обстановки, приведших к существенному вымиранию бентосной фауны, однако аноксии и, соответственно, сероводородного заражения не было. Возможной причиной обогащения осадков органическим веществом в Восточном Перитетисе послужила мощная трансгрессия, приведшая к затоплению заболоченной прибрежной равнины, что вызвало активный снос биофильных элементов, обусловивший вспышку развития органического фитопланктона и цианобактерий.

Ключевые слова. Восточный Перитетис, палеоцен, сапропелит, микробиота, дизоксическая обстановка, экологический кризис.

ВВЕДЕНИЕ

Многолетние исследования одного из авторов предлагаемой статьи – Н.Г. Музылева – верхнепалеоценовой осадочной последовательности Юга бывшего СССР показали присутствие в ней маломощного (как правило не более 1 м) прослоя пород, заметно обогащенных органическим веществом (сапропелит). Обычно это темноцветные (до черных) тонколистоватые глинистые, в той или иной степени карбонатные отложения, часто содержащие многочисленные рыбные остатки. Стратиграфическое положение сапропелитового прослоя в зональной шкале устанавливается с высокой надежностью по наннопланктону. В наиболее полных его разрезах граница подзон CP8a *Chiasmolithus bidens* и CP8b *Campylosphaera eodola* зоны CP8 *Discoaster multiradiatus* проходит внутри сапропелитового пласта. По планктонным фораминиферам сапропелит соответствует верхней части зоны *Ascarinina asarinata* Крымско-Кавказской шкалы. В ряде случаев эти осадки отличаются присутствием раковин планктонных фораминифер *Mogozovella aequa* (Cushman et Renz). Иногда это служит основанием для выделения слоев (зоны) с *Mogozovella aequa* (Шуцкая, 1970; Музылев и др., 1989). По мнению авторов статьи, реальная область прослеживания слоев ограничена и в основе их выделения лежат чисто экологические причины.

Первоначально формирование прослоя считалось следствием аноксической обстановки в палеоакватории и следующего из нее сероводородного заражения придонных вод (Музылев и др., 1989; Гаврилов, Музылев, 1991; Музылев, 1994; Гав-

рилов и др., 1997). Основным доказательством было присутствие только планктонной биоты. В дальнейшем при более детальном изучении разрезов установлено, что бентосные фораминиферы, как правило, являются обязательным, хотя обычно (но не всегда) непреобладающим компонентом биоты сапропелита. Мы постараемся показать в предлагаемой статье, что в водной (в том числе придонной) толще бескислородной обстановки в полном проявлении, скорее всего, не существовало. В то же время вполне очевидно, что в только что отложившемся еще неконсолидированном осадке были восстановительные условия. О последнем свидетельствуют геохимические особенности рассматриваемых отложений (Гаврилов и др., 1997). Исходя из сказанного, в статье мы используем термин “дизоксическая обстановка”, подразумевая под этим термином существование в водной толще условий с пониженными, но все же достаточными для жизнедеятельности аэробных организмов концентрациями растворенного кислорода.

Нами было изучено 13 разрезов с верхнепалеоценовым сапропелитовым прослоем (рис. 1, 2): по рекам Малый Зеленчук, Кубань, Баксан, Хеу (Центральное Предкавказье), у сел. Медани (Западная Грузия), в урочищах Кизил-Чешме, Торанглы (Западный Копет-Даг), на м. Актумсук (Восточный Устюрт, западный берег Аральского моря), в урочищах Гуру-Фатьма, Курпай (Таджикская депрессия), у сел. Ак-таш (юго-западные отроги Гиссарского хребта), по рекам Исфара и Шор-су (Ферганская депрессия). В наиболее полных разрезах (Хеу, Кизил-Чешме, Торанглы, Актумсук-1 и 2, Курпай, Исфара, Шор-су) прослой сапропелита имеет трехчленное строение: наибо-

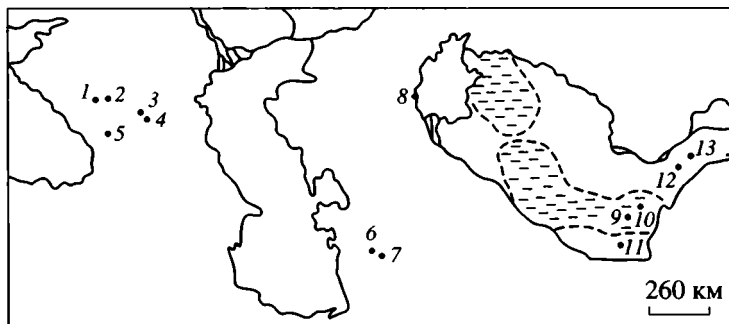


Рис. 1. Расположение изученных разрезов верхнепалеоценового сапропелитового прослоя.

Разрезы: 1 – р. Малый Зеленчук, 2 – р. Кубань, 3 – р. Баксан, 4 – р. Хеу, 5 – с. Медани, 6 – ур. Кизил-Чешме, 7 – ур. Торанглы, 8 – м. Актумсук, 9 – ур. Гуру-Фатьма, 10 – ур. Курпай, 11 – кишлак Ак-таш, 12 – р. Исфара, 13 – р. Шор-су. Штриховкой показана область распространения горючих сланцев.

лее темную окраску и, следовательно, обогащение S_{org} он имеет в нижней части, в средней – породы светлеют, а в верхней вновь темнеют, но, как правило, в меньшей степени, чем в нижней части. Отметим, что такое неоднородное строение не во всех случаях отражается на изменении палеоценозов фораминифер.

На значительной территории междуречья Амударьи и Сырдарьи сапропелиты настолько насыщены органическим веществом, что переходят в горючие сланцы (Давидзон и др., 1982; Музылев и др., 1994). Нами они изучены в разрезах Таджикской депрессии. Геохимическая характеристика и некоторые палеонтологические сведения по сапропелитам большей части из рассматриваемых здесь разрезов были опубликованы ранее (Гаврилов, Музылев, 1991; Музылев и др., 1996; Гаврилов и др., 1997).

В основу предлагаемой статьи положены данные изучения палеоценозов фораминифер из сапропелитовых прослоев, а также некоторые материалы по известковому наннопланктону, органическому фитопланктону и цианобактериям.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Процентные соотношения планктонных и бентосных фораминифер, агглютинирующих и секретионных известковых бентосных форм могут служить одним из показателей условий палеосреды. Количественные подсчеты фораминифер производились следующим образом. Отмытый остаток образца перемешивался и бралась его часть, содержащая не менее 200–300 раковин, затем подсчитывалось число планктонных и бентосных форм. После этого вновь отделялась часть образца, содержащая также не менее 200–300 раковин бентосных фораминифер. Здесь подсчитывалось число агглютинирующих, секреторионных, известковых и отдельно дизоксических форм. К дизоксической группе отнесены известковые бентосные фораминиферы, способные выдерживать пониженные концентрации растворенного в воде кислорода – лагенины, нониониды, булимины,

боливины (это в основном представители инфуны) (Kaiho, 1991, 1992, 1994). Результаты количественных подсчетов показаны на рис. 3. В сапропелитовом прослое раковины фораминифер часто имеют мелкие размеры и пиритизированы, а раковины бентосных форм, кроме того, обычно корродированы. Это затрудняло проведение видовой идентификации и, соответственно, детального сравнения комплексов фораминифер.

АНАЛИЗ ПАЛЕОЦЕНОЗОВ ФОРАМИНИФЕР

Центральное Предкавказье. В разрезе по р. Хеу, где прослой сапропелита представлен наиболее полно, в базальной части прослоя фораминиферы отсутствуют, выше отмечены исключительно планктонные фораминиферы, еще выше появляются единичные бентосные формы. В средней, более светлой части, увеличивается число бентосных фораминифер. Здесь обнаружены примерно в равном соотношении агглютинирующий и известковый бентос, доля бентосных форм по отношению к планктонным достигает почти 60%. В верхней части вновь доминирует планктон, в значительном количестве появляются *Morozovella* spp., доля бентоса составляет 20%. По всему разрезу сапропелита среди бентосных фораминифер встречаются агглютинирующие *Hippocrepinella* sp. и известковые *Lenticulina* sp., *Cancris* sp., *Bulimina* sp. Изучение отмытой на фораминиферовый анализ части образцов показало, что в порошках из пород, непосредственно подстилающих сапропелит, и в самой нижней его части очень часто встречается пирит. В средней части прослоя пирита становится значительно меньше, в верхней его вновь становится больше, но в меньшем количестве, чем в нижней части. В разрезах по рекам Малый Зеленчук, Кубань и Баксан сапропелитовый прослой представлен только верхней частью (подзона CP8b). При этом в двух первых разрезах в подошве прослоя хорошо видны следы подводного размыва. В разрезе по р. Баксан отчетливых признаков размыва нет, перерыв здесь доказыва-

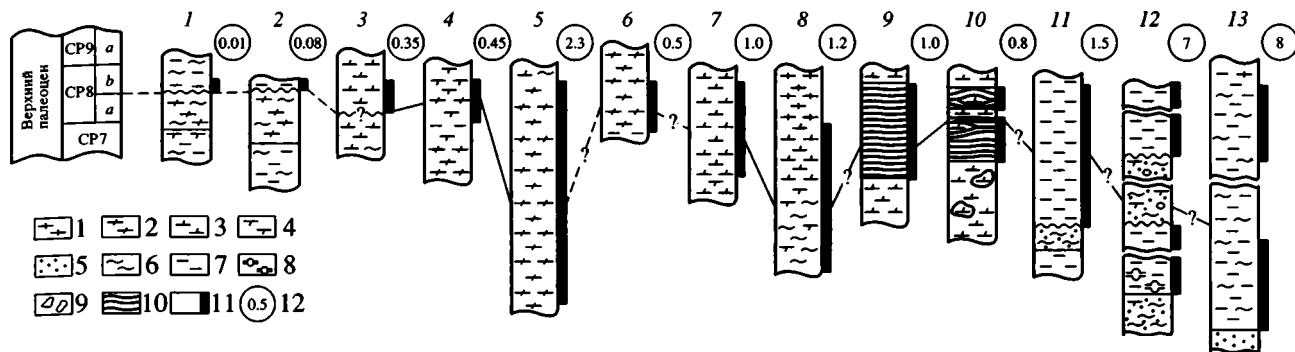


Рис. 2. Изученные разрезы. Нумерация разрезов соответствует таковой на рис. 1.

Вертикальный масштаб: в 1 см – 0.5 м. 1 – известняки; 2 – мергели; 3 – сильнокарбонатные глины и аргиллиты; 4 – слабокарбонатные глины и аргиллиты; 5 – песчаники; 6 – алевролиты; 7 – бескарбонатные глины и аргиллиты; 8 – кремнистые породы; 9 – галька, конгломераты; 10 – горючие сланцы; 11 – сапропелиты; 12 – мощность прослоя сапропелита в метрах.

ется биостратиграфически (отсутствуют осадки подзоны CP8a). Во всех трех разрезах не найдены аналоги палеоценоза фораминифер нижней части сапропелита разреза по р. Хей (рис. 3).

Западная Грузия. Здесь в разрезе сапропелита у с. Медани среди бентосных фораминифер встречаются очень редкие плохой сохранности агглютинирующие *Hippocrepinella* sp., *Marsonella* sp.?, *Naplophragmoides* sp.?, известковые *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Pullenia* sp., *Bolivina* sp., а также редкие раковидные микросклеры губок из группы *Desmospongia*. Планктонные формы в сапропелите резко доминируют, причем кверху их доля возрастает, появляется больше морозовелл. Отмечены редкие радиолярии. Раковины планктонных фораминифер мелкие, однако вверх по разрезу их размеры увеличиваются.

Западный Копет-Даг. В нижней части сапропелита разрезов в ур. Кизил-Чешме и Торанглы фораминиферы не встречаются. В средней части появляется многочисленный бентос, среди которого преобладают представители дизоксической группы – *Lenticulina* sp., реже *Bulimina* sp. В кровле резко доминирует планктон при единичной встречаемости агглютинирующих форм. В нижней и верхней частях прослоя остатки планктонных фораминифер представлены внутренними ядрами распавшихся на отдельные камеры раковин, в основном состоящими из кремнезема. По данным Р.П. Спейджера с соавторами (Speijer et al., 1997), в породах, подстилающих прослой сапропелита разреза в ур. Торанглы, встречена ассоциация с *Gavelinella beccarii* (White) и большим числом *Nuttallides truempyi* (Nuttall). В основании сапропелита фораминиферы не обнаружены. Выше присутствует малоразнообразная ассоциация с преобладанием *Lenticulina* spp. и *Bulimina midwayensis* (Cush. et Parker), которая в верхах прослоя замещается моновидовым комплексом с *Stainforthia* sp. Выше прослоя обнаружено несколько более разнообразное сообщество с доминированием *Lenticulina* spp., *Bulimina callahani* Galloway et Mor-

rey и *B. midwayensis* (Cush. et Parker). К сожалению, в рассматриваемой работе не приводятся точных данных об агглютинирующих фораминиферах, а планктонные формы не рассматриваются.

Восточный Устюрт. На м. Актумсук имеются два разреза с танетским сапропелитом. В одном из них (Актумсук-1) сапропелит имеет мощность 20–25 см, а примерно в 1 м ниже его видны поверхность размыва и налегание танетских отложений на кампанские. В другом разрезе (Актумсук-2), отстоящим от первого на расстояние около 1.5 км, мощность прослоя сапропелита возрастает до 1,2 м, и он имеет трехчленное строение. В последнем разрезе по всему прослою доминирует бентос. Встречены примерно равном соотношении агглютинирующие и известковые (это в основном роталоидные аэробные формы¹) фораминиферы. На этом фоне в средней части прослоя наблюдается резкое увеличение количества агглютинирующего бентоса, а в верхней – планктонных форм. В разрезе Актумсук-1, выявлена схожая ситуация: в верхней части прослоя здесь также становится больше планктона. Кроме фораминифер, в сапропелите встречаются единичные радиолярии.

Таджикская депрессия. В разрезах в урочищах Гуру-Фатма и Курпай сапропелит представлен горючими сланцами. Здесь резко преобладают очень мелкие планктонные фораминиферы. В верхней части к ним добавляется известковый бентос – встречаются подрастворенные *Lagena* sp., *Lenticulina* sp., *Bulimina* sp. и аэробные роталоидные формы (последние преобладают). В центральной части депрессии (Кафирниганский район) в горючих сланцах отмечены остатки моллюсков, кораллов, губок, морских лилий и ежей (Давидзон и др., 1982).

Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Здесь в сапропелитовом прослое разреза у сел. Ак-таш доминирует агглютинирующий бентос,

¹ К ним отнесены представители *Gavelinella*, *Cibicoides*, *Anomalinoidea*, *Heterolepa* и др., часто неопределимые до рода из-за плохой сохранности.

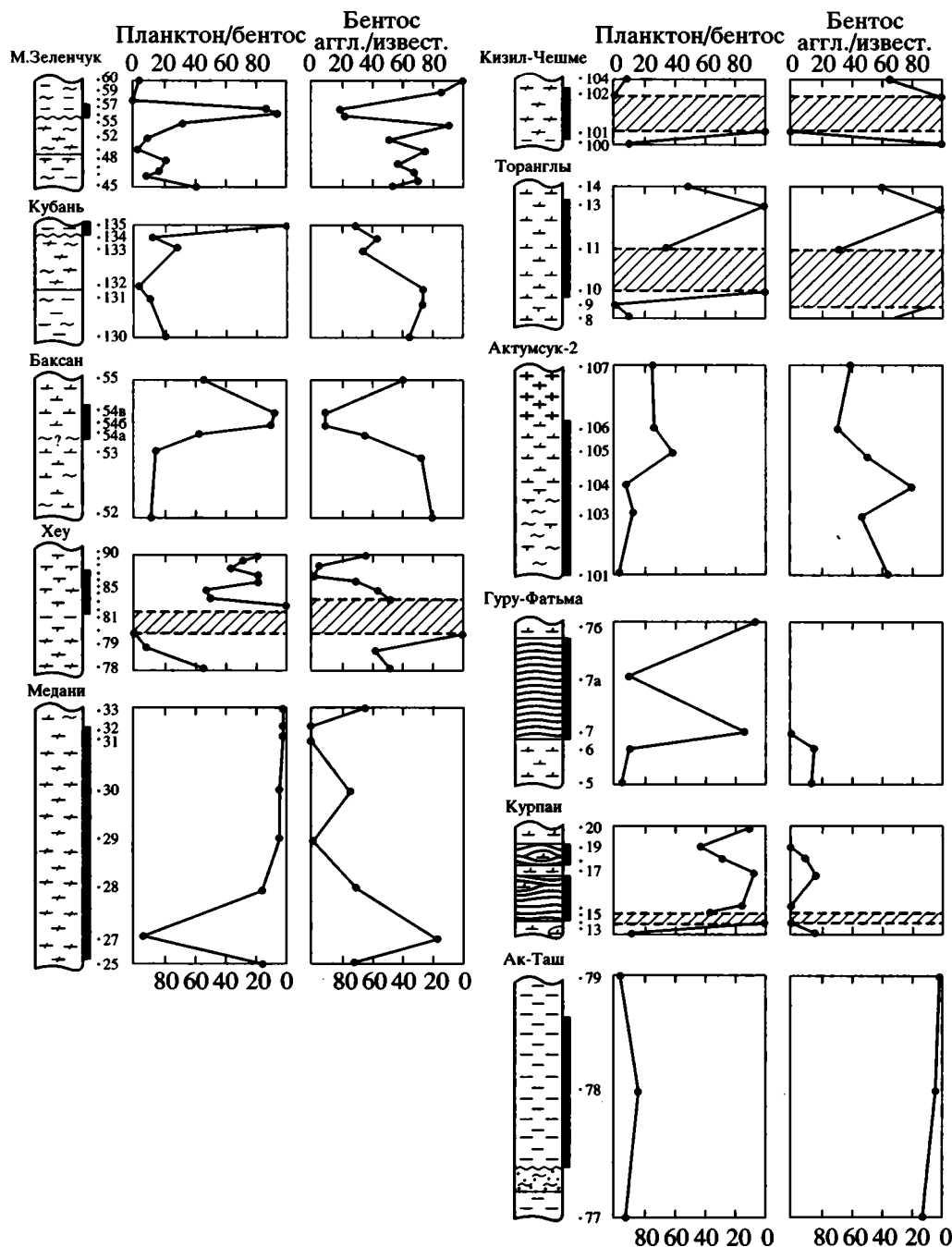


Рис. 3. Диаграммы процентного соотношения планктонных и бентосных, бентосных агглютинирующих и известковых фораминифер в прослое сапропелита.

Косой штриховкой показаны интервалы, не содержащие фораминифер (разрез по р. Хеу – обр. 82, 83; в ур. Кизил-Чешме – обр. 101; в ур. Торанглы – обр. 10; в ур. Курпан – обр. 14). Аггл. – агглютинирующие, извест. – известковые. Цифры справа от колонок – номера образцов. Усл. обозначения см. на рис. 2.

единичны планктонные фораминиферы и радиолярии. По данным Р.М. Давидзона, Г.П. Крейденкова и Г.Х. Салибаева (1982), в темно-серых глинах с конкрециями пирита (сапропелит в нашем понимании) каптарских слоев гиварского горизонта этого района встречены многочисленные агглютинирующие фораминиферы, известко-

вые *Lagena*, *Robulus*, *Dentalina*, а также ядра моллюсков.

Ферганская депрессия. При описании разрезов по рекам Исфара и Шор-су и палеоценозов фораминифер помимо собственных использованы данные У.М. Расулова, Н.Д. Араповой, И.Г. Бельской, В.А. Богомолковой, А.Р. Кушакова и

Н.И. Сакиной (Ташкентский университет). К сожалению, у перечисленных авторов отсутствуют количественные подсчеты фораминифер, что не дало возможности построить соответствующие диаграммы для этих разрезов. Сапропелит имеет здесь трехчленное строение. В Исфаринском разрезе в кровлях нижней и средней частей прослоя встречены многочисленные норы десятиногих раков. Единичные планктонные фораминиферы, а также радиолярии присутствуют только в самой нижней части. В разрезе по р. Шор-су по всему прослою сапропелита отмечаются многочисленные агглютинирующие фораминиферы. В средней части встречены единичные планктонные формы, а в верхней – также единичные известковые бентосные *Quinqueloculina* sp. и внутренние ядра бентосных остракод.

Во всех изученных разрезах систематический состав и количественные соотношения бентосных групп фораминифер после отложения сапропелитового прослоя восстанавливаются практически в том же виде, в каком они были до его формирования. Отметим также, что корродированность, пиритизированность и частичная растворенность (но не октанность) раковин, мелкие размеры, а также специфичность палеоценозов бентосных форм, с нашей точки зрения, говорят об автохтонности обнаруженных комплексов фораминифер в изученных прослоях сапропелита.

ДИСКУССИЯ

В позднем палеоцене глубины Восточного Перитетиса в пределах рассматриваемой области хотя и менялись по площади бассейна, но, очевидно, были небольшими и ограничивались неритической зоной. В танетских отложениях встречены комплексы фораминифер, характерные для шельфовой области. Наибольшие палеоглубины существовали на территории Предкавказья, Закавказья и Копет-Дага.

Прослой сапропелита, как правило, залегает трансгрессивно на подстилающих отложениях. В разрезах, где наблюдается его трехчленное строение, видно, что в наиболее глубоководных участках палеоакватории в нижней и верхней частях прослоя доминируют планктонные фораминиферы, причем среди них в значительном количестве отмечены *Mogozovella* spp. – обитатели относительно глубоких горизонтов воды (Boersma, Premoli Silva, 1983, 1991). В средней части возрастает доля бентосных форм, что, видим, свидетельствует как о некотором обмелении палеобассейна, так и об улучшении аэрируемости вод. К средней же части приурочено появление первых палеогеновых мелководных видов наннопланктона (представители понтофер и ромбоастеров). В некоторых разрезах (Малый Зеленчук, Кубань, Баксан) сапропелитовый прослой представлен в неполном объеме (без нижней части).

Можно предположить, что формирование сапропелита происходило при двух трансгрессивных импульсах, разделенных относительно регрессивной фазой. Второй трансгрессивный импульс был более мощным – отсутствие (размыв?) нижней части прослоя, появление часто в значительном количестве “глубоководных” морозовелл в разрезе Центрального Предкавказья и Закавказья. Две трансгрессии, разделенные относительно регрессией в интервале зоны CP8, отражены на кривой колебаний уровня Мирового океана Б. Хака и др. (Nag et al., 1987).

Анализ палеонтологических и седиментологических данных показывает, что формирование танетского сапропелита в Восточном Перитетисе было связано с образованием в водной толще диксической обстановки, которая вызвала значительное вымирание бентосной фауны. В сложившихся условиях смогли выжить лишь некоторые эврибионтные формы. С переходом к нормальному оксическому режиму восстановилась и бентосная биота. Содержание кислорода в течение времени отложения сапропелита было различным. Однако аноксии и следующего из нее сероводородного заражения, скорее всего, не существовало: на изученной территории обитала, хотя и угнетенная, бентосная фауна (фораминиферы, в ряде случаев – губки, остракоды, моллюски, иглокожие). Бентосные фораминиферы в основном были представлены агглютинирующими формами, которым не обязательно использовать для построения раковины CaCO_3 . Известковый бентос обычно состоял из представителей родов, способных выдерживать пониженные концентрации кислорода (диксическая группа). Почти во всех разрезах встречены единичные роталоидные аэробные формы. Не совсем понятно их преобладание в районах Восточного Устюрта и Таджикской депрессии. Возможно, что в ряде случаев эти формы прикреплялись к плавающим водорослям, т.е. представляли собой по сути псевдопланктон. Схожая ситуация была отмечена Э. Огиони и Л. Цандини (Oggioni, Zandini, 1987) в четвертичных сапропелях восточной части Средиземного моря. Наиболее сильно недостаток кислорода ощущался в самых глубоководных (в пределах шельфовой зоны) частях палеобассейна (Предкавказье, Закавказье и Копет-Даг). Наличие аноксии можно предположить только для времени формирования базальной части сапропелита в разрезах по р. Хеу и в урочищах Кизил-Чешме и Торанглы – полное отсутствие бентоса, большое количество пирита в первом разрезе. Значительная нехватка кислорода была и в области развития горячих сланцев в Средней Азии, в частности, в Таджикской депрессии (разрезы Гуру-Фатма и Курпай), хотя несколько южнее, на юго-западных отрогах Гиссарского хребта (разрез Ак-таш) аэрируемость вод была лучше. На Восточном Устюрте и в Ферганской депрессии диксическая обстановка бы-

ла выражена слабее. Для ферганской депрессии Р.Ф. Геккером, А.И. Осиповой и Т.Н. Бельской (1962 а, б) отмечено, что секреторный бентос встречается только на наиболее мелководных участках палеобассейна, а во впадинах обнаружены исключительно агглютинирующие формы и в ряде случаев клешни и норы *Callianassa* и ядра моллюсков. Возможно, вместе с агглютинирующими фораминиферами обитали и некоторые известковые. Однако из-за повышенной концентрации углекислоты и ненасыщенности вод карбонатом кальция вследствие высокого содержания органического вещества после смерти их раковины растворялись.

О возможных причинах обогащения верхнепалеоценовых осадков Юга бывшего СССР органическим веществом уже писалось (Гаврилов и др., 1997). Как было отмечено выше, к середине сапропелитового прослоя приурочено первое появление палеоценовых типично мелководных форм наннопланктона. Если учитывать трехчленное строение сапропелита, то сочетание общей трансгрессии с появлением мелководных видов может говорить о том, что трансгрессия развивалась по предельно пенеппенизированному рельефу. Мощная трансгрессия могла привести к затоплению обширных, предположительно, частично заболоченных участков суши с растительностью влажных субтропиков (Ахметьев, Лебедев, 1994) и активному поступлению в море большого количества биофильных элементов. Это в свою очередь вызвало вспышку развития органикостенного фитопланктона, который, возможно, явился одним из основных источников органического вещества. По данным М.А. Ахметьева и Н.И. Запорожца (1996), в изученных ими верхнепалеоценовых сапропелитах разрезов с. Медани и ур. Торанглы такая вспышка отмечается, причем породы содержат аномальные моно- или олигодоминантные комплексы диноцист с резко утолщенными оболочками. Следует отметить, что еще до конца недооценена роль цианобактерий как поставщиков $C_{орг}$. По данным Л.И. Боголюбовой (Muzylov et al., 1995; Л.И. Боголюбова, устное сообщение), в составе органического вещества танетского сапропелита Бухаро-Каршинского района (Приамударьинская область развития горючих сланцев) резко преобладает альгиниталломит, состоящий из остатков нитчатых микроорганизмов, принадлежащих бентосным колонияльным формам, похожим на *Microcoleus*. Такие организмы относятся к группе аэробных оксигенных фототрофных цианобактерий, и их присутствие исключает аноксический характер водной среды в изученной части акватории.

Сапропелитовый прослой позднетанетского возраста, кроме Юга бывшего СССР, известен в Иордании (Naji, 1991), Египте (Speijer, van der Zwaan, 1994; Speijer et al., 1997). Новой Зеландии (Hollis et al., 2000), Японии (Kaiho, 1988). С его отложением скорее всего совпадает позднелеопалеоценовый тер-

мальный максимум, отмеченный во многих районах Мира. Причины формирования осадков, обогащенных $C_{орг}$ и, вероятно, связанного с этим вымирания батиальной фауны бентосных фораминифер на данном рубеже в последнее время активно обсуждаются (La limite..., 1998; Early Paleogene..., 1999). Сейчас ясно, что образование сапропелитового прослоя явилось следствием глобальных или субглобальных событий, природу которых мы еще не знаем. Соответственно, приведенная выше модель формирования верхнетанетского сапропелита, скорее всего, приложима только к эпиконтинентальным бассейнам Восточного Перитетиса.

Различие палеогеоморфологических, палеогидрологических и палеогеохимических обстановок на огромной акватории Восточного Перитетиса обусловило разные варианты отложения осадков, обогащенных $C_{орг}$. В водной толще существовал значительный дефицит кислорода, однако аноксии, вероятнее всего, не было. Возможное исключение могли представлять собой участки акватории в районах разреза р. Хей и Западного Копет-Дага во время накопления осадков базальной части сапропелитового прослоя. Предложенную палеогеографическую ситуацию мы рассматриваем лишь как одну из возможных моделей развития диксичесеской обстановки в позднелеопалеоценовых эпиконтинентальных бассейнах Юга бывшего СССР.

ВЫВОДЫ

1. В позднем палеоцене Восточный Перитетис в рассматриваемой области представлял собой эпиконтинентальный бассейн. В пределах шельфа наибольшие глубины располагались в районах Предкавказья, Закавказья и Копет-Дага. Отложение сапропелитового прослоя происходило при двух трансгрессивных импульсах, разделенных относительно регрессивной фазой. Вторая трансгрессия, видимо, была более мощной.

2. Особенностью осадков, обогащенных $C_{орг}$, обычно (но не всегда) является преобладание в них планктонной известковой микробиоты, аномальных моно- или олигодоминантных комплексов диноцист, а также цианобактерий при угнетенной бентосной фауне.

3. Формирование сапропелитов было связано с образованием в палеобассейне диксичесеской обстановки – возникновением дефицита кислорода, однако аноксии и, соответственно, сероводородного заражения не было. Сложившиеся условия вызвали значительное вымирание бентоса. Выжили только некоторые эврибионтные формы. Переход к оксическому режиму привел к восстановлению бентосной фауны.

4. Обогащение осадков $C_{орг}$ в Восточном Перитетисе происходило на фоне мощной трансгрессии, вызвавшей затопление обширной заболоченной прибрежной равнины и снос в море

большого количества биофильных элементов. Последствием этого стала вспышка развития органикостенного фитопланктона и цианобактерий, которые и дали основную массу органического вещества. Имеющиеся литературные данные по верхнетанетским сапропелитам из других районов Мира позволяют считать, что их формирование было следствием глобальных или субглобальных причин.

Приносим глубокую благодарность сотрудникам Ташкентского университета У.М. Расулову, Н.Д. Араповой, И.Г. Беленькой, В.А. Богомоловой, А.Р. Кушакову и Н.И. Сакиной за предоставленные материалы по Ферганской депрессии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 00-05-64593, 00-05-64917 и 01-05-64805).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Ископаемые организмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: Геос, 1996. С. 55–69.

Ахметьев М.А., Лебедев Е.Л. Изменения климата и растительности Северного полушария в позднем фанерозое // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1994. Вып. 1. С. 278–284.

Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г. Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Перитетиса и образование сапропелитового горизонта: седиментология и геохимия // Литология и полезные ископаемые, 1997. № 5. С. 492–517.

Гаврилов Ю.О., Музылев Н.Г. К геохимии сапропелитовых прослоев в палеогеновых отложениях Центрального Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 6. С. 84–98.

Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962а. Т. 1. 335 с.

Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962б. Т. 2. 332 с.

Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 119 с.

Музылев Н.Г. Аноксические события палеоцена – среднего эоцена // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1994. Вып. 1. С. 160–166.

Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Гаврилов О.Ю. и др. Палеонтологическая и геохимическая характеристики верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья // Ископаемые организмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: Геос, 1996. С. 117–127.

Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Табачникова И.П. Сапропелевые прослои в нижнепалеогеновых отложениях Юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989. № 1. С. 117–119.

Музылев Н.Г., Нишанходжаев Р.Н., Расулов У.М. и др. Верхнепалеоценовые горючие сланцы Средней Азии // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 1. С. 131–135.

Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. М.: Недра, 1970. 256 с.

Boersma A., Premoli Silva I. Paleocene planktonic foraminiferal biogeography and the paleoceanography of the Atlantic Ocean // Micropaleontology, 1983. V. 29. № 4. P. 355–381.

Boersma A., Premoli Silva I. Distribution of paleogene planktonic foraminifera – analogies with the recent? // Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol., 1991. V. 83. № 1. P. 29–48.

Early Paleogene warm climates and biosphere dynamics. Abstract volume International meeting. June 9–13, 1999. Göteborg, Sweden. Earth Sciences Centre. Göteborg Univ., 1999. P. 21.

Haq B.U., Harderbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. № 4893. P. 1156–1167.

Hollis C.J., Field B.D., Jones C.M. et al. New Zealand perspective on global change from Late Cretaceous to Early Eocene: (a) the Paleocene – Eocene transition at Mead Stream, Marlborough // GFF, 2000. V. 122. Part. 1. P. 71–72.

Kaiho K. Uppermost Cretaceous to Paleogene bathyal benthic foraminiferal biostratigraphy of Japan and New Zealand: Latest Paleocene – Middle Eocene benthic foraminiferal species turnover // Rev. paleobiol., 1988. V. spec. № 2. P. 553–559.

Kaiho K. Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation // Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol., 1991. V. 83. № 1. P. 65–85.

Kaiho K. Eocene to Quaternary benthic foraminifera and paleobathymetry of the Izu-Bonin Area, Legs 125 and 126 // Proceedings of the ODP, Scientific results / Eds. Taylor B., Fujioka K., Janacek T.R., Langmuir Ch. College Station: TX (Ocean Drilling Program), 1992. V. 126. P. 285–310.

Kaiho K. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean // Geology, 1994. V. 22. P. 719–722.

La limite Paléocène-Eocene en Europe: événements et corrélation // Strata, 1998. Ser. 1. V. 9. 134 p.

Muzylov N., Shcherbinina E., Benjamovsky V. et al. The preliminary data of the sources of organic matter of Upper Tanetian sapropel layer of Eastern Peritethys // IGCP Project 308. Paleocene/Eocene boundary events. Beer Sheva, Israel. 8–15 January, 1995. Abst. Beer Sheva, 1995. P. 57–60.

Naji F. Palaeogene calcareous nannoplankton biostratigraphy of Jordan // Abstracts of the 4th. INA conference, Prague, 1991. V. 13. № 2. P. 63.

Oggioni E., Zandini L. Response of Benthic Foraminifera to Stagnant Episodes – a Quantitative Study of Core BAN 81–23, Eastern Mediterranean // Marine Geology, 1987. V. 75. P. 241–261.

Speijer R.P., Schmitz B., Zwaan van der G.J. Benthic foraminiferal extinction and repopulation in response to latest Paleocene Tethyan anoxia // Geology, 1997. V. 25. № 8. P. 683–686.

Speijer R.P., Zwaan van der G.J. The differential effect of the P/E boundary event on extinction and survivorship in shallow to deep water Egyptian benthic foraminiferal assemblages // Geol. Ultraiectina, 1994. № 124. P. 121–190.

Рецензенты Ю.О. Гаврилов, М.Я. Серова

УДК 551.782.11(477.7)

ТАРХАН-КАРАГАНСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЭВКСИНО-КАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА (ВОСТОЧНЫЙ ПАРАТЕТИС). ЧАСТЬ ПЕРВАЯ – ТАРХАН

© 2001 г. И. А. Гончарова*, С. О. Хондкариан**, И. Г. Щерба***

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

**Федеральное Государственное унитарное научно-производственное предприятие "Аэрогеология",
117071 Москва, Ленинский просп., 35, Россия

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

Поступила в редакцию 22.06.2000 г.

Рассмотрена эволюция Эвксино-Каспийского бассейна (с начала олигоцена – Восточный Паратетис) в тарханское время (конец раннего – начало среднего миоцена). Обсуждены взаимоотношения Эвксино-Каспийского бассейна с Альпийско-Карпатским (Западным Паратетисом) и Центрально-Иранским бассейнами, а также Восточным Средиземноморьем. Приведены: карта современного распространения чокракских отложений и их континентальных аналогов и палеогеографическая карта чокракского времени с новой трактовкой Закаспия, устья Палео-Дона, района Кавказа, а также палинспастически реконструированные профили, отражающие особенности морфологии и батиметрии чокракского бассейна.

Ключевые слова. Восточный Паратетис, тархан, чокрак, караган, палеогеография, палеобатиметрия, эволюция биоты, трансгрессия, регрессия.

ВВЕДЕНИЕ

Эвксино-Каспийский бассейн – наследник Западно-Черноморского и Большешевкавказского задуговых бассейнов северной окраины Тетиса, разделенных подводным поднятием вала Андрусова. Тыловое море Большого Кавказа, возникшее в начале юры в области южного склона современного горного сооружения и простиравшееся от западных отрогов Копетдага до Крыма, на рубеже мела–палеогена существенно расширилось за счет погружения северной части ограничивавшей его с юга островной дуги и возникновения Восточно-Черноморско-Триалетского и Предталышского глубоководных прогибов. От осевого Лазаревско-Кобыстанского трога эти прогибы отделялись валами Шатского и Кюрдмирским. На вторую половину палеогена падает раннеколлизийная стадия развития Большешевкавказской части бассейна (Копп, Щерба, 1998). С конца эоцена вдоль границы Афрорабии и Евразии шло формирование сухопутных барьеров, а также мелководных эпиконтинентальных (шельфовых) морей, отделивших Эвксино-Каспийский бассейн от субокеанической области Средиземноморья и Индопацифической части Тетиса, сообщавшихся между собой вдоль Периадриатического шва вплоть до среднего миоцена (Adams et al., 1983). Образовавшийся в результате этой коллизии внутриконтинентальный бассейн заливал как Евразийский шельф юрско-палеогенового тылового моря Большого

Кавказа, так и его глубоководную и островодужную части, а также Западно-Черноморскую глубоководную котловину. С начала олигоцена (Valdi, 1980) он вошел в состав Паратетиса (термин В.Д. Ласкарева (Laskarev, 1924)), образовав его восточную часть (Восточный Паратетис). Альпийско-Карпатский бассейн с этого же времени рассматривается нами вслед за предыдущими исследователями в качестве Западного Паратетиса. В течение среднего миоцена совершался переход от раннеколлизийной стадии развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточного Паратетиса) к орогенной. В начале среднего миоцена (чокрак) здесь наиболее отчетливо проявились признаки этого перехода, когда вследствие коллизии существенно сократились размеры глубоководных прогибов, южные из которых были компенсированы осадконакоплением, возникли крупные участки суши в пределах осевой части бассейна и на прилегающих шельфах, включившие северный склон и центральный сегмент современного горного сооружения Большого Кавказа.

Тектоническая эволюция, климатические флуктуации, колебания уровня океана приводили к изменению границ бассейнов, к открытию и закрытию проливов с соседними морями, определяли цикличность его развития, проявлявшуюся и в чередовании морских, полуморских и солоноватоводных бассейнов, отмеченную еще Н.И. Андрусовым в 80-х годах XIX столетия (1961, 1963, 1964). Изучение этой цикличности было продол-

жено последующими палеонтологическими работами, в частности лабораторией палеоэкологии морских фаун ПИН РАН. Было выявлено, что каждый цикл начинался трансгрессией и установлением морских условий и завершался изменением гидрологии бассейна до полуморского или солоноватоводного и его изоляцией от соседних бассейнов, что, в свою очередь, сильно влияло на состав и структуру населявшей его биоты.

Тархан-караганские отложения широко распространены на территории юго-запада Евразии (рис. 1). Тархан-караганский этап отличается от последующих миоценовых циклов развития Восточного Паратетиса большей продолжительностью существования морских условий, завершившихся полуморскими в последней трети цикла. Этот этап хорошо изучен в фаунистическом (наиболее полно изучены состав и распределение моллюсков и бентосных фораминифер) и литологическом планах. Тщательно исследована также проблема источников сноса терригенного материала и его транспортировки на Кавказе. Представления о палеобатиметрической зональности бассейна Большого Кавказа и его эволюции в кайнозой, основанные на современных седиментологических данных о развитии краевых морей, были сформулированы в работах М.Л. Коппа и И.Г. Щербы (1985, 1998; Щерба, 1993), однако структура бассейна в тарханско-чокракско-караганское время ими не была отражена картографически. Наибольший интерес у исследователей вызывал чокрак в связи с его нефтегазоносностью. Для него неоднократно составлялись палеогеографические и литофациальные карты (Жижченко, 1940; Сорочан, 1958; Атлас... Русской платформы, 1962; Атлас... СССР, 1967; Польстер, Кравченко, 1964; Куницкая и др., 1969; Шолохов, 1969; Намор, 1988; Гончарова, 1989). Однако эти карты составлены в большинстве случаев в 60-х годах и не отражают огромный новый фактический материал и современные представления о развитии краевых морей.

Представленная здесь карта (рис. 2, 3) и профиль (рис. 3) являются синтезом палеонтологических (фаунистических и флористических), седиментологических и структурных данных и представляет продолжение работ по динамической биогеографии, как методу палеогеографических исследований Северного Перитетиса, проводимому сотрудниками ПИН РАН и ГИН РАН в течение последних лет. В отличие от упомянутых выше карт предшественников, она охватывает не только весь Восточный Паратетис и континентальное обрамление его северного и южного шельфов, но и некоторые эпиконтинентальные моря Южного Перитетиса. Участие в работах больших коллективов по составлению атласов литолого-палеогеографических карт Евразии (Ин-т тектоники литосферных плит РАН) и Пе-

ритетиса (Международная программа PRP) дает возможность полнее оценить значение рассматриваемого этапа в мезокайнозойской эволюции северной и южной окраин Тетиса, а также всей Перитетической области. В задачу представляемой работы входит рассмотрение эволюции, морфологии, гидрологии и биоты Эвксино-Каспийского бассейна на протяжении тархана, чокрака и в меньшей степени карагана.

СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ТАРХАНА, ЧОКРАКА И КАРАГАНА

Тархан, чокрак и караган наряду с другими подразделениями неогена Понто-Каспийской области были выделены на основании изучения смены фаун ископаемых моллюсков в качестве горизонтов на рубеже XIX и XX столетий Н.И. Андрусовым, создавшим основу стратиграфии неогена юга бывшего СССР. Работами последующих исследователей, в особенности М.В. Баярунаса, Л.Ш. Давиташвили, Б.П. Жижченко, А.К. Богдановича, Е.В. Ливеровской, Р.Л. Мерклина, К.Г. Багдасарян, Г.А. Квалиашвили, М.Ф. Носовского, и др. была существенно дополнена палеонтологическая характеристика и несколько расширен и уточнен объем этих горизонтов. В региональной шкале для Восточного Паратетиса, утвержденной МСК СССР в 1983 г., горизонтам Н.И. Андрусова был придан ранг региоуровней.

Объем тархана и чокрака до сих пор вызывает споры, которые сводятся, в основном, к определению возраста промежуточной толщи, так называемых "спирализовых глин" (аргунских слоев; таблица). Последние часто относят к чокраку частично (Жижченко, 1940; Коненкова, Богданович, 1994; Ananiashvili, 1999), либо в полном объеме (Жижченко, 1959; Багдасарян, 1965, 1970). В статье они полностью включены в тархан согласно представлениям Р.Л. Мерклина (1950), М.Ф. Носовского (1976, 1998), А.С. Андреевой-Григорович (Andreyeva-Grigovich, Savitskaya, 2000), так как в конце времени формирования аргунских слоев, кроме фаунистических изменений, отмечается структурная и фациальная перестройка бассейна (Гончарова, 1989).

Соответственно этой точке зрения тарханский региоуровень подразделяется на нижний (кувинские слои), средний (терские слои) и верхний (аргунские слои). Нижний тархан характеризуется в мелководных фациях устрицами *Crassostrea gryphoides*, в глубоководных – редкими морскими моллюсками *Nucula nucleus*, *Aporrhais pespelecani*, *Lunatia helicina* при сохранении в различных фациях солоноватоводного реликта *Rzehakia dubiosa* (= *Rz. socialis* Rz.), а в лагунах – коцахурской *Congerius nucleolus Rzehak*. Средний тархан, часто обозначаемый как "тарханский мергель" или слои с *Lentipeecten corneus denudatus*, отвечает зоне Quin-

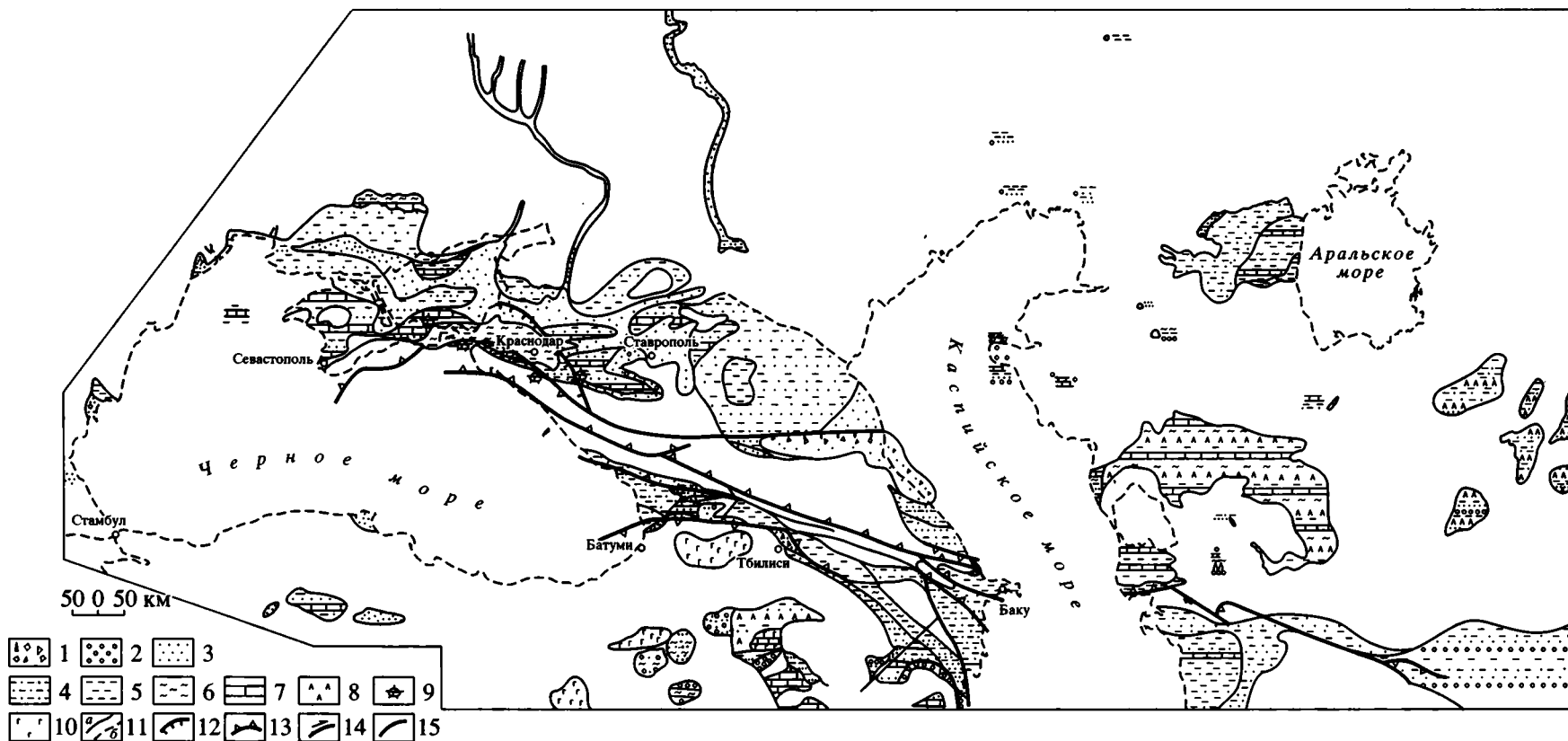


Рис. 1. Карта современного распространения чокракских отложений и их континентальных аналогов. Составили И.А. Гончарова, С.О. Хондариан, И.Г. Шерба.
 1 – брекчии; 2 – конгломераты; 3 – пески и песчаники; 4 – алевриты и алевролиты; 5 – глины; 6 – мергели; 7 – известняки; 8 – гипсы и ангидриты; 9 – биогермы;
 10 – основные вулканы; 11 – границы современного распространения чокракских отложений: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – сбросы; 13 – надви-
 ги; 14 – сдвиги; 15 – разломы различной кинематики.

queloculina boueana бентосных фораминифер (Богданович, 1965, 1974) с характерными моллюсками: *Lentipecten comeus denudatus* (Reuss), *Nucula nucleus* (L.), *Neopercnodonte navicularis* (Brocchi), *Aporthais pespelecani* (L.), *Lunatia helicina* (Brocchi). Верхний тархан в ранних работах – синоним части или всей толщи “спиралисовых глин” соответствует зонам бентосных фораминифер (снизу вверх) *Sigmoilina haidingeri* и *Bolivina tarchanensis* и охарактеризован обилием крылоногих моллюсков-спирателл. Характерные среднетарханские моллюски, а также нодозарииды и текстулярииды сохраняются локально и лишь в основании верхнего тархана.

Чокракский региоарус подразделяется на нижний (зюкские слои) и верхний (брыковские слои). Отложения нижнего чокрака могут быть прослежены практически на всей территории Восточного Паратетиса от Болгарии до Копетдага по зоне эндемичных бентосных фораминифер *Tschokrakella caucasica* и специфичным для чокрака видам моллюсков *Aequipecten varnensis* (Toula), *Ervilia praepodolica* Andrus., *Angulus* (Fabulina) *fuchsi* (Toula), *Donax tarchanensis* Bajar., *Pitar laskarevi* (Schwetz), *Cerithium cattleyae* Baily. Верхний чокрак характеризуется зоной *Nonion parvus* бентосных фораминифер (Богданович, 1965) и шестью видами моллюсков, среди которых наиболее распространены *Ervilia praepodolica* Andrus., *Donax tarchanensis* Bajar. и *Lutetia intermedia*

(Bajar.) (Неогеновая система, 1986б; Гончарова, 1989).

Караганский региоарус подразделяется на нижний (архашенские или спаниодонтелловые слои) с преобладанием эндемичных моллюсков *Spaniodontella gentilis*, средний (варненские слои), содержащий помимо спаниодонтелл эндемичных саванелл и редких морских моллюсков, и верхний (фоладовые слои или картвельские слои), принадлежность которых к карагану постоянно дискутируется (Неогеновая система, 1986а). В работе караганский региоарус рассматривается нами без детализации и учета варненских слоев, отражающих кратковременную морскую трансгрессию.

Сопоставление тархана и чокрака со средиземноморской шкалой вызывает значительные разногласия. Отчасти это связано с неудачным выбором стратотипа лангия, приведшим к неоднозначной интерпретации различными авторами этого интервала (Крашенинников и др., 1999) и, соответственно, границы нижнего и среднего миоцена. Противоречива исходная дефиниция границы карпатского и баденского региоарусов в Западном Паратетисе, проводимая по первому появлению в одних случаях преорбулин (Badenian-Cicha, Papp et al., 1975), в других – орбулин (Karpatian-Cicha, Seneš et al., 1975). Существуют и другие проблемы. Так, по наннопланктону тархан интерпретируется неоднозначно: сопоставляется либо с верхами зоны NN4 – низами зоны NN5 (Конен-

Рис. 2. Палеогеографическая карта Восточного Паратетиса в чокракское время (контуры бассейна отражают его максимальные размеры в течение чокрака, литология соответствует раннечокракскому времени). Составили И.А. Гончарова, С.О. Хондکاریан, И.Г. Щерба. Учтены данные Атласа палеогеографических карт Украинской и Молдавской ССР (1960), Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления (1962), Атласа литолого-палеогеографических карт СССР (1967), Стратиграфии СССР. Неогеновой системы (1988), *Neogene palaeogeographic atlas of Central and Eastern Europe* (1988), Палеогеографического атласа Северной Евразии (Ин-т тектоники литосферных плит) (1997), а также В.И. Гусева, Б.П. Жижченко, А.С. Застрожнова, Ю.И. Иосифовой, М.С. Карасева, В.Н. Кравчук, Е.И. Коюмджиевой, В.Г. Куличенко, В.Н. Крымуса, Б.И. Пинхасова, Т.Н. Пинчук, Б. Страшимирова, Д.А. Туголесова, В.В. Шолохова, Ю.Г. Чельцова.

Суша. 1–4 – аккумулятивные равнины: 1 – сероцветные озерно-аллювиальные отложения, 2 – красноцветы, 3 – моласса, 4 – равнины с несохранившимся или изначально отсутствовавшим чехлом осадков; 5 – возвышенности; 6 – горы. **Море.** 7 – глубоководье; 8–9 – шельф: 8 – глубокий (комплексы: а – преимущественно песчаные, б – глинисто-карбонатные), 9 – мелкий (а – песчаные осадки различного фациального типа, б – глинисто-карбонатные комплексы); 10 – лагуны; 11 – авандельты; 12 – гипергалинные отложения; 13 – чередование морских и континентальных отложений; 14 – биогермы; 15 – олистостромы; 16 – наземный вулканизм (вулканы основного состава); 17 – клиноформные комплексы (на разрезах); 18 – растительные остатки; 19 – костные остатки; 20 – основные направления сноса обломочного материала; 21–22 – границы: 21 – палеогеографические и литофациальные (а – установленные, б – предполагаемые), 22 – максимального распространения морского бассейна; 23–26 – разломы: 23 – сбросы, флексуры, 24 – надвиги (а – синседиментационные, б – постседиментационные), 25 – сдвиги, 26 – разломы не установленной кинематики; 27 – палинспастические разрезы по линиям I–I и II–II; 28 – мощности чокракских отложений: (а – изопакиты, б – значение мощностей в отдельных пунктах).

Эвксинно-Каспийский бассейн. *Осевая область* (цифры в кружках): 1 – глубоководный Кобыстанско-Южнокаспийский прогиб; 2–4 – прогибы к концу раннего чокрака, выведенные на уровень глубокого шельфа: 2 – Гурийский, 3 – Аджаро-Триалетский, 4 – Предталийский. *Южный шельф*: 5–7 – впадины: 5 – Иורי-Куриная, 6 – Новороссийская, 7 – Шемахинская; 8–10 – валы: 8 – Андрусова, 9 – Шатского, 10 – Кюрдамирский. *Северный шельф*: 11–13 – прогибы: 11 – Западно-Кубанский, 12 – Терско-Каспийский, 13 – Реликт Кумской впадины; 14 – Большекавказский остров (14а – Лабно-Ставропольская возвышенность), 15 – Восточнокавказский архипелаг. *Ирано-Малокавказский коллизионный пояс*. 16 – Южноармянский залив Центрально-Иранского бассейна, 17 – Севано-Арагацкая лагуна, 18 – Среднеараксинский пролив, 19 – Центрально-Иранский бассейн, 20 – Южно-Ванский пролив, 21 – Алеппо-Урфинский пролив, 22 – Месопотамский бассейн, 23 – Средиземное море.

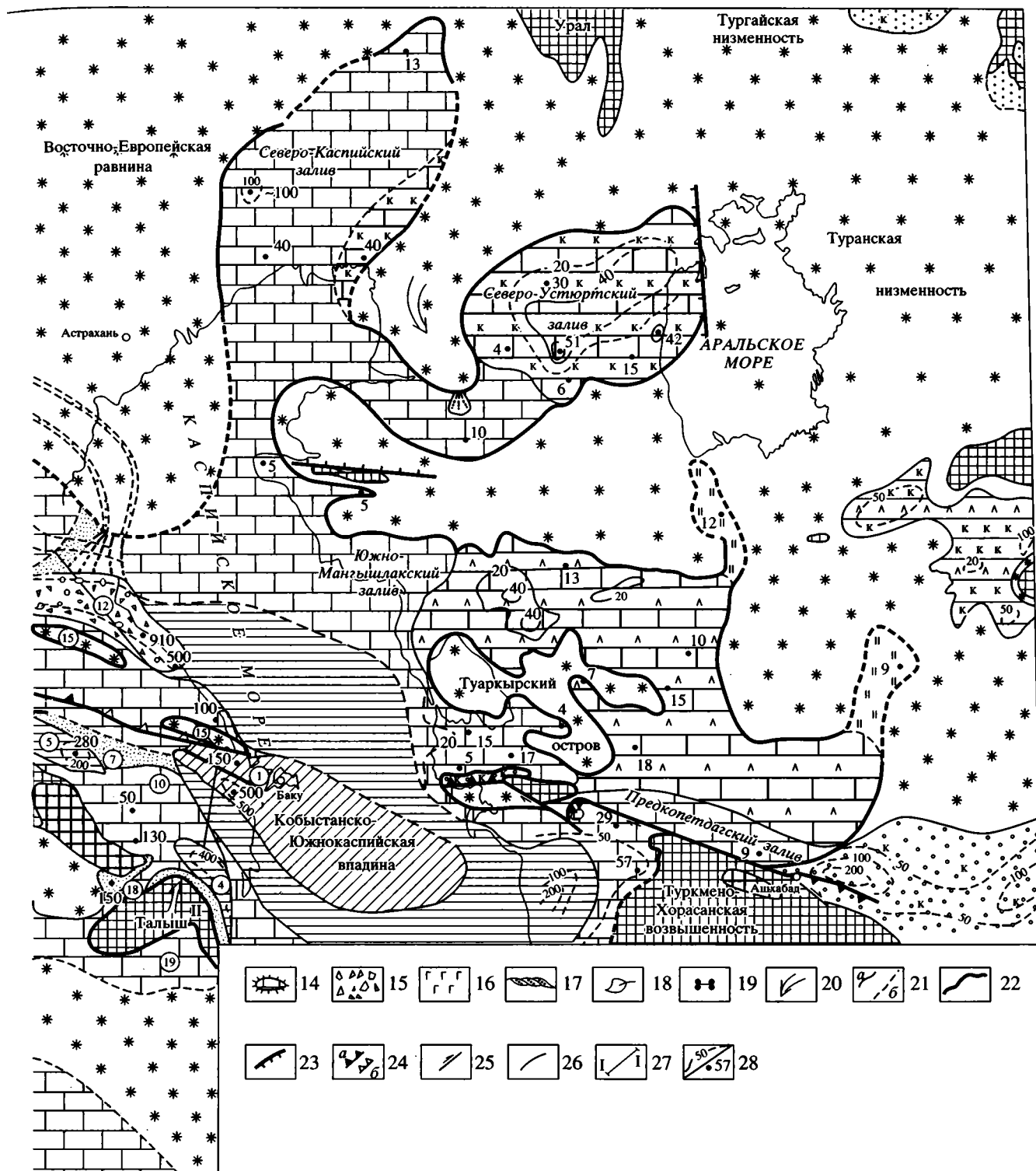


Рис. 2. Окончание.

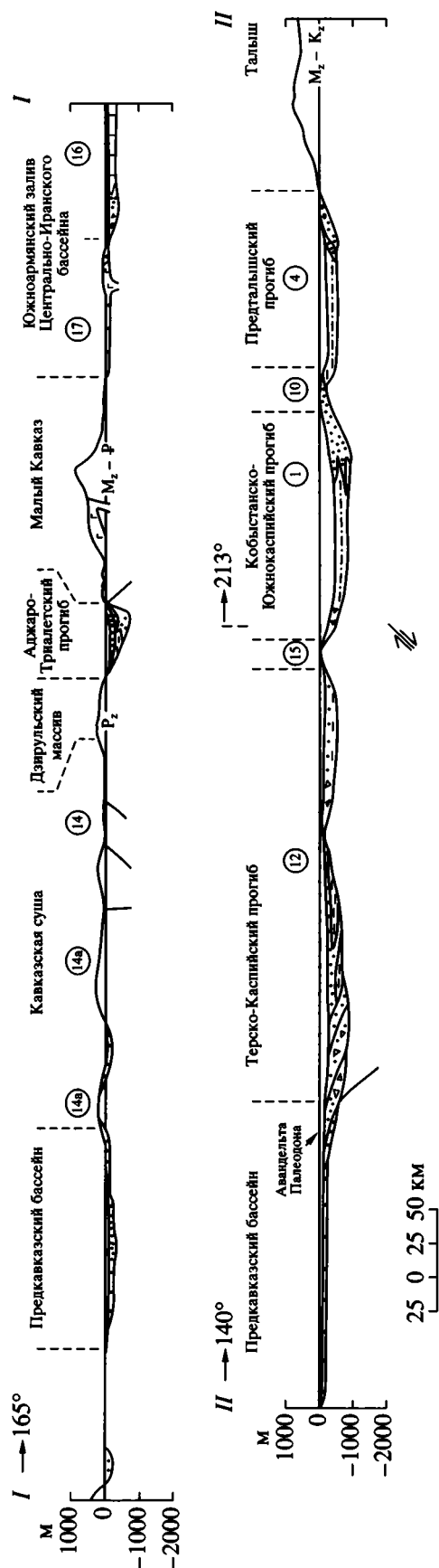


Рис. 3. Реконструированные профили Кавказской части Восточного Паратетиса. Усл. обозначения см. на рис. 2.

кова, Богданович, 1994; Иванова и др., 1998; Rögl, 1998), либо лишь с низами зоны NN5 (Andreeva-Grigorovich, Savitskaya, 2000). Нет единства и в интерпретации палеомагнитных данных (не исключено, что это может быть связано с различным пониманием объема тархана). М.А. Певзнер (Steininger et al., 1987, с. 417) соотносит основание тархана с верхами магнитозоны 17, коррелируя при этом средний и нижнюю половину верхнего тархана в шкале Бергрена (Berggren et al., 1995) с хроном C5Cn1n. По его мнению, весь тархано-чокракский интервал распространен от подошвы хрона C5Cn1n до низов хрона C5ADn (16.3–14.2 млн. лет). Э.А. Молостовский (Молостовский, Храмов, 1997) помещает тархан в верхнюю половину 16 эпохи обратной полярности (то есть в верхние две трети хрона C5Br), а тархано-чокракский интервал в целом между низами хрона C5Br и самыми верхами хрона C5ADn (15.7–14.2 млн. лет). В.М. Трубихин (1998) располагает тархано-чокракский интервал между кровлей хрона C5Cn и подошвой хрона C5Ag (16–13 млн. лет). Присутствие *Tuberculodinium vancampoe* (индекс-вид раннемиоценовой подзоны VII b согласно зональной шкале по диноцистам, предложенной Da Costa et Downie 1979), *Hystriochosphaeropsis obscura* и *Lingulodinium machaerophorus* в низах позднего тархана (Запорожец, 1999) позволяет коррелировать большую часть тархана с карпатом и верхами бурдигала. С выводами по диноцистам согласуются данные Т.А. Ивановой (Иванова, 1999; Иванова и др., 1998), выявившей в низах верхнего тархана (аргунских слоях) Равнинного Крыма комплекс планктонных фораминифер нижнемиоценовой зоны *Globigerinatella insueta*. Это сопоставление подтверждается также и корреляцией с Западным Паратетисом: коцахура с отгнангом, а карпата с низами тархана по эндемичным моллюскам Паратетиса¹ (Гончарова, 1991; Studencka et al., 1998) (таблица).

Корреляция чокрака с низами зоны NN5 нанопланктона (Коненкова, Богданович, 1994), а также положение его между тарханом, частично коррелируемым с карпатом, и караганом, сопоставляемым с величкием, позволяет соотнести чокрак с лангием Средиземноморья и нижним баденом (моравием) Западного Паратетиса. Данные по диатомеям и млекопитающим интерпретируют неоднозначно. Присутствие в составе диато-

¹ Вниманию к эндемикам обусловлено тем, что уровни общего межбассейнового сходства двустворок непоказательны: сходство по Жаккару (доля общих видов в двух бассейнах от общего числа видов в них) оказалось одинаковым у тархана с карпатом и баденом (по 13%), и у чокрака с карпатом и баденом (9 и 10% соответственно). Сходство между Восточным и Западным Паратетисом в тарханское время (13%) выше, чем в чокракское (9–10%): очевидно, связи Восточного Паратетиса с Западным в это время ослабевают (а с Тетисом, как будет видно из дальнейшего, усиливаются).

Корреляция регионарусов среднего миоцена Восточного Паратетиса с регионарусами Западного (Центрального) Паратетиса и ярусами Средиземноморья (Studenska et al., 1998, с изменениями и дополнениями)

Возраст, млн. лет	Отдел	Подотдел	Зоны планктонных фораминифер		Зоны наннопланктона	Регионарусы Центрального Паратетиса		Зоны планктонных фораминифер	Зоны бентосных фораминифер	Регионарусы Восточного Паратетиса и их подразделения		Фазы складчатости по Г. Штилле (1924)
11 12 13 14 15 16 17 18 19	Мiocen	Верхний	Торгон	M13 M12 M11 M10 M9 M8	N16 N15 N14 N13 N12 N11	Паннон				Сармат	Верхний	Аттическая
		Средний	Серраваллий			Сармат s. str.					Средний	
											Нижний	
				M7	N10	Баден	Верхний	Косовый	Velapertina indigena	Конка	Веселинские Сартаганские	
							Средний	Величкий	Globigerina decoraperta Globigerina druryi		Картвельские Варненские Архаенские	
				M6	N9		Нижний	Моравий	Orbulina suturalis Praeorbulina glomerata		Брыковские Зюкские	
		Лангий		M5	N8	NN5			LAGENIDAE	Чокрак	верхняя	Штирийская
		Нижний	Бурдигал	M4	N7	NN4		Globigerina tella insueta	Uvigerina parkeri breviformis		нижняя	
				M3	N6	NN3						
				M2	N5	NN2		Эггенбург				
						NN				Тархан		Коцахур
						NN				Сакараул		

мей чокрака северо-восточной Болгарии *Coscino-discus grunowii* Pant. и *Coscinodiscus* (= *Cestodiscus*: Радионова, 1991) *stokesianus* Grew. указывает на сходство как с нижнемиоценовой (карпатской) зоной *Raphidodiscus marylandicus* Chirst., так и с нижнебаденской диатомовой ассоциацией (Темникова-Топалова, Козыренко, 1982). Верхи нижнего чокрака, содержащие фауну млекопитающих в районе Беломечетки (Центральное Предкавказье) отвечают либо зоне MN5 Мэйна (Габуния, Бендукидзе, 1984), либо MN6 (Неогеновая система, 1986б).

По присутствию эвапоритов караган обычно сопоставляют с серединой бадена (величким), что, очевидно, подтверждается также сопостав-

лением карагана с зоной NN5 Martini (данные Е.М. Богданович. См. Барг, 1993, с. 125). Эндемичность фауны карагана и отсутствие зональных видов в ее составе затрудняет его корреляцию со Средиземноморьем в еще большей степени, чем в случае с тарханом и чокраком. Учитывая корреляцию тархана и чокрака, караган, возможно, следует относить к верхам лангия – низам серравалия.

КЛИМАТ

Тарханский интервал соответствует второму климатическому неогеновому оптимуму (Ахметьев, 1993), что подтверждают присутствие теплолюбивых родов моллюсков *Pteria*, *Perna*, *Isogno-*

mon, Atrina, Limaria, Chama (Гончарова, 1989), Gibbula, Turritella, Calyptraea (Ильина, 1993), состав мезофильной субтропической флоры (Пурцеладзе, 1983; Бурова, Панова, 1998) и наннопланктона (Andreeva-Grigorovich, Savytskaya, 2000), присутствие саргассовых водорослей, лулулитиформных мшанок (устное сообщение Л.А. Висковой), тепловодная ихтиофауна (Неогеновая система, 19866), а также наличие в составе энтомофауны термитов, тараканов и муравьев теплолюбивого рода *Dolichoderus* Lund. (Жерихин и др. см. Гончарова, 1989).

В последующее, чокракское, время тепловодные роды моллюсков: *Pteria*, *Perna*, *Isognomon*, *Limaria*, *Chama* (Гончарова, 1989), *Alaba*, *Obtortio* (Ильина, 1993), обилие среди мшанок теплолюбивого рода *Cellaria* (Вейс, 1988), мезофильный субтропический состав флоры и присутствие *Sapindus*, *Cinnamomum*, *Laurus*, *Myrta*, *Sterculia*, *Carya* (Гроссгейм, Гладкова, 1950; Рамишвили, 1983; Akhmetiev, 1995), остатки растений, характерных для мангровых зарослей, вблизи одного из восточнокавказских островов (Чечня, р. Фортанга; Akhmetiev, 1995), состав энтомофауны (цикады, муравьи, термиты; Беккер–Мигдисова, 1964; Длусский, 1981; Гроссгейм, Гладкова, 1950) указывают на сохраняющиеся с тархана условия второго неогенового климатического оптимума. Вероятно, климат раннего чокрака, как и тархана, был близок к современному субтропическому (Жижченко, 1940; Гроссгейм, Гладкова, 1950; Ахметьев, 1993; Бурова, Панова, 1998). Более аридные условия существовали в чокраке в Закаспии, где были распространены эвапориты и красные цветы, а также в Азербайджане (Ахметьев, 1993).

Климат в караганское время, по-видимому, оставался таким же теплым, как и в чокракское, но, судя по составу флоры Дагестана (Мчедlishvili, 1951) и литологическим данным (Белокрыс, 1984), стал более сухим, вероятно, – летнесухим (Ахметьев, устное сообщение) так же, как и в величии Западного Паратетиса (Сябряй, Тесленко, 1999). Не исключено, что подобная сезонная засушливость климата возникла уже в позднем чокраке.

ПАЛЕОБАТИМЕТРИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА В ТАРХАНЕ, ЧОКРАКЕ И КАРАГАНЕ

Эвксино-Каспийский бассейн, несмотря на свою значительную обособленность от океанических пространств (внутриконтинентальное положение) вплоть до середины сармата в целом сохранял сложившуюся еще в начале палеогена палеобатиметрическую зональность тылового моря (Копп, Щерба, 1998). Вместе с тем, в процессе коллизии конфигурация и размеры прогибов и

поднятий, на которые бассейн был расчленен в начале палеогена, к середине миоцена претерпели изменения. На южной, в прошлом островодужной окраине бассейна в это время преобладали континентальные условия (рис. 2, 3).

1. Северный Кавказ и Предкавказье, большая часть Копетдага, Крым, Скифская и Туранская плиты, Причерноморская часть Восточно-Европейской платформы принадлежали северному Евразийскому шельфу Восточного Паратетиса.

2. В осевой части бассейна выделялись три глубоководные впадины (рис. 2): Кобыстанско-Южно-Каспийская (рис. 2, 3: 1), Восточно-Черноморско-Триалетская и Западно-Черноморская. Кобыстанско-Южнокаспийская впадина представляла собой реликт мезозойского тыловодужного моря Большого Кавказа (с Лазаревско-Кобыстанским трогом в осевой части), географически соответствовавшего современному южному склону горного сооружения. В рассматриваемое время глубоководье, вероятно, не имело продолжения в пределы Северо-Западного Кавказа, как это было вплоть до начала миоцена. Восточно-Черноморско-Триалетская впадина – реликт обширного палеогенового внутридугового прогиба Аджаро-Триалетии, напротив, сократилась на востоке и включала лишь крайнюю северо-западную оконечность этого прогиба. Западно-Черноморская впадина, развивавшаяся в мезозое независимо от окраинного моря Большого Кавказа, отделялась от Восточно-Черноморской впадины валом Андрусова (рис. 2: 8) и замыкалась в пределах современной Черноморской акватории. Пространства, разделявшие эти впадины, принадлежали шельфу, сливавшемуся с северным шельфом Восточного Паратетиса. При этом подводные поднятия Кюрдамирского вала (рис. 2: 10) и вала Шатского (рис. 2: 9), осложнившие в палеогене мезозойскую островную дугу, были выведены на уровень мелкого шельфа.

3. Южным ограничением Эвксино-Каспийского бассейна служил орогенный пояс, включавший горный массив Малого Кавказа (палеогеновое Сомхето-Агдамское поднятие в южной части мезозойской островной дуги), Понтиды, Талыш, Эльбурс и южные поднятия Туркмено-Хорасанской складчатой области. С севера этот пояс обрамляла неширокая полоса мелкого южного шельфа Восточного Паратетиса с отдельными глубоко погруженными участками (Иори-Куринский прогиб – рис. 2: 5). К югу от этого поднятия располагался Южно-Армянский залив (рис. 2: 16) Центрально-Иранского мелководного бассейна Тетисного шельфа, вдававшегося в Центрально-Анатолийскую сушу.

ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА В ТАРХАНЕ, ЧОКРАКЕ И КАРАГАНЕ

К концу коцахурского времени (конец раннего миоцена) Восточный Паратетис существенно сократился по площади и глубине и превратился в водоем со сnivelированным рельефом дна шельфа. Вероятно, его внутренняя часть в пределах Северного Кавказа частично осушалась, о чем свидетельствует предтарханский перерыв в осадконакоплении на Восточном Кавказе (Милановский, Хаин, 1963).

В результате трансгрессии и прорыва морских вод к началу тархана в основном исчезло сероводородное заражение, и начали накапливаться глинисто-карбонатные осадки нормально-морского бассейна. Исключение составляла псевдоабиссаль периклинального Керченско-Таманского прогиба Северо-Западного Кавказа, Западно-Кубанского (рис. 2: 11) и Терско-Каспийского (рис. 2: 12) прогибов Предкавказья, а также Кобыстанско-Южно-Каспийского прогиба (рис. 2: 1) глубоководного трога Юго-Восточного Кавказа (Ализаде и др., 1980, с. 68–69). Псевдоабиссаль, термин применявшийся еще в 1897 г. Н.И. Андрусовым (Андрусов, 1961) и Б.П. Жижченко (1940) для характеристики глубоководий тарханского и чокракского бассейнов, рассматривается здесь вслед за К.М. Дерюгиным (1915) как самая нижняя зона эпиконтинентальных водоемов, которая охватывает низы континентальной ступени, лежащие далеко за пределами сублиторали (зоны распространения водорослей-макрофитов, до 100–150 м). Фауна псевдоабиссали обычно формируется из сублиторальной и имеет мало общего с океанической.

В раннем тархане, как и в начале каждого последующего цикла, стал возможен обмен фауной с Западным Паратетисом. Он происходил по Днестровскому (северо-западному) проливу, соединявшему Северное Причерноморье и южную часть Днестровско-Прутского междуречья (Гончарова, 1989) в Восточном Паратетисе с Воыно-Подольей (левые притоки Днестра – Стрыпа, Коропец, Золотая Липа) (Неогеновая система, 1986а) и Устичкивский грабен (Присяжнюк и др., 1997) в Западном Паратетисе. Вероятно, это был не единственный путь взаимопроникновения тарханских и карпатских фаун. Так, в фауне крайнего запада тарханского моря (Южная Добруджа, карапетская свита СВ Болгарии) (Nicolov, 1996) присутствуют 5 видов двустворчатых моллюсков: *Aequipecten macrotis* (Sow.), *Irus (Irus) irus* (L.), *Litophaga (Litophaga) litophaga* (L.), *Cardiocardita diversicosta* (Reuss), *Carditamera (Carditamera) auingeri* (Hoernes), отсутствующие в остальной акватории бассейна. По крайней мере, первые три из них также обитали в Западном Паратетисе в карпатское время. Очевидно, это свидетельство под-

питки тарханского бассейна через Южно-Добруджинский (в понимании Страшимирова, 1974) пролив, ограниченный на западе районами гг. Новоботево, Тервелла и Силистры, а на северо-востоке распространявшийся на территорию Румынии севернее Констанцы и Чернаводы (Kojumdgieva, Rorov, 1981) и функционировавший, по-видимому, и в более раннее сакараульское время (Попов и др., 1993). Связь через Бирладский пролив (Nosovsky, 1995), открывавшийся из Восточного Паратетиса в Альпийско-Карпатский бассейн через Восточную Румынию в последующее конкское время (Дідковський, Носовський, 1975; Рошка, 1981; Гончарова, Ильина, 1997), для тархана менее вероятна, поскольку фауна юга Днестровско-Прутского междуречья (зоны возможного контакта), бедна и не обнаруживает обогащения мигрантами соседнего (карпатского) бассейна.

В это же время на юго-востоке через Среднеараксинский пролив открылась связь с Восточным Средиземноморьем (через Южно-Ванский и Алеппо-Урфинский² проливы) и с Индо-Пацифической областью Тетиса (через Центральноиранский бассейн; Гончарова, Щерба, 1997).

Раннетарханский бассейн расширился по сравнению с коцахурским на западе и северо-западе. Кроме того, произошло значительное общее углубление водоема, в котором были широко распространены области глубокого шельфа или нижней сублиторали и псевдоабиссали (150–300 м, по Жижченко, 1940). В связи с этим в пределах всей акватории отлагались преимущественно карбонатные илы. В прибрежных частях (мелкий шельф или верхи сублиторали, до 50 м) они обогащались терригенным материалом от алевритовой до галечной размерности. Трансгрессия морских вод из Западного Паратетиса и Тетической области привела к быстрому освоению мелководий разнообразной и богатой бентосной фауной. Это были морские ежи, крабы, брахиоподы, кораллы (Квалиашвили, 1979), бентосные фораминиферы (Богданович, 1965), остракоды, включавшие, помимо перешедших из коцахура, полигагинный средиземноморский вид *Cytheridea muelleri* (Munst.) (Шнейдер, 1975), брюхоногие моллюски (Ильина, 1993). Многочисленные двустворчатые (62 вида; Гончарова, 1989) по всей мелководной части бассейна (Южно-Добруджинский прогиб-пролив; север Причерноморского залива; склоны Крымского поднятия; на западной и восточной периферии Дзирульского массива: соответственно Лечхуми, с. Чкуми, и р-н Гори-Уплисхиде; северо-западные склоны горного Талыша до хр. Меликкасур на востоке; Красноводский, Предкопетдагский, Западно-Копетдагский и Северо-Устюртский заливы) образовывали ра-

² Ранее название Загросский (Гончарова, Щерба, 1997) было распространено на эти два пролива.

кушняки с характерными скоплениями устричных банок – устричников с *Crassostrea gryphoides*.

Дно более глубоких зон шельфа было погружено до уровня нижней сублиторали. Это относится к северным склонам Западно-Кубанского (Богданович, 1965) и Терско-Каспийского прогибов Предкавказья, Абхазскому реликту Туапсинского прогиба Закавказья (р-н Джгали) и, возможно, Джебраильскому прогибу (Ализаде и др., 1980, с. 68). Псевдоабиссаль характеризовала Керченско-Таманский прогиб, южные части Западно-Кубанского (Шерик, 1973) и Терско-Каспийского прогибов Предкавказья (Неоеновая система, 1986), а также Иорский прогиб Закавказья и центральную часть Предкопетдагского прогиба. Практически на тех же глубинах оказались и прежде глубоководные (батиаль-абиссальные) зоны Эвксино-Каспийского бассейна: Колхидская часть Восточно-Черноморско-Триалетской впадины (Биа, Хоби, Патрахуца), Предталышский и Кобыстанский прогибы (Центральный Кобыстан, Апшеронский п-ов и Прикаспийско-Кубинский район – Ализаде и др., 1980). Местами в псевдоабиссали в придонном слое воды еще не полностью восстановился газообмен, и заселение этих частей бассейна шло медленнее. Иногда эти глубины (Керченский полуостров, южные части Западно-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов, Кобыстан) вообще не обнаруживали признаков жизни. Бентос псевдоабиссали был небогат и представлен редкими эвриоксибионтными формами двустворчатых моллюсков (*Nucula nucleus*, *Abra parabilis*, *Nuculana subfragilis*, *Corbula gibba*, *Thyasira flexuosa*) и, возможно, гастроподами (нассаридами). В бентосе низов сублиторали помимо вышеназванных моллюсков присутствовали также редкие *Lentipecten corneus denudatus*, *Lunatia helicina*, *Aporrhais pespelecani*.

В пелагиали появились сельдевые и тресковые рыбы (Сычевская – см. Гончарова, 1989), вблизи поверхности – хищные каранговые, причем, по мнению палеоихтиологов, эта фауна близка средиземноморской (Неоеновая система, 1986). Условия пелагиали были благоприятны также для обитания планктонных фораминифер (*Globorotalia*, *Globigerinoides*, *Globigerina*, *Planorotalia*; Носовский и др., 1976) и крылоногих моллюсков – спирателл.

Наряду с появившейся планктонной, нектонной и бентосной морской фауной еще сохранялись реликты солоноватоводной коцахурской (*Rzehakia dubiosa* (Hoern.), *Saccammina zuramakensis* Bogd., мелководные морские иглы *Syngnathus altus* Dan.; Мерклин и др., 1964; Богданович, 1965; Неоеновая система, 1986; Гончарова, 1989). Ржегакии не только заселяли мелководья (лагуны с конгериями и прибрежные морские участки), но одними из первых участвовали и в колони-

зации глубоководных зон моря, будучи здесь иногда единственными представителями моллюсков (псевдоабиссаль Предкопетдагского прогиба; Гончарова, 1989).

В середине тархана в бассейне вновь был снивелирован рельеф дна шельфа. Область нижней сублиторали расширилась как за счет обмеления участков псевдоабиссали (Керченская часть периклинального прогиба Западного Кавказа, Предкопетдагский и отчасти Терско-Каспийский прогибы, прогиб Иори, который, судя по фауне, частично мог принадлежать и псевдоабиссали), так и мелководий (верхов сублиторали), которые сохранились в это время лишь в пределах вершинной поверхности вала Шатского (среднее течение Риони; Багдасарян, 1970)³. Псевдоабиссаль сохранилась в южных частях Западно-Кубанского и Терско-Каспийского глубоких прогибов шельфа, а также в Кобыстанском и Предталышском глубоководных прогибах (о других глубоководных прогибах, отчетливо проявившихся в раннем тархане, сведений нет). Началось некоторое ограничение связей с Мировым океаном, на что указывает усиление эндемизма двустворчатых моллюсков и уменьшение в их составе доли мигрантов (Гончарова, 1989). Тем не менее фауна среднетарханского бассейна оставалась богатой и разнообразной. Среди обитавших здесь моллюсков (60 видов) больше половины еще составляли полига-линные средиземноморские виды, в числе которых *Nucula nucleus*, *Lentipecten corneus denudatus*, *Neopycnodonte navicularis*, *Lunatia helicina*, *Aporrhais pespelecani* были наиболее массовыми и широко распространенными в нижней сублиторали, часто образуя ракушняковые грунты. На ракуше и устричных банках, создаваемых *Neopycnodonte navicularis*, селились полихеты родов *Serpula*, *Spirorbis*, мшанки отрядов *Cyclostomida* (под *Crisia*) и *Cheilostomida* (роды *Scrupocellaria* и *Puellina*) (Бейс, 1988), усоногие рачки-балабусы. На илистых и песчано-илистых грунтах низов сублиторали в окрестностях Дзирульского массива (Гориса, Хорши – Багдасарян, 1965), а также в районах Западного (Гончарова, 1989) и Восточного Предкавказья (Мерклин, 1948), Красноводского плато и Предкопетдагского прогиба обитали морские ежи рода *Schizaster*. Изредка на мягких грунтах встречались лунулитоморфные свободнолежа-

³ Предположение о том, что горийские (Ананишвили, 1985) и томаковские слои (Носовский, 1998) представляют собой мелководную фацию среднего тархана, требует дополнительного обоснования. В частности, этому предположению противоречит раннетарханский состав горийского комплекса фораминифер (Джанелидзе, 1970), а также палеомагнитные исследования (устное сообщение В.М.Трубикина), свидетельствующие о различной полярности: обратной намагниченности горийских слоев Грузии и прямой намагниченности “тарханского мергеля” (средний тархан) гипостратотипа тархана (урочище Малый Камышлак).

щие мшанки (роды *Lunulites*, *Cupulardia*, *Discoporella*, *Lunularia*: устное сообщение Л.А. Висковой).

На мелководье (верхи сублиторали), в меньшей степени, чем в раннем тархане, занятом устричниками с *Crassostrea gryphoides*, были наиболее многочисленны венериды (*Pelecypora islandicoides*), пектиниды (*Lentipecten corneus denudatus*), кардииды (*Asantocardia centumpania*), корбулиды, эрвии, из гастропод – *Calyptraea chinensis* (L.). На ракуше и более твердых участках грунта также селились полихеты, мшанки, баянусы. Нередки были крабы. Ржегаки в сублиторали почти полностью исчезли, сохранившись лишь в некоторых районах Грузии. Среди бентосных фораминифер наряду с эвригалинными семействами были широко распространены нодозарииды и текстурарииды (Богданович, 1947, 1965; Крашенинников, 1959; Богданович, Гончарова, 1976). В составе остракод преобладали средиземноморские полигалинные роды: *Xestoleberis*, *Cytheretta*, *Aurilia*, *Aglajocypris*, *Bythocythere*, *Eucythere* (Шнейдер, 1975; Неогеновая система, 1986б).

Наиболее неизменным оставался бентос псевдоабиссали, где детритофаги *Abra*, *Nuculana*, *Thyasira*, *Nucula* уже полностью вытеснили ржегакий.

Заметную часть планктона составляли крылоногие моллюски спирателлы, а также планктонные фораминиферы: глобигерины (в частности *Globigerina tarchanensis*), глобороталии и планороталии (Носовский и др., 1976; Неогеновая система, 1986б). Присутствовали и морские утки *Lepas miocenica* (Reuss) (определение А.С. Алексеева) – представители псевдопланктона. Увеличилось разнообразие морских рыб (Банников, Парин, 1997), комплекс которых оставался близким к раннетарханскому, причем наиболее многочисленными были сельдевые (Неогеновая система, 1986б).

В позднем тархане продолжалось углубление бассейна, особенно осязаемое во внешней части Евразийского шельфа. В Западном Закавказье в тех же районах, что и в среднем тархане, сохранялись мелководья с ракушняковыми грунтами, в образовании которых *Crassostrea gryphoides* играла уже подчиненную роль, а *Neoruscynodonte navicularis* практически исчезла. Устричники, образованные сильно изменчивыми видами *Crassostrea gryphoides* и *Ostrea lamellosa*, были отмечены в тархане впервые в ранее более глубоких Джебраильском и Предталышском прогибах (на северо-восточном склоне Талыша – Ализаде и др., 1980). Есть указание (Жижченко, 1940) и на присутствие устричных банок в северо-восточной части Терско-Каспийского прогиба (р. Ярык-су между реками Терек и Сулак), что свидетельствует о продолжавшемся обмелении этой части бассейна. Находка мелководной эндемичной собачковидной рыбы *Mioblennius fraudulentus* Bann. семейства *Blennidae* (Банников, 1996) на псевдоабиссаль-

ных глубинах Апшерона (р. Сумгаит, Азербайджан) указывает на ее занос с мелководий, вероятно, расположенных северо-западнее. В низах сублиторали в Картлийской и Рионской погруженных частях Дзирульского массива в самом начале позднего тархана в массовом количестве были распространены морские ежи (Багдасарян, 1965). В наиболее глубоководной части бассейна, в придонном слое воды, на протяжении позднего тархана периодически возникал дефицит кислорода (Мерклин, 1950; Багдасарян, 1965).

Связи тарханского бассейна с Мировым океаном продолжали сокращаться, увеличилось поступление в бассейн обломочного материала (Жижченко, 1940; Багдасарян, 1965). Это отразилось и на фауне позднетарханского бассейна. На фоне обилия крылоногих моллюсков-спирателл на протяжении аргунского времени наблюдается обеднение некоторых групп морской фауны (Богданович, Гончарова, 1976). Сократилось число мигрантов и усилился эндемизм двустворчатых моллюсков, хотя общее их число (59 видов) практически не изменилось. Исчез ряд полигалинных средиземноморских моллюсков, включая вышеупомянутые характерные среднетарханские виды, а также нодозарииды и текстурарииды среди бентосных фораминифер (Богданович, Гончарова, 1976; Богданович, см. Гончарова, 1989). Остракоды, напротив, стали более разнообразны в видовом и родовом отношении в основном за счет эвригалинных форм (Неогеновая система, 1986б; Шнейдер, 1975). Из полихет были распространены представители рода *Pectinariopsis*, трубочки которых составлены из раковинок спирателл. Почти до конца аргунского времени продолжали свое существование полигалинные *Lepas miocenica* (Reuss), прикреплявшиеся к различным плавающим предметам: обломкам древесины, саргассовым водорослям (*Sargassum*, *Systoseira*: определение М.А. Ахметьева), обнаруженным в псевдоабиссали Крыма. Планктонные фораминиферы, представленные, как и в среднем тархане, глобороталиями, планороталиями и глобигеринами (с наиболее многочисленной *Globigerina tarchanensis*: Богданович, 1965), к концу аргунского времени стали редки и вскоре исчезли (Пишванова, см. Гончарова, 1989). Наннопланктон в это же время был сильно обеднен качественно и количественно (Andreeva-Grigorovich, Savvitskaya, 2000).

Тем не менее, характер бассейна оставался морским. Периоды заморов в псевдоабиссали, когда в результате возникновения на дне условий сероводородного заражения донная жизнь становилась все более скудной и часто исчезала, сменяясь периодами аэрации (Мерклин, 1950). Бассейн тогда снова заселялся бентосом, в нем, наряду с офиурами, иногда появлялись даже морские ежи и помимо продолжавших существовать сельдевых, тресковых и каранговых рыб отмечались мезопе-

лагические *Lotella andrussovi* (Bogatchev) (Ископаемые костистые..., 1980) и глубоководные рыбы – светящиеся анчоусы (*Vinciguera merklini* Dan., Неогеновая система, 1986б; Сычевская, см. Гончарова, 1989; Банников, Парин, 1997). Вновь в Восточном Паратетисе появился *Bregmaceros filamentosus* (Priem) (сем. *Bregmacerotidae*: Неогеновая система, 1986б) – батипелагический вид открытых морей, известный из эоцена – раннего олигоцена Кавказа и олигоцена Южного Ирана (Ископаемые костистые..., 1980)⁴. Среди наннопланктона (Музылев, Головина, 1987) и рыб (Банников, 1984) отмечены и индопафические мигранты. Комплексы диноцист тархана, также как чокрака и в меньшей степени карагана, содержат много таксонов, общих с разрезами Средиземноморья (Ахметьев, устное сообщение). К концу позднего тархана в прогибах Восточного Крыма (Мерклин, 1950), Тамани и Предкавказья (Жижченко, 1940) существовавшая здесь фауна псевдобассисли постепенно сменяется фауной, характеризующей уже условия нижней сублиторали, что указывает на общее обмеление бассейна.

Таким образом, основываясь на анализе фауны, можно предположить, что на протяжении всего тархана бассейн оставался морским (30–32‰), возможно, с чуть меньшей соленостью в среднем и позднем тархане (Гончарова, 1989). Палеобатиметрическая зональность тарханского бассейна сохраняла некоторые черты, характерные для более ранних этапов развития, отмечавшиеся еще в палеогене и существенно изменившиеся в чокраке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ализаде К.А., Азизбекова А.А., Атаева Э.З. Оligocen-миоценовые отложения Талыша, юго-восточного окончания Малого Кавказа (Джебраильский район) и Нахичеванского прогиба (Стратиграфия и фауна). Баку: Ин-т геологии АН АзССР, 1980. 99 с.
- Ананишвили Г.Д. Территория Грузии и смежные с ней регионы в тарханское время. Тбилиси: Мецниереба, 1985. 217 с.
- Андрусов Н.И. Избранные труды. М.: Наука, 1961. Т. 1. 712 с.; 1963. Т. 2. 644 с.; 1964. Т. 3. 635 с.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. М.-Л.: ВАГТ, 1962. Лист 77.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. IV. М.: ВАГТ, 1967. Лист 45.
- Ахметьев М.А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена Внетропической Азии. М.: Наука, 1993. 140 с.
- Багдасарян К.Г. Развитие моллюсковой фауны чокрака Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1965. 211 с.
- Багдасарян К.Г. Фауна моллюсков тарханского горизонта и условия ее существования. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 151 с.
- Банников А.Ф. Род *Scomberoides* (Teleostei) в миоцене Кавказа // Палеонтол. журнал. 1984. № 1. С. 108–110.
- Банников А.Ф. Новые собачковидные рыбы семейств *Blennidae* и *Clinidae* (Perciformes) из миоцена Паратетиса // Палеонтол. журнал. 1998. № 4. 63–67.
- Банников А.Ф., Парин Н.Н. Список морских рыб из кайнозойских (верхний палеоцен–средний миоцен) местонахождений юго-западной части России и сопредельных стран // Вопросы ихтиологии. 1997. № 2. С. 149–161.
- Барг И.М. Биостратиграфия верхнего кайнозоя Южной Украины. Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1993. 195 с.
- Беккер-Мигдисова Е.Э. Третичные равнокрылые Ставрополя. М.: Наука, 1964. 108 с.
- Белокрыс Л.С. Спирорбины причерноморского миоцена // Палеонтол. журнал. 1984. № 2. С. 24–39.
- Богданович А.К. О результатах изучения фораминифер миоцена Крымско-Кавказской области // Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. 1947. Л.-М.: Гостоптехиздат. 38 с.
- Богданович А.К. Стратиграфическое и фацциальное распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса // Тр. Краснодар. филиала ВНИПИ нефть. 1965. Вып. 16. С. 300–351.
- Богданович А.К. Этапы развития фауны фораминифер миоцена Северного Кавказа и вопросы генезиса // Мет. Вуг. rech. geol. et minieres. 1974. Т. 2. № 78. Р. 739–744.
- Богданович А.К., Гончарова И.А. Условия существования и изменение состава фораминифер и двустворчатых моллюсков в позднетарханское время на Керченском полуострове // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51. Вып. 2. С. 155–156.
- Бурова Ж.В., Панова Л.А. Особенности развития миоценовой палинофлоры южной части Восточно-Европейской платформы // Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров). Волгоград–Тамань: Волгоград. геолого-развед. эксп. Мин. природных ресурсов РФ, 1998. С. 45–46.
- Вейс О.Б. Миоценовые мшанки Северного Кавказа и Крыма. М.: Наука, 1988. 102 с.
- Габуния Л.К., Бендукидзе О.Г. Мелкие млекопитающие Беломечетской (Северный Кавказ, чокрак) и их биостратиграфическое значение // Сообщ. АН ГССР. 1984. Т. 113. № 1. С. 93–95.
- Гончарова И.А. Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов. М.: Наука, 1989. 200 с.
- Гончарова И.А. Тарханско-караганский цикл (миоцен) развития Восточного Паратетиса: корреляция, гидрология и палеобиогеография // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 81–84.
- Гончарова И.А., Ильина Л.Б. К вопросу о взаимоотношении среднемиоценовых бассейнов Западного и Восточного Паратетиса и возрасте моллюсков скважины у г. Ананьева (Украина) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т.5. № 6. С. 74–82.

⁴ Все перечисленные виды рыб происходят из “спиралисовых глин” (аргунских слоев), возраст которых, как было указано выше, трактуется по-разному. В частности, авторы книги “Ископаемые костистые рыбы СССР” возраст нижней части этих глин определяют как тарханский, а верхней – как чокракский.

- Гончарова И.А., Щерба И.Г. Паратетис в конце ранне-го-среднего миоцена и его связи с окружающими бассейнами // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1997. Т. 5. № 3. С. 102–107.
- Гроссгейм В.А., Гладкова А.Н. Новые данные о строении суши караганского времени восточной части Кавказа // Докл. АН СССР. Новая сер. 1950. Т. 73. № 1. С. 157–159.
- Джанелидзе О.И. Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 72 с.
- Дерюгин К.М. Фауна Кольского залива и условия ее существования // Зап. Император. АН. Физ. мат. отд. 1915. Т. 8. № 1. 929 с.
- Дідковський В.Я., Носовський М.Ф. Причерноморська западина: Міоцен // Стратиграфія УРСР. Київ: Наук. думка. 1975. Т. 10. Неоген. С. 32–70.
- Длусский Г.М. Миоценовые муравьи (Hymenoptera, Formicidae) // Новые ископаемые с территории СССР. М.: Наука, 1981. С. 64–82.
- Жижченко Б.П. Нижний и средний миоцен // Стратиграфия СССР. М.–Л.: Изд-во. АН СССР, 1940. Т. 12: Неоген. С. 11–227.
- Жижченко Б.П. Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Госнаучтехиздат, 1959. 386 с.
- Запорожец Н.И. Палиностратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднеэоценовых – нижнемиоценовых отложений р. Белой (Северо-Западное Предкавказье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 61–78.
- Иванова Т.А. Биостратиграфия миоценовых отложений Равнинного Крыма по фораминиферам. Автореф. дис. ... канд геол. наук. Киев: Ин-т геол. наук НАН Укр., 1999. 20 с.
- Иванова Т.А., Барз И.М., Богданович Е.М. Тарханский регионарус Равнинного Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1998. № 2. С. 44–50.
- Иванова Т.А., Сибирякова О.П., Богданович Е.М. К вопросу о возрасте спириалисовых глин Крыма // Тр. Междунар. конф. “Проблемы геологии и освоения недр.” Томск: Томский политехнический ин-т. 1998. Т. 1. С. 30–31.
- Ильина Л.Б. Определитель морских среднемиоценовых гастропод Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1993. 149 с.
- Ископаемые костистые рыбы СССР. М.: Наука, 1980. 210 с.
- Квалишвили Г.А. Основные этапы развития морских моллюсков среднего миоцена Черноморской области. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 283 с.
- Коненкова И.Д., Богданович Е.М. Распределение фораминифер и наннопланктона в тархан-чокракских отложениях урочища Малый Камышлак (Керченский п-ов) // Биосфера геологичного минулого України. Київ: ІГН НАН Укр. 1994. С. 95–96.
- Копп М.Л., Щерба И.Г. Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–59.
- Копп М.Л., Щерба И.Г. Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–59.
- Кравчук В.Н., Волчегурский Л.Ф. Новые находки средне- и верхнемиоценовых отложений в Восточном Прикаспии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50. Вып. 1. С. 40–44.
- Крашенинников В.А. Фораминиферы // Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 15–103.
- Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. и др. Миоцен северо-восточной Атлантики и Восточного Средиземноморья (биостратиграфия, палеоэкология, палеогеография). М.: Научный мир, 1999. 185 с.
- Куличенко В.Г., Попов Н.Г. Корреляция неогеновых отложений черноморских побережий и шельфа Болгарии и Украины. Киев: Институт геол. наук АН Укр. ССР, 1987. 33 с.
- Куницкая Т.Н., Пожарская Т.Ф., Соловьева Н.С. и др. Фации и палеогеографическая обстановка накопления мезозойских и кайнозойских отложений Средней Азии и южных районов Казахстана // Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана. М.: Недра, 1969. С. 58–102.
- Мерклин Р.Л. Об изменчивости группы *Leda subfragilis* R. Ноеп. в тарханском бассейне // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1948. № 2. С. 225–234.
- Мерклин Р.Л. Пластинчатожаберные спириалисовых глин, их среда и жизнь. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 95 с.
- Мерклин Р.Л., Богданович А. К., Буряк В.Н. О фауне из верхней части реческих отложений рек Кубань и Большой Зеленчук // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39. Вып. 4. С. 52–56.
- Милюновский Е.К., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 327 с.
- Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та. 1997. 180 с.
- Музылев Н.Г., Головина Л.А. Связь Восточного Паратетиса и Мирового океана в раннем – среднем миоцене // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 62–72.
- Мчедlishvili П.А. К палеогеографии Кавказа в караганском веке в связи с данными палеоботаники // Докл. АН СССР. 1951. Т. 81. № 5. С. 921–923.
- Неогеновая система. Полутом 1. Стратиграфия СССР. Отв. ред. Муратов М.В., Невеская Л.А.). М.: Недра, 1986а. 418 с.
- Неогеновая система. Полутом 2. Стратиграфия СССР / Отв. ред. Муратов М.В., Невеская Л.А. М.: Недра, 1986б. 442 с.
- Носовский М.Ф. Геологические и биотические события олигоцена, раннего и среднего миоцена в Северном Причерноморье // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 3. С. 44–50.
- Носовский М.Ф., Барз И.М., Пишванова Л.С., Андреева-Григоревич А.И. Об объеме тарханского яруса на юге СССР // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1976. С. 22–31.
- Польстер Л.А., Кравченко М.Ф. Миоценовый этап // Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Прикарпатобазье. Л.: Недра, 1964. С. 204–219.
- Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. и др. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене-раннем миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1993. Т. 1. № 6. С. 10–39.

- Присяжнюк В.А., Люльева С.А., Сябряй С.В. и др. Новые данные по палеонтологии и стратиграфии миоценовых отложений Устечкивского грабена Волино-Подоллии // Геол. журн., 1997. № 1–2. С. 57–64.
- Пурцеладзе Х.Н. Палинокомплекс тарханского региона Западной Грузии // Тр. Зап. Сиб. научн.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та. 1983. № 179. С. 46–48.
- Радионова Э.П. Стратиграфия неогена тропической области Тихого океана по диатомеям. М.: Наука, 1991. 110 с.
- Рамишвили И.Ш. Использование палинологических данных для корреляции неогеновых отложений некоторых районов Паратетиса // Тр. Зап.-Сиб. научн.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та. 1983. № 179. С. 56–61.
- Рошка В.Х., Хубка А.Н. Очерк стратиграфии неогеновых отложений междуречья Днестр–Прут // Биостратиграфия антропогена и неогена Юго-Запада СССР. Кишинев: Штиинца, 1981. С. 78–107.
- Сорочан О.А. Стратиграфия среднемиоценовых відкладів Волино-Подільської схили Українського кристалічного щита за фауною пелеципод. Київ: Вид. АН УССР, 1958. 31с.
- Страшимиров Б. Наличие на тарханских седиментах в Североизточна България // Год. Висш. Мин. геол. ин-т. 1974. Т. 18. Св. 2. С. 21–286.
- Сябряй С.В., Тесленко Ю.В. Палеоботанические исследования соленосных отложений Закарпатья (Украина) // Актуал. проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГИРГИ, 1999. С. 289–290.
- Темникова-Топалева Д.Н., Козыренко Т.Ф. О диатомовых водорослях чокракских отложений Западной части Восточного Паратетиса (Северо-Восточная Болгария) // Ботан. журн. 1982. Т. 67. С. 643–647.
- Трубихин В.М. Палеомагнитная шкала и стратиграфия неоген-четвертичных отложений Паратетиса // Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров). Тез. докл. Волгоград-Тамань: Волгоград. геолого-развед. эксп. Мин. природных ресурсов РФ, 1998. С. 13–21.
- Чельцов Ю.Г., Клейнер Ю.М., Шолохов В.В. Неоген Северного и Восточного Прикарабагазья // Изв. вузов. Геология и разведка. 1967. № 3. С. 26–35.
- Шнейдер Г.Ф. Остракоды неогеновых отложений юга России // Тр. VI Конгресса РКСМН. Братислава. 4–7 сентября 1975 г. Братислава, 1975. Т. 1. С. 163–171.
- Шолохов В.В. История новейшего геологического развития и результаты структурно-геоморфологического изучения Южного Устюрта // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1969. 19 с.
- Шерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. М.: Наука, 1993. 229 с.
- Adams C.G., Gentry A.W., Whybrow P.J. Dating the terminal Tethyan event // Utrecht Micropal. Bull. 1983. № 30. P. 273–298.
- Akhmetiev M.A. Paleobotanical data on the geological age in the Greater Caucasus Land // Palaeobotanical Journal. 1995. V. 29. № 1a. P. 172–181.
- Ananianashvili G. On Biostratigraphy of Middle Miocene sediments of Eastern Paratethys // Bull. Georgian Acad. Sci. 1999. 160. № 3. P. 495–497.
- Andreyeva-Grigorovich A.S., Savitskaya N.A. Nannoplankton of the Tarkhanian deposits of the Kerch Peninsula (Crimea) // Geol. Carpathica. 2000. 51. № 6. P. 399–406.
- Baldi T. The early history of the Paratethys // Foldt. kozlony. 1980. V. 110. № 3/4. P. 456–471.
- Berggren W.A., Kent D.A., Swisher C.C., Aubry M.P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. Geochronology timescales and global stratigraphic correlation // SEPM Special publication. Tulsa, Oklahoma. 1995. 54. P. 129–212.
- Blow W.H. Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy / Ed. Bronniman P., Renz H.H. Proc First International Conference on planktonic microfossils (Geneva 1967): Leiden, E J Brill. 1969. V. 1 P. 199–421.
- Cicha I., Papp A., Seneš J. Steininger F. F. Badenian // Proc. Vth R.C.M.N.S. Congress Bratislava 1975. Bratislava: Veda. 1975. 1. P. 43–49.
- Cicha I., Seneš J., Steininger F.F. Karpatian // Proc. Vth R.C.M.N.S. Congress Bratislava 1975. Bratislava: Veda. 1975. 1. P. 93–100.
- Hámor G. Neogene palaeogeographic atlas of Central and Eastern Europe. Budapest: Hungar. Geol. Inst. 1988. Map 4.
- Kojumdgieva E.I., Popov N.G. Regions strukturo-paleogeographiques en Bulgarie du Nord-Est Pendant le Neogene // Compt rendus l Academie Bulgare du Nord-Est Pendant le Neogene. 1981. T. 34. № 9. P. 1273–1275.
- Laskarev V. Sur les équivalents du sarmatien supérieur en Serbie // Rec. travaux offert à M. Jovan Cvijić par ses amis et collaborateurs a l'occasion de ses trente-cinq ans de travail scientifique. Beograd. 1924. P. 1–13.
- Nicolov P.I. New elements of the molluscs fauna from the Karapelit Formation, NE Bulgaria // Materials of Symposium Neogene stratigraphy and palaeontology of Kerch and Taman peninsulas. 4–12 th June 1996. Moscow–Krasnodar–Anapa: Russian Committee for IGCP, 1996. P. 27–28.
- Nosovsky M.F. Palaeogeographic links between Miocene sea basins of South Ukraine and Mediterranean region. Abstracts of the Xth R.C.M.N.S. Congress. Bucharest, September. 1995 // Romanian J. Stratigraphy. 1995. V. 76 (suppl. 7, 1). P. 175–176.
- Rögl F. Paleogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene) // Ann. Naturhist. mus. Wien. 1998. 99A. P. 279–310.
- Steininger F.F., Rögl F., Dermitzakis M. Report on the round table discussion: "Mediterranean and Paratethys corelations." Proceedings of the VIII th R.C.M.N.S. Congress 1987 // Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici. 70. Budapest, 1987. P. 397–421.
- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Borntraegen, 1924. 55 S.
- Studencka B., Gontsharova I.A., Popov S. V. The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys // Acta geol. polonica. 1998. V. 48. № 3. P. 285–342.

Рецензенты А.Ю. Розанов, В.Е. Хаин

УДК (063):55

СТРАТИГРАФИЯ НА ПОСЛЕДНЕМ В XX ВЕКЕ МЕЖДУНАРОДНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КОНГРЕССЕ (РИО-ДЕ-ЖАНЕЙРО, БРАЗИЛИЯ)

© 2001 г. Ю. Б. Гладенков

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

Поступила в редакцию 21.12.2000 г.

6–17 августа 2000 г. в Рио-де-Жанейро (Бразилия) состоялся 31-й Международный геологический конгресс (МГК). Следует напомнить, что подобные конгрессы проходят с 1878 г., со времени создания Международного союза геологических наук, который, кстати сказать, сейчас объединяет ученых более 110 стран и 35 общественных организаций. Эти конгрессы проходят через 4 года, подобно спортивным олимпиадам. На них присутствуют тысячи людей, которые обсуждают геологические проблемы, участвуют в геологических экскурсиях и знакомятся с культурой принимающей страны. Напомню, что в России МГК проходили в 1897, 1937 и 1984 годах.

На МГК обычно подводятся итоги деятельности геологов разных стран, обсуждаются новые идеи и намечается стратегия будущих работ. Чрезвычайно важно, что такие форумы способствуют интенсивному обмену геологической информацией. Каждый МГК является значительной вехой в развитии геологии; МГК отражают определенный уровень каждого направления геологии, в том числе и стратиграфии.

На Бразильском конгрессе присутствовали геологи из 90 стран. Представительность геологов на последних пяти МГК, в том числе и на последнем МГК, показана ниже:

№ МГК	Год проведения	Страна и город	Число стран-участниц	Число участников
27	1984	СССР, Москва	107	5239
28	1989	США, Вашингтон	104	5786
29	1992	Япония, Киото	93	4186
30	1996	КНР, Пекин	116	6147
31	2000	Бразилия, Рио-де-Жанейро	90	4108
32	2004	Италия, Флоренция		

Отметим, что число геологов из США и России в Бразилии было соответственно 324 и 320.

Особенностью данного конгресса является то, что он был последним в XX веке и потому определенным образом знаменовал научные итоги геологии уходящего столетия. По мнению Р. Бретта (президент МСГН последних лет) и других специалистов, к принципиальным достижениям геологии можно отнести следующие: оформление плейт-тектонической “теории”, появление материалов по эволюции Солнечной системы, выявление сложного строения системы Земля с разноплановым взаимодействием ее оболочек; определение новых путей поисков полезных ископаемых (прежде всего воды, нефти, газа и пр.); более ясное, чем раньше, понимание происхождения и эволюции жизни. К перечисленному можно добавить и актуальные сейчас проблемы, связанные с экологией.

Несколько слов об организации Бразильского конгресса. Его возглавлял в качестве президента Оргкомитета проф. У. Кордани. Работа конгресса проходила на симпозиумах (несколько десятков). Доклады делались в устной и стендовой

форме. Участники конгресса получили компакт-диск с присланными тезисами докладов (их было более 7000, из них около 2% пришлось на тезисы российских геологов). Во время конгресса работала выставка геологической продукции разных стран (карты, атласы, книги и пр.) и проходили геологические экскурсии.

СТРАТИГРАФИЯ

Этому направлению геологии было уделено достаточно большое внимание. Среди наиболее актуальных проблем были рассмотрены следующие: а) новый вариант Международной стратиграфической шкалы, б) краткая версия Международного стратиграфического руководства (кодекса), в) вопросы, связанные с разными аспектами стратиграфической практики, среди которых важными были вопросы комплексного использования различных (в том числе новых) методов стратиграфической классификации и номенклатуры (в рамках каждой системы и отделов), палеогеографических реконструкций и пр. Обсуждение этих проблем

проходило в рамках специальных симпозиумов (таких как Стратиграфия, Палеонтология и историческая геология, Морская геология, Геологическое картирование и пр.) и заседаний подкомиссий Международной комиссии по стратиграфии (МКС).

НОВЫЙ ВАРИАНТ МЕЖДУНАРОДНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ (МСШ)

Напомним, что в 70-е годы, когда В.В. Меннер был председателем МКС, оформилась ее структура, которая фактически дожила до наших дней. МКС включает 18 подразделений-подкомиссий и комитетов (прежде всего по отдельным системам МСШ, стратиграфической классификации, геохронологии и пр.), которые имеют около 400 голосующих членов и до 2000 специалистов-участников из 109 стран.

МКС была создана еще в 1878 г. на 1-ом МГК. В 1881 г. на 2-ом МГК ею была рекомендована первая шкала стратиграфических категорий, а в 1900 г. на 8-ом МГК был принят вариант МСШ, который с небольшими изменениями использовался многие десятилетия (кстати, в нем ярусы и зоны считались еще региональными подразделениями). В послевоенное время МКС активизировала свою деятельность, и одним из результатов ее было создание в 1976 г. Международного стратиграфического кодекса (см. далее). В 80–90-е годы возникла потребность в определенной ревизии МСШ в связи с появлением важных стратиграфических материалов, прежде всего, по зональному расчленению, а также по магнитной и изотопной стратиграфии. Вот почему в последние годы все подкомиссии МКС были ориентированы на обоснование ярусных категорий и их границ. Собственно поэтому и стали появляться новые варианты МСШ (в 1989 г. на 28-ом, в 1996 г. на 30-ом конгрессах).

В 1998 г. президент Международной комиссии по стратиграфии Ю. Ремане разослал во все страны последний вариант МСШ для обсуждения его в национальных стратиграфических организациях. Отметим, что в апреле 1999 г. МСК России направил свои замечания и предложения по этому поводу. Вариант шкалы, который был распространен в Бразилии, был фактически повтором варианта 1998 г. и не отразил многие пожелания нашего МСК и, видимо, других организаций (Explanatory note..., 2000). Несмотря на эмблемы ЮНЕСКО и МСГН, что может рассматриваться, наверное, как показатель высокого международного статуса, представленная шкала при ее обсуждении вызвала возражения и даже раздражение.

В краткой форме о нововведениях в шкале можно сказать следующее:

Докембрий. Принята фактически нумерическая основа расчленения (с границами по круглым цифрам). В шкале отсутствуют названия “рифей” и “венд”. Практически условно выделены геохронологические под-

разделения. В качестве эонотем рассматриваются архей (с 4-мя эратемами) и протерозой (с 3-мя эратемами и 10-ю системами).

Системы “палеоген” и “неоген” закреплены в качестве самостоятельных.

Выделены новые подсистемы и отделы: в карбоне – два (миссисипий и пенсильваний), в перми – три (лопингский, гваделупский и цизуральский).

Выделены новые ярусы: в триасе – индский и оленекский, в нижней перми оставлены “старые” русские асельский, сакмарский, артинский и кунгурский, в средней перми введены – “американские” роадский, вордский и капитанский, в верхней перми – “китайские” вучиапигский и чангсинский; в верхнем неогене – выделен гелазский ярус.

Некоторые системы остались без ярусов: весь кембрий, частично ордовик и силур.

Датировки границ даны по материалам подкомиссий и по Ж. Одину (1997) (Explanatory note..., 2000).

Введены новые символы систем: кембрий – ϵ , палеоген – E .

Введены новые символы ярусов – в каждой системе им отвечает нумерация снизу вверх (со строчной начальной буквой названия системы). Например, для неогена (N) будут выделяться ярусы с символами n_1 – n_9 :

Система	Отдел	Ярус	Символ яруса
Неоген N	Плиоцен N_2	Гелазий	n_9
		Пьяченций	n_8
		Занклий	n_7
	Миоцен N_1	Мессиний	n_6
		Тортон	n_5
		Серравалий	n_4
		Лангий	n_3
		Бурдигал	n_2
		Аквитан	n_1

Окраска МСШ (кстати, не всегда удачная) и приведенная нумерация взяты фактически из “Геологического атласа мира”.

Обратим внимание на два момента. Во-первых, наименьшей единицей МСШ считается ярус. Во-вторых, деятельность МКС в последние годы была сосредоточена на границах этих ярусов, что имело как положительную, так и, по нашему мнению, отрицательную стороны.

В 1986 г. МКС приняла концепцию точки глобального стратотипа границы (GSSP), которую надо выделять в основании каждого подразделения (стратона) МСШ. В связи с этим стратиграфические подразделения стали делиться на: 1) официальные (с утвержденной GSSP), 2) полуофициальные (точки изучаются в рабочих группах по тем или иным границам) и 3) неофициальные. В палеозое сейчас из 39 границ 21 – официальные, в мезозое из 30 – 2(?), в кайнозое из 20 – 8. Интересно, что мезозой, всегда считавшийся примером детального расчленения, с формальной точки зрения оказался расчлененным хуже других эратем.

Заметим, что границы подразделений официально принимаются 60-ю процентами голосов последовательно членов рабочих групп (по определению границ), затем членов подкомиссий МКС и, на-

конец, МКС (с соответствующей публикацией). К сожалению, голосование в ряде случаев ведется формально, в непонятной спешке, без всесторонней научной проработки, с преследованием узконациональных или “патриотических” целей и т.п.

По мнению ряда специалистов, высказанному на конгрессе, концентрация усилий МКС на “точках” (или “золотых гвоздях”) привела к определенному смещению задач стратиграфии. Вместо того, чтобы детально изучать сами стратоны, подкомиссии МКС в последние годы основное внимание стали уделять именно “гвоздям”, или нижним границам стратонов, (так уж получилось на практике), возводя эту процедуру их поиска в разряд концепции. Однако, по мнению многих стратиграфов, подобная процедура в рамках действительно существующих стратиграфических концепций (хроностратиграфии, множественной стратиграфии, регионально-стратиграфической, хронометрической) представляется не более как технологией, которую, конечно, надо использовать для обозначения выделенных границ, но которая не может заменить геоисторический подход к расчленению древних толщ. Увлечение “точками” и “гвоздями” в стратиграфических построениях сводит на нет анализ самих стратонов МСШ, фактически принижая и даже отбрасывая региональную стратиграфию из процесса совершенствования МСШ.

КРАТКАЯ ВЕРСИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО КОДЕКСА (РУКОВОДСТВА)

Как известно, в 1976 г. вышло первое издание Международного стратиграфического кодекса (МСР) под редакцией Х. Хедберга, США. В 1994 г. увидело свет второе издание МСР под редакцией А. Сальвадора, США. На Бразильском конгрессе была представлена краткая версия второго издания (International Stratigraphic..., 1999), которая в конце 1999 г. была напечатана в журнале “Episodes” (редакторы М. Мерфи и А. Сальвадор). По мнению МКС, она более доступна, чем сам Кодекс (удобнее по объему, дешевле) и будет способствовать унификации стратиграфической классификации, терминологии и процедурных правил. В этой версии сохранена основная структура Кодекса и выделяются пять категорий стратиграфических подразделений: лито-, био-, алло-, магнито- и хроностратиграфические. Нужно отметить, что в этой версии подчеркивается важный момент: по мнению ее редакторов, это не “Кодекс”, а рекомендуемый подход к стратиграфическому изучению. Вот почему при переводе на русский язык этот документ предпочтительнее называть руководством, а не кодексом. К этому следует добавить, что фактически при спорной идеологии “Руководства” с его множественной стратиграфией в нем есть важное указание на не-

обходимость комплексного использования всей полезной информации, доставляемой разными методами. Сейчас эта “версия” переводится на русский язык, ибо знакомство с ней российских стратиграфов представляется полезным. Правда, это не значит, что мы должны отбросить свой “Стратиграфический кодекс” и переходить на предложенное “Руководство”. Повторим, что оно базируется на концепции множественной стратиграфии (по американскому образцу) и воспринимается во многих положениях критически. Российский “Стратиграфический кодекс” на этом фоне выглядит достаточно взвешенным и продуманным документом.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПРАКТИКИ

На семинарах и заседаниях МГК поднимались многие вопросы, которые касались разных проблем стратиграфии. Подчеркивалось, в частности, что по-прежнему сохраняется тенденция комплексации различных методов в стратиграфических исследованиях. Именно она дает возможность осуществлять контроль над выводами, получаемыми отдельными методами, и проводить соответствующие коррекции. В последние годы к традиционным методам (био-, лито-, магнито-стратиграфические и др.) в геологической практике добавились новые. Среди них – астро-, секвенс-, хемотратиграфические и прочие методы. Однако как выяснилось, очень часто отдельные специалисты преувеличивают возможности того или иного нового метода, забывая, что базовыми методами (для фанерозоя во всяком случае) являются биостратиграфический и радиологический, которые только и отражают необратимые односторонние геологические процессы. Не случайно, что при обсуждении, например, очень модной сейчас секвенс-стратиграфии указывалось на ограниченность ее применения и неразработанность ряда аспектов ее методической сущности (при весьма нечеткой и неотработанной номенклатуре). В то же время зональная стратиграфия лежит сейчас в основе стратиграфического расчленения всех систем и ярусов, и никакой метод не может его заменить по надежности и детальности. Напомним, что в палеозое сейчас используется около 130, в мезозое – 145, а в кайнозое – 45 зон.

Особо следует сказать о палеогеографических материалах, которые демонстрировались на конгрессе. Они приобретают все большее значение при расшифровке геологических событий и геологической истории и часто являются своеобразным “переходником” и к тектоническим реконструкциям. Наиболее значимые материалы такого рода создаются при непредвзятом использовании фактических данных, а не при тенденциозном обеспечении ими уже готовых тектонических моделей. Внимание многих исследователей привлекли 24 па-

леогеографические карты атласа, составленного по программе “Пери-Тетис”. Они содержат богатую и полезную информацию. К сожалению, ряд карт составлен не всегда на достоверной основе.

Интересно, что на одном из семинаров конгресса был сделан доклад по проблеме геокартирования в XXI веке. В нем отстаивалась мысль, что геологическая съемка, как она осуществляется сейчас, перейдет в разряд анахронизмов, а полевые работы обречены на редуцирование. На первое место при составлении карт в будущем ставится синтез данных, полученных по разным каналам – через Интернет, спутники и т.д., но без обязательных ныне экспедиций. Многие геологи из разных стран эту идею не поддержали.

В настоящее время геология во всем мире переживает не лучшие времена: сокращаются геологические службы, закрываются научные программы. Меняется и положение стратиграфии, которая, кажется, с одной стороны, во многом обогнала запросы практики, а с другой – в региональных и поисковых работах стала часто замещаться геофизическими материалами. Российская стратиграфия на этом фоне выглядит внешне недостаточно достойно. У нас наработаны большие “запасы” – изучены разнообразные разрезы, собраны громадные коллекции ископаемых остатков т.д. Мы продуцируем солидные монографии и стратиграфические схемы нового поколения. Вместе с тем в нашей деятельности заметны и серьезные минусы. Так, мы не участвуем в международной программе глубоководного бурения и лишаемся многих важных данных; у нас слабая техническая и приборная база; произошел отток молодежи из геологии и стратиграфии и т.д. К сожалению, в организационном отношении в последние годы мы обнаружили определенные слабости и пассивность. А в результате стали не так активно, как раньше, влиять на формирование идей и не всегда вовремя готовить те или иные предложения для МКС. Приходится констатировать к тому же, что на фоне определенной политизации руководящих органов МКС российские ученые оказываются практически в некоторой изоляции, поскольку их не всегда привлекают к обсуждениям и принятию важных решений (кстати, в объяснительной записке к МСШ-2000 нет ни одной ссылки на русского автора, несмотря на то, что Россия всегда вносила в международную стратиграфию существенный вклад).

К сожалению, представительность российских ученых в руководящих органах МКС сведена почти к нулю. В Бюро и 18 подкомиссиях МКС (среди председателей и их заместителей) был только один представитель России – после конгресса стало два (для сравнения от США – 12, Австрии и Италии – по 5, Южной Африки, Германии, Англии и Франции – по 3, Швейцарии, Канады, Китая, Бельгии, Швеции – по 2 человека). И это по-

сле блестящего периода 70–80-х годов, когда В.В. Меннер представлял Россию в МСГН, был президентом МКС и возглавлял ее Палеогеновую подкомиссию. Память о его деятельности сохраняется до сих пор. Но мы отдаем ему должное и в связи с тем, что, будучи во главе Национального комитета геологов (НКГ) нашей страны, он умел достойно готовиться к таким важным мероприятиям, какими являются МГК: выпускались труды советских геологов, готовились выставки геологических достижений, подбирались делегации из авторитетных и активных специалистов, обсуждались стратегические линии в дискуссиях, оценивался сравнительный уровень стратиграфии у нас и за рубежом и т.п. К сожалению, НКГ, РАН и Минприродресурс во многих аспектах не подготовились достойным образом к Бразильскому конгрессу. Хочется думать, что к следующему МГК во Флоренции наша делегация будет готова лучше – и в организационном отношении и в отношении выдвижения научных идей.

И последнее. В Бразилии было сформировано новое бюро МКС: председатель – Ф. Градстейн (Норвегия), 1-й вице-председатель – Р. Лейн, 2-й вице-председатель – С. Финней, генсекретарь – Д. Отг (три последних из США!), паст-председатель – Ю. Ремане (Швейцария).

Среди задач МКС ближайших четырех лет указываются: упрощение и упорядочение структуры подкомиссий; увеличение вклада МКС в области образования, прикладной стратиграфии и наук о Земле; создание специального подразделения для информационного обеспечения – по стратиграфическому кодексу, стратотипам, шкале геологического времени, применению разных методов и др.; завершение разработки стратиграфической шкалы; обеспечение финансирования стратиграфических проектов; завершение работы по стратотипам ярусных границ (хотя эта задача не должна заменять важные задачи стратиграфии в разработке моделей истории Земли и пр.).

Новым президентом Международного союза геологических наук выбран представитель Нидерландов Е. Де Мулдер, вице-президентами – Т. Сато (Япония) и П. Бобровский (Канада).

Еще раз подчеркну, что МГК – это важные форумы, где показываются достижения и обсуждаются новые геологические идеи, где люди обмениваются информацией и учатся друг у друга. И если мы – часть международного научного сообщества, мы обязаны быть в потоке мировых тенденций науки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Explanatory Note to the International Stratigraphic Chart. Paris: UNESCO, 2000. P. 1–16.
International Stratigraphic Guide. An Abridged Version / Eds. Murphy M.A. and Salvador A. // Episodes. 1999. V. 22. № 4. P. 255–271.

Рецензент А.Ю. Розанов

Международная академическая издательская компания “Наука/Интерпериодика” информирует о том, что завершился конкурс на лучшие публикации 2000 года в издаваемых ею журналах.

Лауреатами Премий МАИК “Наука/Интерпериодика” за 2000 год по группе наук о Земле стали авторы следующих публикаций:

ГЛАВНЫЕ ПРЕМИИ

1. *Моисеенко Т.И., Хубларян М.Г.*

Цикл работ “Антропогенное воздействие на водные ресурсы и его экологические последствия (разработка теоретических основ определения критических нагрузок)”.

«Водные ресурсы», «Геохимия», «Доклады Академии наук», «Вопросы ихтиологии», «Экология», «Вестник РАН»

2. *Кашин Ф.В., Арефьев В.Н., Вышератин К.Н., Каменоградский Н.Е., Семенов В.К., Синяков В.П.*

“Результаты экспериментальных исследований радиационно-активных составляющих атмосферы в центре Евразии”.

«Известия АН. Физика атмосферы и океана»

ПРЕМИИ

1. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Иванов В.Г., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Харин Г.С.*

Цикл работ “Мантийные плюмы и глубинная геодинамика”.

«Геотектоника», «Петрология»

2. *Ковалев К.Р., Гаськов И.В., Перцева А.П., Дистанов Э.Г.*

Цикл работ “Геологическое строение, изотопный состав и генезис колчеданно-полиметаллических руд месторождений Азиатской части России”.

«Геология рудных месторождений»

3. *Гниловская М.Б., Вейс А.Ф., Беккер Ю.Р., Оловянишников В.Г., Раабен М.Е.*

“Доздиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея)”.

«Стратиграфия. Геологическая корреляция»

4. *Поляков В.Б., Минеев С.Д.*

Цикл работ “Мессбауэровская спектроскопия в изотопной геохимии”.

«Геохимия», «Журнал физической химии»

5. *Непрочнов Ю.П., Семенов Г.А., Волох А.Л., Гринько Б.Н., Безвербная В.В., Хао Тианьяо, Ганжа О.Ю., Пуцаровский Ю.М.*

Цикл работ “Проблемы строения и неоднородности земной коры и верхов мантии морей России и Мирового океана”.

«Океанология», «Доклады Академии наук»

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