Том 11, Номер 3

ISSN 0869-592X Май - Июнь 2003





Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ Том 11 № 3 2003 Май-Июнь

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

Главный редактор Б. С. Соколов

<u>Члены редакционной коллегии:</u>

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

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

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

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

> > © Российская академия наук, 2003 г.

-

Том 11, номер 3, 2003

Изотопный состав Sr в нижнепротерозойских карбонатах с аномально высоким содержанием ¹³ С, надсерия Каниаписко, Лабрадорский трог Канадского щита	
А. Б. Кузнецов, В. А. Мележик, И. М. Горохов, Н. Н. Мельников, Э. Фаллик	3
Динамика родового разнообразия и основные этапы эволюции фузулинид	
Э. Я. Левен	15
Новые данные по фауне и биостратиграфии норийских отложений о. Котельного (Новосибирские острова)	
А. Г. Константинов, Е. С. Соболев, Т. В. Клец	27
Комплексное обоснование фитостратиграфии и корреляции юрских отложений Канского угленосного бассейна (Сибирь)	
А. И. Киричкова, Е. И. Костина, Н. А. Тимошина	40
Строение и возраст осадочно-вулканогенных мезозойских отложений паланского разреза (Западная Камчатка)	
Т. Н. Палечек, А. В. Соловьев, М. Н. Шапиро	57
Стратиграфия талицкого горизонта (палеоцен) в Среднем Зауралье	
Э. О. Амон, О. Н. Васильева, В. И. Железко	75
Биостратиграфия плиоцен-нижнечетвертичных отложений скважины 677А и палеоокеанологические реконструкции по планктонным фораминиферам	
Н. В. Бубенщикова	91
К вопросу о палеоклиматических циклах Миланковича	
А. А. Косов	104

Vol. 11, No. 3, 2003

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

Sr Isotope Composition in Paleoproterozoic Carbonates Extremely Enriched in ¹³ C: Kaniapiskau Supergroup, the Labrador Trough of the Canadian Shield	
A. B. Kuznetsov, V. A. Melezhik, I. M. Gorokhov, N. N. Mel'nikov, and A. E. Fallick	3
Diversity Dynalmics of Fusulinid Genera and Main Stages of Their Evolution	
E. Ya. Leven	15
New Data on Fauna and Biostratigraphy of Norian Deposits in the Kotel'nyi Island (New Siberian Islands)	
A. G. Konstantinov, E. S. Sobolev, and T. V. Klets	27
Comprehensive Substantiation of Jurassic Phytostratigraphy and Correlations in the Kansk Coal Basin, Siberia	
A. I. Kirichkova, E. I. Kostina, and N. A. Timoshina	40
Structure and Age of Mesozoic Sedimentary-Volcanogenic Deposits of the Palana Section (Western Kamchatka)	
T. N. Palechek, A. V. Solov'ev, and M. N. Shapiro	57
Stratigraphy of the Talitsa Horizon (Paleocene) in the Central Trans-Urals	
E. O. Amon, O. N. Vasil' eva, and $\overline{V. I. Zhelezko}$	75
Pliocene–Lower Quaternary Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy and Paleoceanology, DSDP Site 677A	
N.V. Bubenshchikova	91
To the Problem of Milankovitch Paleoclimatic Cycles	
A. A. Kosov	104

Сдано в набор 31.01.2003.	Подписано	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈				
Офсетная печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кротт. 3.8 тыс.	Учизд. л. 14.1	Бум. л. 7.0		
	Тираж 263 экз.	Зак. 7332				

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации Учредитель: Российская академия наук УДК 546.42:551.72:552.54(71)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr В НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТАХ С АНОМАЛЬНО ВЫСОКИМ СОДЕРЖАНИЕМ ¹³С, НАДСЕРИЯ КАНИАПИСКО, ЛАБРАДОРСКИЙ ТРОГ КАНАДСКОГО ЩИТА

© 2003 г. А. Б. Кузнецов*, В. А. Мележик**, И. М. Горохов*, Н. Н. Мельников*, Э. Фаллик***

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург **Геологическая служба Норвегии, N-7491 Тронхейм, Норвегия ***Шотландский университетский исследовательский центр окружающей среды, Глазго G75 0QF, Великобритания

Поступила в редакцию 05.02.2001 г., получена после доработки 21.11.2001 г.

Нижнепротерозойские доломиты формаций Данфи, Портейдж, Олдер и Ув, представляющие нижние горизонты надсерии Каниаписко, Лабрадорский трог Канадского цита, известны аномально высокими значениями δ^{13} C +5.3...+15.4‰ PDB. Петрографические признаки доломитов предполагают, что первичный карбонатный осадок мог иметь известковый состав, а его доломитизация произошла сразу после формирования раннедиагенетических кальцитовых цементов в еще неуплотненном осадке. Доломиты группы 1, характеризующиеся Mg/Ca > 0.62 и низкими отношениями Mn/Sr и Fe/Sr, образованы в процессе раннего диагенеза и претерпели наименьшие вторичные изменения. Минералогические предшественники доломитов группы 2 (MgCa < 0.62), содержащих реликты мозаичного друзового кальцита, в момент ранней доломитизации могли содержать арагонит. В ходе изучения Rb-Sr систематики образцы карбонатов предварительно обрабатывались 1N раствором ацетата аммония, что позволило частично удалить эпигенетические карбонатные фазы и тем самым повысить надежность оценки ⁸⁷Sr/86Sr в среде седиментации. Нарушение Rb-Sr систем доломитов нижней части надсерии Каниаписко связано с частичной дедоломитизацией, произошедшей, вероятно, во время гудзонского регионального метаморфизма 1.8 млрд. лет назад. Первичное отношение 87 Sr/ 86 Sr – 0.70479 в наименее измененном образце (Mn/Sr = 2.7 и Fe/Sr = 11.8) из формации Олдер является максимальной оценкой этого отношения в морской воде 2.15 млрд. лет назад. Низкое отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане раннего протерозоя не предполагает высокой скорости континентальной эрозии, которая могла обеспечить повышенный темп захоронения органического вещества и соответствующее осаждение карбонатов, обогащенных δ¹³С.

Ключевые слова. Изотопы стронция, карбонатные породы, эпигенез, нижний протерозой, Канадский щит.

введение

Изучение изотопного состава Sr в нижнепротерозойских карбонатах – важный инструмент для восстановления вариаций отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в раннепротерозойской морской воде и реконструкции условий карбонатонакопления. Из-за отсутствия достаточного количества надежных экспериментальных данных современные представления об изотопном составе Sr в морской воде раннего протерозоя (Veizer, Compston, 1976; Veizer et al., 1992; Mirota, Veizer, 1994; Whittaker et al., 1998; Горохов и др., 1998) основаны на результатах анализа лишь небольшого числа образцов карбонатов, отобранных в осадочных последовательностях, не всегда имеющих надежную привязку к хроностратиграфической шкале. Более того, не все первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в этих образцах пригодны для характеристики морских осадков, поскольку карбонаты могли быть накоплены в палеобассейнах, изолированных от океана. Как следствие, имеющиеся данные (Veizer, Compston, 1976; Mirota, Veizer, 1994) не позволяют проследить вариации отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и обнаружить их связь с известными геологическими событиями раннего протерозоя. Одним из важнейших событий раннего протерозоя 2.3-2.0 млрд. лет назад было крупномасштабное накопление карбонатных осадков с высокими значениями $\delta^{13}C$ вплоть до +16‰ PDB (Галимов и др., 1975; Shidlowski et al., 1976; Baker, Fallick, 1989; Юдович и пр., 1990; Karhu, 1993; Melezhik, Fallick, 1996; Axмедов и др., 1996; Melezhik et al., 1997a, б, 1999). Формирование карбонатов, обогащенных ¹³С, часто связывают либо с повышением скорости за-



Рис. 1. Схема геологического строения восточной части Канадского щита и положение изученных разрезов (1) надсерии Каниаписко в западной (2) и восточной (3) зонах Лабрадорского трога.

хоронения органического углерода, что предполагает усиление эрозии и увеличение континентального стока (Des Marais et al., 1992, 1994; Derry et al., 1992), либо с "интенсивными горообразовательными процессами", выделяемыми вопреки геологическим данным (Галимов, 1999), либо с осаждением карбонатов в изолированных эвапоритовых палеобассейнах (см. напр. Reitsema, 1980; McKenzie, 1981; Stiller et al., 1985). Вместе с тем ряд авторов, обращая внимание на хронологическое совпадение рассматриваемой положительной аномалии δ¹³C, с одной стороны, и максимального для раннего протерозоя латерального распространения и систематического разнообразия строматолитов, с другой, допускали влияние на глобальный биогеохимический цикл углерода широкой латеральной экспансии бентосных цианобактериальных (строматолитовых) экосистем (Melezhik et al., 1997с; Семихатов и др., 1999). В рамках двух первых концепций, предполагающих увеличение континентального стока и/или "интенсивные горообразовательные процессы", информация о вариациях изотопного состава Sr в раннепротерозойской морской воде способна внести реальные ограничения в модели формирования карбонатных формаций с аномально высокими значениями δ¹³С.

В предлагаемой работе на основе изотопно-геохимического подхода произведена реконструкция первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в раннепротерозойских осадочных бассейнах. Эти данные использованы для независимой оценки условий формирования карбонатов с тяжелым углеродом – ¹³C. Материалом для исследования послужили карбонатные породы нижней части надсерии Каниаписко, вскрытой в пределах Лабрадорского трога Канадского щита. В отличие от аналогичных формаций Северной Америки, Европы, Африки и Австралии, изученные образцы занимают достаточно определенное положение в хроностратиграфической шкале.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Лабрадорский трог представляет собой субмеридиональную антиформную структуру, расположенную в юго-восточной части Канадского щита (Dimroth, 1970). На западе трог граничит с архейским кратоном Сьюпериор, на востоке – с раннепротерозойской провинцией Черчилл, метаморфизованной в ходе гудзонских складчатых деформаций, а на юге сочленяется с гренвильским складчатым поясом, сформировавшимся в конце среднего-начале позднего рифея (рис. 1). Внутри трога выделяются две литофациальные зоны: западная, сложенная терригенно-карбонатными осадками, и восточная, в составе которой присутствуют толщи вулканических пород и серии даек.

Карбонатно-терригенно-вулканогенные отложения Лабрадорского палеобассейна объединяются в надсерию Каниаписко, которая несогласно залегает на породах архейского фундамента и характеризует средние горизонты нижнего протерозоя возрастом от 2.17 до 1.87 млрд. лет (Fryer, 1972; Machado et al., 1989; Rohon et al., 1993). Надсерия Каниаписко расчленяется на две серии: вулканогенно-осадочную серию Ноб Лейк, выделяемую в обеих фациальных зонах Лабрадорского трога, и вулканогенную серию Доублет, завершающую разрез надсерии в его восточной зоне (Dimroth, 1970). Отложения серии Ноб Лейк сформированы двумя трансгрессивно-регрессивными мегациклами. Первый мегацикл объединяет отложения подсерий Сьювард, Пистолет, Свомпи Бей и Аттикамаген, а второй – отложения формаций Уишарт, Сокоман и Менихек (Dimroth, 1970, 1978). Карбонатные породы присутствуют в составе подсерий первого мегацикла -Сьювард, Пистолет и Аттикамаген, однако аномально высокие значения δ¹³С обнаружены лишь в карбонатах двух нижних подсерий (Melezhik et al., 1997a).

В пределах Лабрадорского трога серия Ноб Лейк имеет сложное литофациальное строение, и мы ограничим ее стратиграфическое описание нижними горизонтами, представляющими интерес для данного исследования (рис. 2). Подсерия Сьювард начинается конгломератами и красноцветными аркозовыми песчаниками формации Чаконипо (860-1390 м). В восточной зоне эти породы сменяются вверх по разрезу доломитами формации Данфи (365-610 м), которые в западной зоне латерально замещаются тонкозернистыми песчаниками с прослоями доломитов формации Портейдж (150-250 м). Обе свиты перекрываются глинистыми сланцами формации Лайк Лейк (310 м), являющейся базальным горизонтом подсерии Пистолет. Вышележащая формации Олдер (до 510 м) присутствует только в западной зоне и представлена переслаиванием кварцитовидных песчаников и строматолитовых доломитов. Завершают разрез подсерии в этой зоне массивные доломиты формации Ув (до 210 м), которые перекрываются конгломератами, граувакками и черными сланцами подсерии Свомпи Бей (250–1500 м). В восточной зоне Лабрадорского трога верхняя часть подсерии Пистолет, залегающая над сланцами формации Лайк Лейк, и силикокластическая подсерия Свомпи Бей фациально замещаются вулканогенно-осадочными породами формации Баккус (250-750 м) (рис. 2). Вышележащие базальты и риолиты формации Мистамиск сопоставляются со сланцами и алевролитами нижней части подсерии Аттикамаген на западе трога.

Геохронологическая характеристика нижних горизонтов надсерии Каниаписко опирается на согласующиеся U-Pb датировки вулканогенных цирконов. Одна из датировок получена по циркону из силла, прорывающего карбонаты подсерии Сьювард в центральной части трога – 2169 ± 4 млн. лет (Rohon et al., 1993). Другая U-Pb датировка, 2142 ± 4 млн. лет, относится к циркону из вулканитов (риолитов) формации Мистамиск (T.E. Krogh и В. Dresser, неопубликованный результат, цитируемый в статье Machado et al., 1989 без приведения аналитических данных). Эти данные свидетельствуют, что отложения подсерий Сьювард, Пистолет и Свомпи Бей были накоплены на протяжении достаточно короткого интервала геологического времени – 2.17–2.14 млрд. лет.

Осадочные породы надсерии Каниаписко претерпели метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фации во время гудзонской орогении 1.8 млрд. лет назад (Machado et al., 1989). Однако отложения серии в западной зоне Лабрадорского трога подверглись более слабым метаморфическим преобразованиям, чем отложения восточной зоны, примыкающей к области Черчилл, где интенсивно проявлены гудзонские складчатые деформации (Cheve et al., 1985). Образцы карбонатных пород формаций Портейдж, Олдер и Ув были отобраны в западной, а образцы пород формации Данфи – в восточной зоне центральной части Лабрадорского трога (рис. 1, 2).



Рис. 2. Строение и изотопно-геохронологическая характеристика нижней части надсерии Каниаписко западной и восточной зон Лабрадорского трога. 1 – доломиты; 2 – микробиальные ("струйчатые") доломиты; 3 – глинистые сланцы; 4 – алевролиты; 5 – песчаники; 6 – песчаники с гравелитами; 7 – вулканиты основного состава; 8 – днабазовые силлы; 9 – U-Pb датировки цирконов, млрд. лет; Ат. – Аттикамаген.

ПЕТРОГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Формация Данфи сложена преимущественно розовыми и желтовато-розовыми доломитами с микробиальной ("струйчатой") слоистостью. Розовая окраска карбонатов обусловлена примесью тонкодисперсного гематита (Cheve et al., 1985). Большинство образцов имеет мозаичную текстуру с чередованием зон средне- и мелкокристаллического доломита, пересеченного одиночными стилолитовыми швами. В редких случаях среди доломитового цемента присутствуют мелкие линзы кристаллического кальцита и реликты раннедиагенетических текстур типа "птичьи глаза" ("birdeyes"). Содержание некарбонатной примеси, преимущественно кварца, в средней и верхней частях формации Данфи, невысокое (табл. 1),

Номер образца	Доля C.C. ¹ , %	Mg/Ca	Мп, мкг/г	Fe, мкг/г	Mn/Sr ²	Fe/Sr ²	δ ¹⁸ O ³ ‰ PDB	δ ¹³ C ³ ‰ PDB	
Формация Ув									
TC-80-264	39	0.530	1940	7360	12.8	48.4	-10.1	8.1	
TC-82-15-1	5.4	0.591	2210	11700	29.9	158.5	-9.6	7.9	
TC-82-19	4.2	0.607	1680	8230	24.1	118.9	-10.4	7.6	
TC-82-89	3.1	0.592	1960	15050	30.6	235.2	-13.2	5.3	
TC-82-97	2.1	0.629	1430	6940	19.7	95.6	-13.2	5.9	
TC-82-101	5.4	0.633	1055	4430	16.2	68.9	-9.3	10.4	
TC-82-106A	3.6	0.580	1865	11500	14.9	95.0	-11.3	8.6	
TC-82-109	8.2	0.642	680	3790	5.5	30.8	-7.3	10.1	
		1	΄ Φοι	, эмация Олде	'P	l de la companya de la company	•	1	
TC-82-8	10.3	0.632	770	1985	9.3	23.8	7.7	9.9	
TC-82-87	19.8	0.629	900	2040	9.4	21.3	· -9.2	8.7	
TC-82-88	3.1	0.641	310	1340	2.7	11.8	-6.7	10.2	
	•	1	' Форм	ация Портей	, ідж		1	1	
TC-80-275	60	0.552	1760	785	13.5	6.0	-14.2	6.1	
Формация Данфи									
TC-83-221	11.8	0.659	200	795	3.8	15.0	-6.3	15.0	
TC-83-2532	0.6	0.637	935	4830	13.9	71.7	-8.1	14.5	
TC-146-82	2.9	-	310	1545	5.4	27.2	-6.0	15.4	
TC-149-82	2.5	-	460	3895	5.5	46.4	-7.9	14.2	

Таблица 1. Содержания малых элементов и изотопный состав кислорода и углерода в валовой карбонатной составляющей доломитов нижней части надсерии Каниаписко

Примечание. ¹ С.С. – доля силикатной составляющей; ² – элементные отношения рассчитаны в предположении, что содержания Sr (табл. 2) характеризуют валовую карбонатную составляющую образца; ³ – аналитические данные из статьи Melezhik et al., 1997a.

тогда как в доломитах формации Портейдж достигает 60%.

Карбонатные породы формации Олдер представлены светло-серыми строматолитовыми и тонкоплитчатыми доломитами с косой слоистостью и линзами флейкстоунов. Строматолитовые постройки представлены пластовыми и столбчатыми формами. В обломочных карбонатах распознаются текстуры долоаренитов и долорудитов, в которых несортированные интракласты сцементированы долоспаритом (Melezhik et al., 1997а). В тонкокристаллическом матриксе иногда встречаются редкие фрагменты неперекристаллизованого микритового доломита. Преобладающим минералом в некарбонатной составляющей доломитов является кварц, однако при увеличении доли этой составляющей до 20% в ней диагностируется слюда.

В составе формации Ув доминируют светлосерые массивные доломиты, которым подчинены темно-серые афанитовые доломиты, местами обладающие тонкой косой слоистостью. Массивные карбонаты сложены средне- и крупнокристаллическим доломитом. Однако в долоспаритовом матриксе некоторых образцов распознаются реликты тонкослоистых структур, интракластовых обломков и друзового мозаичного кальцитового спарита. Силикокластическая примесь в доломитах представлена кварцем, содержание которого колеблется в пределах 2.1–8.2% и лишь в кровле разреза повышается до 39% (табл. 1).

Пространственные соотношения литофациальных комплексов в нижней части серии Ноб Лейк отражают постепенное углубление Лабрадорского палеобассейна во время накопления осадков подсерий Сьювард и Пистолет (Dimroth, 1970). Континентальные аллювиально-дельтовые осадки красноцветной формации Чаконипо сменяются мелководными бассейновыми фациями карбонатной формации Данфи и терригеннокарбонатной формации Портейдж. Вышележащие глинистые осадки формации Лайк Лейк и терригенно-карбонатной формации Олдер отложены в дистальных и прибрежных частях этого мелководного палеобассейна. Карбонаты формации Ув сформированы в относительно глубоководных обстановках ниже базиса действия штормовых волн (Dimroth, 1978).

Номер образца	Rb, мкг/г	Sг, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренное	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичное				
Формация Ув									
TC-80-264	0.79	152	0.0151	0.70747	0.70700				
TC-82-15-1	0.11	73.8	0.0045	0.70985	0.70971				
TC-82-19	0.18	69.2	0.0076	0.70998	0.70975				
TC-82-89	0.23	64.0	0.0105	0.71052	0.71019				
TC-82-97	0.39	72.6	0.0157	0.71188	0.71140				
TC-82-101	0.13	64.9	0.0058	0.71209	0.71192				
TC-82-106A	0.45	125	0.0104	0.71187	0.71154				
TC-82-109	0.39	123	0.0091	0.70822	0.70794				
•		 Формац	ия Олдер	•	•				
TC-82-8	0.10	83.4	0.0036	0.70544	0.70533				
TC-82-87	0.04	95.6	0.0012	0.70654	0.70651				
TC-82-88	0.14	114	0.0037	0.70490	0.70479				
·		Формация	Портейдж	I	I				
TC-80-275	0.63	130	0.0141	0.70620	0.70578				
·		Формац	ия Данфи		1				
TC-83-221	0.23	52.9	0.0125	0.70704	0.70665				
TC-83-2532	0.35	67.4	0.0149	0.71328	0.71282				
TC-146-82	0.03	56.7	0.0014	0.71192	0.71188				
TC-149-82	0.25	84.0	0.0085	0.71516	0.71490				

Таблица 2. Rb–Sr данные в карбонатной фазе, полученной после предварительной обработки доломитов надсерии Каниаписко 1N раствором ацетата аммония

МЕТОДИКА ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТОВ

Для изотопно-геохимического изучения из первоначальной коллекции, включавшей 21 образец, было отобрано 16 с минимальными признаками вторичной перекристаллизации: из формации Данфи – 4, Портейдж – 1, Олдер – 3 и Ув – 8 образцов. При химическом анализе образцы растворялись в 1N HCl, после чего содержания Са и Mg определялись весовым, а Mn и Fe – атомноабсорбционным методами в химической лаборатории ГИН РАН (г. Москва). Изучение Rb-Sr систематики проводилось в карбонатной составляющей доломитов, растворенной в 10% уксусной кислоте, после предварительной обработки навески измельченного образца 1N раствором ацетата аммония (NH₄OAc). Содержания Rb и Sr определялись масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления. Изотопный состав Sr измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Нормализованные к отношению ${}^{86}Sr/{}^{88}Sr = 0.1194$ средние значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в стандартных образцах SRM 987 и EN-1 составляли в период работы соответственно 0.71025 ± 0.00002 (n = 6) и 0.70918 ± 0.00002

(n = 2). При вычислении значений первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr возраст доломитов принимался равным 2150 млн. лет.

Последовательное растворение является обязательной процедурой при изучении изотопной систематики докембрийских карбонатов, поскольку позволяет частично удалить вторичные карбонатные фазы, обогащенные Rb и радиогенным ⁸⁷Sr (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997). Эффективность такой процедуры была показана при изучении Rb-Sr систематики рифейских доломитов Сибири, в которых на первой ступени обработки была удалена карбонатная фаза, содержащая в 30 раз больше Rb и в 2 раза больше Sr. по сравнению с основной карбонатной фазой. переходящей в раствор на второй ступени обработки (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 2002). Различие измеренного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в обеих фазах рифейских доломитов достигало в среднем 0.0024.

Обратная корреляция доли карбонатной фазы, удаленной 1N раствором NH₄OAc, и величины Mg/Ca в доломитах, а также прямая корреляция отношений Mn/Sr и Fe/Sr, с одной стороны, и отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, с другой – ясно указывали на присутствие в доломитах вторичного кальцита, образовавшегося на поздних этапах эпигенетиче-



Рис. 3. Зависимость содержания Sr от содержания Mn (A) и Fe (Б) в карбонатах нижней части надсерии Каниаписко и сравнение содержаний рассеянных элементов в наименее измененных доломитах, сохранивших первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr морской воды (поля I-III), и в перекристаллизованных карбонатах (поля IV-VI): I – кайнозойские доломиты; II – палеозойские доломиты; IV – рифейские и раннепротерозойские доломиты; VI – рифейские известняки; V – палеозойские доломиты; VI – рифейские доломиты. Стрелкой показано направление эпигенетической перекристаллизации карбонатных пород.

1-3 – доломиты формаций: 1 – Данфи, 2 – Олдер, 3 – Ув. 4-5 – доломиты с включениями друзового кальцита в формациях: 4 – Портейдж, 5 – Ув.

ской перекристаллизации карбонатов (Горохов и др., 1995; Овчинникова и др., 1998, 2000; Васильева и др., 1998, 2000; Семихатов и др., 2002). Таким образом, значения первичного отношения ⁸⁷Sr/86Sr в карбонатной фазе, сохранившейся после предварительного выщелачивания, ближе к изотопному составу Sr исходных карбонатов, чем те же значения, полученные для валовой карбонатной составляющей. Поскольку в рамках данной работы специальное изучение Rb-Sr систематики выщелачиваемой карбонатной фазы не проводилось, вычисление отношений Mn/Sr и Fe/Sr (табл. 1) осуществлялось в предположении, что содержание Sr в доломитах, после их обработки 1N раствором ацетата аммония (табл. 2), характеризует валовый карбонат. Возможность такого предположения определятся не слишком большим различием (в среднем 4%) содержаний Sr в валовой и основной карбонатной фазе образца (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 2002).

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОЛОМИТОВ

Все изученные образцы сложены доломитом, и средняя величина отношения Mg/Ca – 0.62 в карбонатной составляющей близка к этому показателю в стехиометричном доломите (Chilingare et al., 1967). Однако широкие вариации упомянутого отношения (0.53–0.64) позволяют разделить изученные образцы на две группы: группа 1 с Mg/Ca > 0.62 и группа 2 с Mg/Ca < 0.62. Последняя локализована преимущественно в формациях Ув и Портейдж (табл. 1). Самые низкие отношения Mg/Ca обнаруживают два образца (обр. TC-80-264 и TC-80-275), содержащие микролинзы кристаллического кальцита и включающие существенную примесь силикокластического материала, соответственно 39 и 60%.

Средние концентрации Мп и Fe в доломитах составляют соответственно 1150 и 5390 мкг/г. Однако в большей части доломитов группы 2 из формации Ув содержания этих элементов достигают соответственно 2210 и 15050 мкг/г (рис. 3). Столь же высокие содержания Мп и Fe характерны для нижнепротерозойских доломитов Австралии, Африки и Северной Америки (Veizer et al., 1992). Доломиты группы 1 из формаций Данфи и Олдер отличаются пониженными концентрациями Mn (<1000 мкг/г) и Fe (<5000 мкг/г), которые тем не менее выше, чем в доломитах некоторых разрезов нижнего протерозоя Балтийского щита, где концентрации этих элементов очень малы. Например, ятулийские доломиты туломозерской свиты содержат в среднем 275 мкг/г Mn и 60 мкг/г Fe (Горохов и др., 1998).

Доломиты нижней части надсерии Каниаписко характеризуются относительно высоким содержанием Sr (52.9-152 мкг/г, табл. 2). Концентрация Sr более 100 мкг/г обнаружена в пяти образцах (рис. 4): в доломитах группы 1 из формаций Олдер (обр. ТС-82-88) и Ув (обр. ТС-82-109), а также в доломитах группы 2 из формаций Ув (обр. ТС-82-106А и ТС-80-264) и Портейдж (обр. TC-80-275). Повышенное содержание Sr в двух последних образцах из группы 2 связано с присутствием реликтов друзового кальцита. Вероятно, образец ТС-82-106А также содержит микровключения кальцита, который, однако, не удалось обнаружить в имеющемся петрографическом срезе породы. В большинстве образцов содержание Rb в карбонатном материале, оставшемся после выщелачивания поверхностных фаз, не превышает 0.45 мкг/г. Более высокие концентрации Rb наблюдаются лишь в двух образцах, содержащих более 20% силикокластической примеси. Первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в карбонатах формации Данфи варьируют в интервале 0.70665-0.71490, формации Портейдж - 0.70578, формации Олдер -0.70479-0.70651 и формации Ув - 0.70700-0.71192. Эти отношения не зависят от доли силикокластической примеси, что, вероятно, объясняется отсутствием в составе последней какого-либо заметного количества слюды или полевых шпатов, которые могли бы служить источником радиогенного⁸⁷Sr. В каждой из формаций самые низкие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отмечены в доломитах, которые не содержат включений кальцита и характеризуются низкими отношениями Mn/Sr и Fe/Sr (рис. 5), а также высокими значениями δ^{18} O (рис. 6А). Два образца доломитов (обр. ТС-80-275 и ТС-80-264), содержащих реликты друзового кальцита, также имеют достаточно низкие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (табл. 2).

Значения δ^{18} О в доломитах формаций Данфи, Олдер и Ув варьируют от -6.0 до -13.2‰ PDB (табл. 1) и отрицательно коррелированы с содержаниями Mn (r = -0.81) и Fe (r = -0.81). Самая низкая величина δ^{18} О, равная -14.2‰ PDB, получена для песчанистого доломита (обр. TC-80-275) из формации Портейдж. По сравнению со многими современными, фанерозойскими и рифейскими карбонатами доломиты нижней части надсерии Каниаписко отличаются высокими значениями δ^{13} C от +5.3 до +15.4‰ PDB, при этом наиболее высокие значения от +14.2 до +15.4‰ PDB обнаружены в доломитах формации Данфи (Melezhik et al., 1997а).

Широкие вариации содержаний Mn, Fe, Sr и величин δ^{18} O и 87 Sr/ 86 Sr в изученных образцах (табл. 1, 2), а также взаимные корреляционные зависимости этих параметров указывают на то, что карбонатные породы серии Ноб Лейк претерпели значительные эпигенетические (метаморфические) преобразования.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ДОЛОМИТОВ

В процессе диа- и эпигенеза карбонатные породы претерпевают ряд структурно-вещественных преобразований, которые, как правило, сопровождаются частичной потерей Sr, обогащением Mn и Fe и уменьшением величины δ^{18} O (Brand, Veizer, 1980, 1981; Горохов, 1996; Wenzel, 2000). Поэтому геохимический подход перспективен для выявления образцов карбонатов с минимально нарушенными Rb-Sr изотопными системами. Содержание Sr в карбонатной породе во многом определяется первичным минеральным составом осадка. При прочих равных условиях кальциты, образованные в результате раннедиагенетической перекристаллизации высокомагнезиальных кальцитов, содержат меньше Sr, чем кальциты, заместившие арагониты (Юдович и др., 1980;



Рнс. 4. Зависимость отношения Mg/Ca от отношений Mn/Sr (a) и Fe/Sr (б) в образцах доломитов нижней части надсерии Каниаписко. Стрелкой показано направление эпигенетической дедоломитизации карбонатных пород. Условные обозначения см. на рис. 3.

Brand, Veizer, 1980). Причиной этого является значительно более высокое содержание Sr в первичных арагонитах. Доломитизация кальцитов также ведет к частичной потере Sr, поскольку кристаллическая решетка доломитов, по сравнению с кальцитами, содержит в два раза меньше позиций, которые могут быть изоморфно замещены Sr. Дальнейшая потеря Sr может происходить на каждом последующем этапе эпигенетической перекристаллизации. Так, кайнозойские доломиты, возникшие в ходе замещения морских высокомагнезиальных кальцитов, содержат 110–280 мкг/г Sr, тогда как поздние генерации доломитов в палеозойских морских карбонатах – только 40–140 мкг/г (Vahrenkamp, Swart, 1990; Barnaby, Read, 1992; Montanez, Read, 1992). Однако некоторые образцы протерозойских доломитов, содержащие всего 20-95 мкг/г Sr, сохраняют отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, близкое к таковому в древних океанах (Горохов и др., 1995, 1998). В этих случаях следует предполагать, во-первых, прямую связь вещественного состава растворов, вызвавших доломитизацию первичных карбонатных осадков с морской водой, и, во-вторых, отсутствие последующих эпигенетических изменений доломитов.

Подземные и метеорные воды, взаимодействующие с карбонатами, характеризуются высокими



Рис. 5. Связь величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr с отношениями Mn/Sr (а) и Fe/Sr (б) в образцах доломитов нижней части надсерии Каниаписко в ходе эпигенетической перекристаллизации. Условные обозначения см. на рис. 3.

отношениями Mn/Sr, Fe/Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr по сравнению с морской водой (McNutt et al., 1984, 1990; Chaudhuri et al., 1987; Banner et al., 1989; Kharaka, Thordsen, 1992; Stueber et al., 1993; Chaudhuri, Clauer, 1993; Hartmann et al., 2000). Поэтому увеличение отношений Mn/Sr и Fe/Sr в карбонатных минералах – показатель эпигенетической перекристаллизации последних в присутствии флюида, изотопный состав Sr в котором, весьма вероятно, отличался от его изотопного состава в морской воде. Таким образом, величины указанных отношений, наряду с δ^{18} О, являются эффективными показателями при выборе карбонатных образцов с наименее нарушенными Rb-Sr системами.

Карбонатные породы формаций Данфи, Портейдж, Олдер и Ув сложены доломитом. Однако присутствие в изученных образцах реликтов синседиментационных цементов обрастания и раннедиагенетических поровых пустот, замещенных доломитом, а также фрагментов биоседиментогенных структур – продуктов жизнедеятельности микробиальных сообществ, предполагает, что первичный карбонатный осадок имел известковый состав (James, Choquette, 1983; Moore, 1989; Knoll, Sweet, 1990). Массивная доломитизация карбонатного осадка произошла сразу после формирования самых ранних кальцитовых цементов в еще неуплотненном осадке (Cheve et al., 1985). В этом случае раннедиагенетические доломиты могли осаждать стронций в изотопном равновесии с захороненными седиментационными

водами и тем самым сохранять отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr первичного осадка. Нарушение изотопно-геохимических систем раннедиагенетических карбонатов, вероятно, происходило на этапе их эпигенетической (в западной терминологии – позднедиагенетической) перекристаллизации. Подтверждением этому служит увеличение средних содержаний Mn и Fe в долоспаритах формации Данфи по сравнению с доломикритами, в среднем соответственно 0.23% и 0.58% против 0.05% и 0.35% (Cheve et al., 1985).

Высокое содержание Sr (114-152 мкг/г), наблюдаемое в пяти образцах формаций Портейдж. Олдер и Ув, может быть следствием либо первичного минерального состава карбонатного осадка, либо незначительной перекристаллизации раннедиагенетических доломитов. В пользу последнего варианта свидетельствует то обстоятельство, что четыре из упомянутых пяти образцов содержат Sr с относительно низким отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – 0.70479-0.70794 по сравнению с образцами, обедненными Sr. Рассмотрение величин Mn/Sr, Fe/Sr и δ^{18} О показывает, что из этих пяти образцов лишь один доломит из группы 1 (обр. ТС-82-88) может считаться наименее затронутым процессами эпигенеза и поэтому сохранившим отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, близкое к наблюдаемому в раннедиагенетическом доломите. Низкие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в двух доломитах группы 2 (обр. ТС-80-275 и ТС-80-264) в сочетании с высоким содержанием Sr означают, что либо первичный осадок содержал арагонит, либо при раннедиагенетической доломитизации сохранилась часть исходного кальцита. Так или иначе, увеличение концентраций Mn и Fe в двух упомянутых образцах и обр. ТС-82-106А ясно указывает на эпигенетическую перекристаллизацию этих доломитов (рис. 3).

В образцах доломитов, не содержащих реликтов друзового кальцита, наблюдается отрицательная корреляция отношения Mg/Ca, с одной стороны, и отношений Mn/Sr и Fe/Sr, с другой (рис. 4). Эта зависимость отражает процесс эпигенетической дедоломитизации карбонатных пород формаций Данфи, Олдер и Ув. Аналогичное формирование крупнокристаллического низкомагнезиального доломита (Mg/Ca = 0.55-0.61) отмечено в верхнерифейских карбонатах миньярской свиты на Южном Урале. Процесс дедоломитизации происходил в подземной обстановке и был тесно связан с палеозойской тектонической деформацией верхнерифейских отложений (Кузнецов и др., 1998; Овчинникова и др. 2000). Дедоломитизация могла происходить в присутствии растворов с низким отношением Mg/Ca. Примером таких растворов являются современные подземные воды, заключенные в палеозойских песчано-карбонатных толщах Северной Америки (Banner et al., 1989; Stueber et al., 1993), где отношение Mg/Ca лежит в интервале 0.15-0.59. Существенно, что в

этих водах отношение 87 Sr/ 86 Sr достаточно высокое – 0.7082–0.7161.

Отношение Mg/Ca в эпигенетических растворах, воздействовавших на доломиты формаций Данфи, Олдер и Ув, вероятно, было одинаковым (рис. 4), тогда как величина ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в растворе. проникшем в доломиты формации Данфи, была выше, чем 0.715, а в растворах, реагировавших с доломитами формации Ув и частично Олдер, -0.710-0.712 (рис. 5). Указанное различие может быть связано с тем, что в первом случае основным резервуаром для формирования подземных флюидов была мощная толща (до 1390 м) аркозовых песчаников формации Чаконипо, а во втором вышележащие углеродисто-глинистые сланцы (60-600 м) подсерии Свомпи Бей. Эпигенетические растворы, сформировавшиеся в глинистых сланцах формации Лайк Лейк (310 м), могли проникать как в нижележащую карбонатную формацию Данфи, так и в вышележащую кварцито-карбонатную формацию Олдер (рис. 2), что приводило к близким величинам отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr во вторичных карбонатах обеих толщ.

Таким образом, изотопно-геохимические системы раннедиагенетических доломитов группы 1 нижней части серии Ноб Лейк были нарушены в ходе метасоматической дедоломитизации, а доломитов группы 2 с реликтами друзового кальцита – в ходе более поздней доломитизации. Можно предположить, что хотя бы один из этих процессов был связан во времени с гудзонским орогенезом, завершившимся метаморфизмом вулканогенно-осадочных отложений надсерии Каниаписко 1.8 млрд. лет назад.

ОЦЕНКА ИЗОТОПНОГО СОСТАВА Sr В ОКЕАНЕ 2.15 МЛРД. ЛЕТ НАЗАД

Низкие величины отношений Mn/Sr (2.7) и Fe/Sr (11.8) и высокое значение δ^{18} O (-6.7‰ PDB) в обр. ТС-82-88 доломита группы 1 из формации Олдер позволяют предполагать, что этот образец был в наименьшей степени затронут эпигенетическими преобразованиями, и поэтому величина 87 Sr/ 86 Sr = 0.70479 в нем ближе всего к соответствующему отношению в морской воде раннего протерозоя 2.15 млрд. лет назад (рис. 7). Эта величина несколько выше, чем в обогащенных ¹³С морских карбонатах ятулия (2.10–2.06 млрд. лет) юго-восточной Карелии – 0.70343–0.70419 (Горохов и др., 1998; Кузнецов и др., 2000). Однако она практически попадает в интервал значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, наблюдаемых в близких по возрасту карбонатах формации Дак Крик (2.25–1.84 млрд. лет) серии Уайлу западной Австралии и формации Коулес Лейк (1.91 млрд. лет) надсерии Коронейшн северной Канады – 0.70474–0.70508. В то же время рассматриваемая величина заметно ниже, чем это отношение в более молодых раннепротерозойских



Рнс. 6. Зависимость отношения 87 Sr/ 86 Sr от δ^{18} O (а) и δ^{13} C (б) в образцах доломитов нижней части надсерии Каниаписко. Условные обозначения см. на рис. 3.

карбонатах формаций Талзелей и Уцинги серии Питей и формации Олбанел (1.85 ± 0.15 млрд. лет) серии Мисстассини Канадского щита – 0.70515– 0.70600 (Veizer et al., 1992; Mirota, Veizer, 1994; Whittaker et al., 1998).

Несмотря на значительную позднюю перекристаллизацию доломитов формации Данфи, средние значения δ^{18} O и δ^{13} C в них несколько выше, чем в доломитах формации Олдер (рис. 6). Это дает возможность предположить, что отложение карбонатов формации Данфи происходило в условиях частично изолированного эвапоритового бассейна. Содержания Мп и Fe в воде такого бассейна могли отличаться от соответствующих содержаний в океанической воде. Таким образом, величина 87 Sr/ 86 Sr = 0.70665 в доломите формации Данфи с самыми низкими отношениями Mn/Sr (3.8) и Fe/Sr (15.0) может служить показателем изотопного состава Sr в этом палеобассейне. Эта величина согласуется со значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в доломитах, отлагавшихся в изолированных мелководных бассейнах (ponds) туломозерского времени в юго-восточной Карелии – 0.70607–0.70668 (пачки А и В, туломозерская свита, Горохов и др., 1998; Кузнецов и др., 2000). Карбонаты формации Данфи также, как и карбонаты нижних пачек туломозерской свиты, сменяют аллювиально-дельтовые красноцветные фации и представляют собой переходные лагунно-себкховые фации в начале трансгрессивного цикла. Повышенные значения

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 0.709 0.707 0.705 0.705 0.705 0.705 0.703 0.701 1600 1800 2000 2200 2400 2600 Возраст, млн. лет

Рис. 7. Вариации изотопного состава Sr в раннепротерозойской морской воде.

1 – формация Олдер, надсерия Каниаписко (эта статья); 2 – серия Уайлу (Veizer et al., 1992); 3 – туломозерская свита, верхний ятулий (Горохов и др., 1998); 4 – надсерия Коронейшн (Veizer et al., 1992); 5 – серия Питей (Whittaker et al., 1998); 6 – серия Мисстассини (Mirota, Veizer, 1994); 7 – генерализованный тренд (Veizer, Compston, 1976).

Mg/Ca в карбонатах самых нижних горизонтов формации Данфи и туломозерской свиты также могут косвенно подтверждать предположение об их накоплении в изолированном палеобассейне (табл. 1, Горохов и др., 1998).

Обобщение Sr-изотопных данных по морским карбонатам нижней части надсерии Каниаписко Канадского щита и верхнеятулийским карбонатам Балтийского щита (Карелии) показывает, что отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в раннепротерозойском океане 2.17-2.06 млрд. лет назад понижалось от 0.7048 до 0.7034. Низкая величина отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане около 2.0 млрд. лет назад могла быть обусловлена понижением изотопного отношения Sr в континентальном стоке за счет увеличения в нем продуктов размыва ювенильного материала и малой скорости эрозии, возникших коллизионных и аккреционных орогенов, подобно тому, как это было в постгренвильском океане 1.05-0.8 млрд. лет назад (Семихатов др., 2002). Какие-либо крупные орогенические события, "тектонические активизации", формирование крупномасштабных коллизионных структур и орогенов не были характерны для рассматриваемой части раннего протерозоя. Напротив, именно это время (2.3-2.0 млрд. лет назад) отмечено широкой морской трансгрессией на значительные территории эпиархейских стабильных кратонов, что привело к развитию многочисленных мелководных водоемов, благоприятных для накопления карбонатных и эвапоритовых осадков (Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Ахмедов и др., 1996; Dimroth, 1970; Hoffman, 1989; Melezhik et al., 1997a, б, 1999; Семихатов и др., 1999). Сказанное не согласуется с предположением об увеличении континентального потока Sr в океан того времени, а, следовательно, ставит под сомнение фактор высокой скорости эрозии и захоронения органического углерода как возможную причину, приведшую к формированию раннепротерозойских карбонатных формаций с аномально высокими значениями δ¹³C.

Данные по изотопному составу углерода в карбонатах надсерии Каниаписко, верхнего ятулия Карелии и некоторых других нижнепротерозойских формациях показывают, что δ^{13} C в морских карбонатах не превышает +6% PDB, тогда как в карбонатах изолированных палеобассейнов, содержащих цианобактериальные постройки, эта величина достигает +15.4...+16.7‰ PDB (Melezhik et al., 1997a, 1999). Таким образом, палеофациальный фактор наряду с расширением ареалов распространения цианобактериальных сообществ мог быть одной из локальных причин накопления карбонатов с аномально высокими значениями $\delta^{13}C_{carb}$ 2.3–2.0 млрд. лет назад (Melezhik et al., 19976, 1999; Семихатов и др., 1999). Однако влияние этого фактора не может объяснить глобального распространения в раннем протерозое карбонатов со значениями δ^{13} С около +6‰ PDB.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Карбонатные породы нижних горизонтов надсерии Каниаписко подверглись частичной дедоломитизации во время крупной термально-тектонической активизации, завершившейся метаморфизмом вулканогенно-осадочных отложений Лабрадорского трога 1.8 млрд. лет назад. Изотопно-геохимический подход и селективное растворение карбонатных пород надсерии Каниаписко позволили выделить образцы с наименее нарушенными Rb-Sr системами, первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в которых можно считать отражением изотопного состава Sr в среде седиментации.

Низкие величины отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в карбонатах морских палеобассейнов начала раннего протерозоя -0.70479 (формация Олдер, 2.15 млрд. лет назад) и 0.70343-0.70419 (туломозерская свита, 2.10–2.06 млрд. лет назад) свидетельствуют либо о незначительном вкладе континентального стока в океан того времени, либо о существенной роли в этом стоке продуктов размыва ювенильного материала (коры). Анализ общей палеогеографической обстановки рассматриваемого отрезка истории Земли свидетельствует в пользу первого предположения, следовательно, повышенная скорость эрозии должна быть исключена из возможных причин интенсификации захоронения органического углерода в начале раннего протерозоя.

Авторы выражают искреннюю благодарность М.А. Семихатову и В.А. Пономарчуку за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению рукописи, И.В. Кисловой за предоставленные результаты определения содержаний малых элементов в исследованных карбонатах, а также Г.В. Константиновой, Т.Л. Турченко и Э.П. Кутявину за помощь в аналитической работе. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00-05-64915 и 00-05-72011), ИНТАС (проект 99-9024) и комиссии по делам молодежи РАН (проект 301).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахмедов А.М., Травин Л.В., Тихомирова М. Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональные корреляция // Региональная корреляция и металлогения. 1996. № 5. С. 84–97.

Васильева И.М., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б. и др. Эволюция Pb-Pb систем верхнеятулийских карбонатов туломозерской свиты, юго-восточная Карелия // 15-й Симпозиум по геохимии изотопов. Москва: ГЕО-ХИ РАН, 1998. Тез. докл. С. 42–43.

Васильева И.М., Овчинникова Г.В., Мележик В.А. и др. Pb-Pb возраст карбонатных пород туломозерской свиты, Северное Прионежье // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: МУП Полиграф, 2000. Тез. докл. С. 53–54.

Галимов Э.М. Природа глобальных вариаций изотопного состава углерода в биосфере // Геохимия. 1999. № 8. С. 787-803.

Галимов Э.М., Мигдисов А.А., Ронов А.Б. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли // Геохимия. 1975. № 3. С. 323–342.

Горохов И.М. Диагенез карбонатных осадков: поведение рассеянных элементов и изотопов стронция // Литология и палеогеография. Вып. 4. Ред. Ю.Л. Верба. СПб: Изд-во СПбГУ, 1996. С. 141–164.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, Юго-Восточная Карелия // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 533–536.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Мележик В.А. и др. Геохимическое и изотопное изучение нижнепротерозойских карбонатных пород Канадского и Балтийского щитов: вариации отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в ятулийской морской воде // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: МУП Полиграф, 2000. Тез. докл. С. 132–133.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Доломитизация верхнерифейских карбонатов миньярской свиты, каратавская серия, Южный Урал // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. СПб: ИГГД РАН, 1998. Тез. докл. С. 31.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. Возможности Рb-Pb датирования карбонатных пород с геохимически открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19. Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в гренвильском и пост-гренвильском палеоокеане (конец среднего – начало позднего рифея): определяющие геологические факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3-46.

Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай, Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 10–32.

Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 26–54. Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н. и др. Биотические события и положительная аномалия карбонатного углерода 2.3–2.06 млрд. лет назад // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 3–27.

Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. Геохимия стронция в карбонатных отложениях. Л.: Наука, 1980. 152 с.

Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В., Суханов Н.В. Изотопные аномалии углерода в карбонатах Карельского комплекса // Геохимия. 1990. № 7. С. 972– 978.

Baker A.J., Fallick A.E. Evidence from Lewisian limestone for isotopically heavy carbon in two-thousand-million-yearold sea water // Nature. 1989. V. 337. P. 352–354.

Banner J.L., Wasserburg G.J., Dobson P.F. et al. Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of saline groundwaters from central Missouri // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. № 3. P. 383-398.

Barnaby R.J., Read J.F. Dolomitization of a carbonate platform during late burial: Lower to Middle Cambrian Shady Dolomite, Virginia Appalachians // J. Sediment. Petrol. 1992. V. 62. № 6. P. 1023–1043.

Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 1. Trace elements // J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. № 4. P. 1219–1236.

Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 2. Stable isotopes // J. Sediment. Petrol. 1981. V. 51. № 3. P. 987–997.

Chaudhuri S., Clauer N. Strontium isotopic compositions and potassium and rubidium contents of formation waters in sedimentary basins: clues to the origin of the solutes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. № 2. P. 429–437. Chaudhuri S., Broedel V., Clauer N. Strontium isotopic evolution of oil-field waters from carbonate reservoir rocks in Bindley field, central Kansas, U.S.A. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. № 1. P. 45–53.

Cheve S.R., Schrijver K., Tasse N. Cryptalgalaminate dolomite of the Dunphy Formation, Labrador Trough: diagenetic and tectono-metamorphic evolution related to copper mineralization // Canad. J. Earth Science. 1985. V. 22. № 12. P. 1835–1857.

Chilingare G.V., Bissell J., Fairbridge R.W. Carbonate rocks. I. Origin, occurrence and classification. II. Physical and chemical aspects // Developments in Sedimentology 9A, 9B. 1967. Русск. перевод: Карбонатные породы, Т. I, Т. II // Ред. Чилингар Дж., Бисселл Г. и Фейбрид Р. Серия "Науки о Земле". М.: Мир, 1970. Т. 28. 396 с., Т. 30. 268 с.

Des Marais D.J. Tectonic control of the crustal organic carbon reservoir during the Precambrian // Chem. Geol. 1994. V. 114. № 3/4. P. 303-314.

Des Marais D.J., Strauss H., Summons R.E., Hayes J.M. Carbon isotope evidence for the stepwise oxidation of the Proterozoic environment // Nature. 1992. V. 359. P. 605–609.

Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. № 3. P. 1317–1329.

Dimroth E. Evolution of the Labrador geosyncline // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81. № 9. P. 2717–2742.

Dimroth E. Region de la Fosse du Labrador $(54^{\circ}30' \text{ and } 56^{\circ}30')$. Ministere des Ressources naturelles du Quebec, RG 193. 1978. 396 p.

Fryer B.J. Age determinations in the Circum-Ungava geosyncline and the evolution of Precambrian Banded Iron-Formations // Canad. J. Earth Science. 1972. V. 9. № 6. P. 652–663.

Hartmann B.H., Ramseyer K., Matter A. Diagenesis and pore-water evolution in Permian sandstones, Gharif Formation, Sultanate of Oman // J. Sediment. Research. 2000. V. 70. № 3. P. 533-544.

Hoffman F. Precambrian geology and tectonic history of North America // The Geology of North America. Geol. Soc. America. 1989. V. A. P. 447–512.

James N.P., Choquette P.W. Diagenesis 6. Limestones – The sea floor diagenetic environment // Geosci. Canad. 1983. V. 10. № 4. P. 162–179.

Karhu J.A. Palaeoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // Geol. Surv. Finland Bull. 1993. V. 371. № 1. P. 1–87. Kharaka Y.K., Thordsen J.J. Stable isotope geochemistry

and origin of waters in sedimentary basins // Isotopic Signatures and Sedimentary Records. Lect. Notes Earth Sci. 1992. V. 43. P. 411–466.

Knoll A.H., Sweet K. Carbonate deposition during the Late Proterozoic era: an example from Spitsbergen // Amer. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 104–132.

Machado N., Goulet N., Gariepy C. U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsoninan metamorphism in the northern Labrador Trough // Canad. J. Earth Sci. 1989. V. 26. \mathbb{N} 1. P. 1–15.

McKenzie J.A. Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E. – a stable isotope study // J. Geol. 1981. V. 89. P. 185–198.

McNutt R.H., Frape S.K., Fritz P. Strontium isotopic composition of some brines from the Precambrian Shield of Canada // Chem. Geol. (Isot. Geosci.). 1984. V. 2. No 3. P. 205–215. McNutt R.H., Frape S.K., Fritz P. et al. The 87 Sr/ 86 Sr values of Canadian Shield brines and fracture minerals with applications to groundwater mixing, fracture history, and geochronology // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. No 1. P. 205–215.

Melezhik V.A., Fallick A.E. A wide spread positive $\delta^{13}C_{carb}$ anomaly at around 2.33–2.06 Ga on the Fennoscandian Shield: a paradox? // Terra Nova. 1996. V. 8. No. 1. P. 141–157.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Clark T. Two billion year old isotopically heavy carbon: evidence from the Labrador Trough, Canada // Canad. J. Earth Sci. 1997a. V. 34. № 3. P. 271–287. Melezhik V.A., Fallick A.E., Makarihin V.V., Lubtsov V.V. Links between Palaeoproterozoic palaeogeography and rise decline of stromatolites: Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 1997b. V. 82. № 3/4. P. 311–348.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarihin V.V. Extreme $\delta^{13}C_{carb}$ enrichment in ca 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-"red beds" association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment // Earth Sci. Rev. 1999. V. 48. No 1. P. 71–120.

Melezhik V.A., Semikhatov M.A., Fallick A.E. The positive carbon anomaly and stromatolie explosion at around 2.3–2.0 Ga ago: are they linked? // EUG-9. J. Conference Abstracts. 1997c. P. 252.

Mirota M.D., Veizer J. Geochemistry of Precamrian carbonates: VI. Aphabian Albanel Formations, Quebec, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 7. P. 1735–1745.

Montanez I.P., Read J.R. Fluid-rock interaction history during stabilization of early dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Appalachians // J. Sediment. Petrol. 1992. V. 62. № 5. P. 753–778.

Moore C.H. Carbonate diagenesis and porosity // Developments in Sedimentology 46, Elsevier, 1989. 338 p.

Reitsema R.H. Dolomite and nahcolite formation in organic rich sediments: isotopically heavy carbonates // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. № 12. P. 2045–2049.

Rohon M.-L., Vialette Y., Clark T. et al. Aphebian mafic-ultramafic magmatism in the Labrador Trough (New Quebec): Its age and the nature of its mantle source // Canad. J. Earth Science. 1993. V. 30. № 8. P. 1582–1593.

Shidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rodesia // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. № 4. P. 449–455.

Stiller M., Rounick J.S., Shasha S. Extreme carbon-isotope enrichments in evaporitic brines // Nature. 1985. V. 316. P. 434-435.

Stueber A.M., Walter L.M., Huston T.J., Pushkar P. Formation waters from Mississippian-Pensylvanian reservoirs, Illinois basin, U.S.A.: Chemical and isotopic constraints on evolution and migration // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. № 4. P. 763–784.

Vahrenkamp V.C., Swart P.K. New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites // Geology. 1990. V. 18. \mathbb{N} 5. P. 387–391.

Veizer J., Compston W. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in Precambrian carbonates as an index of crustul evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. № 8. P. 905–914.

Veizer J., Plumb K.A., Clayton R.N. et al. Geochemistry of Precamrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. № 7. P. 2487–2501.

Wenzel B. Differential preservation of primary isotopic signatures in Silurian brachiopods from Northern Europe // J. Sediment. Research. 2000. V. 70. № 1. P. 194–209.

Whittaker S.G., Sami T.T., Kyser T.K., James N.P. Petrogenesis of 1.9 Ga limestones and dolostones and their record of Paleoproterozoic environments // Precambrian Res. 1998. V. 90. № 1. P. 187–202.

Рецензенты В.А. Пономарчук, М.А. Семихатов УДК 563.125.6

ДИНАМИКА РОДОВОГО РАЗНООБРАЗИЯ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ФУЗУЛИНИД

© 2003 г. Э. Я. Левен

Геологический институт РАН, Москва, Поступила в редакцию 09.03.2001 г.

Построены кривые, отражающие динамику родового разнообразия фузулинид как в целом, так и по отдельным биогеографическим провинциям, а также кривые появления и вымирания родов и отрядов. На основании анализа этих кривых установлено, что развитие фузулинид проходило в 3 этапа, каждый из которых начинался с роста разнообразия, пики которого приходились на московский, ассельский и мидийский века, и заканчивался минимумом разнообразия в начале гжельского, в конце кунгурского и конце дорашамского веков. На фоне трех главных этапов выявлено несколько этапов второго порядка. Просматривается связь максимумов разнообразия с крупными трансгрессиями, которые, возможно, являлись основным стимулирующим фактором, расширяя жизненное пространство фузулинид и, тем самым, способствуя появлению новых таксонов, приспособленных к новым условиям обитания. Рост разнообразия сменялся вымираниями, наиболее крупными из которых были позднемосковское, послесакмарское, позднекунгурское, позднемидийское и позднедорашамское. Последние два носили катастрофический характер: в конце мидийского века вымерло около 80% родов фузулинид, а в конце дорашамского – все оставшиеся. Вымиранию подвергались, в основном, высокоспециализированные таксоны, далеко зашедшие в своем эволюционном развитии. Появление первых элементов новых сообществ, приходивших на смену разрушающимся, приурочено к кризисным моментам развития фузулинид.

Ключевые слова. Фузулиниды, этапы развития, разнообразие, диверсификация, вымирание.

введение

В последние годы много внимания уделяется анализу динамики таксономического разнообразия различных групп ископаемых фанерозоя и выявлению возможных причин изменения во времени численности таксонов. Фузулиниды, хотя они и являются наиболее многочисленными и широко распространенными ископаемыми карбона и перми, до сих пор таким анализом не охвачены. Некоторые подсчеты производились лишь в связи с анализом экосистемных перестроек конца ранней перми и проблемами позднепермского вымирания (Левен и др., 1996; Левен, Корчагин, 2001). Настоящая статья имеет целью восполнить этот пробел. Основной базой данных для производимых подсчетов являлся "Справочник по систематике фораминифер палеозоя" (Раузер-Черноусова и др., 1996) с некоторыми добавлениями автора. Общее число вовлеченных в подсчет родов и подродов – 220. Для сравнения результатов отдельные подсчеты сделаны также по американскому справочнику "Foraminiferal genera and their classification" (Loeblich, Tappan, 1987) и по монографии С.Е. Розовской (1975) - "Состав, система и филогения отряда фузулинид". Подсчеты производились с разной степенью детальности либо на конец каждого века (рис. 1, 2 и 6), либо

отдельно для первой и второй половины века (рис. 3-5). Следует отметить, что для многих таксонов точное время появления и вымирания пока не установлено. Поэтому полученные кривые в дальнейшем будут уточняться, хотя и сейчас они в достаточной степени информативны. Учитывая неодинаковую продолжительность веков, полученные результаты не дают представления об истинной (абсолютной) скорости изменения разнообразия рассматриваемой группы фауны. Однако разброс радиометрических определений продолжительности веков настолько велик (от 10 до 16 млн. лет для московского, от 3 до 10 для ассельского, от 2 до 10 для кунгурского и кубергандинского веков и т. д.), что переход на астрономическую временную шкалу представляется пока нереальным.

ДИНАМИКА РОДОВОГО РАЗНООБРАЗИЯ

Динамика родового разнообразия фузулинид, подсчитанная для каждого века и основанная на данных справочника Раузер-Черноусовой и др., 1996, показана на рис. 1 (кривая *1*). Появившись в визейском веке, фузулиниды вначале были представлены небольшим числом родов. Быстрый рост численности начался в башкирском веке и достиг максимума в московском. В касимовском



Рис. 1. Общая численность родов фузулинид (по векам) по данным: *1* – Раузер-Черноусовой и др. 1996; 2 – Loeblich, Таррап, 1987; *3* – Розовской, 1975.

веке число родов быстро и существенно сокращалось. В гжельском веке родовое разнообразие снова возрастало, вплоть до ассельского века, после чего снижалось до кунгурского века. С кубергандинского века и до мидийского шло неуклонное увеличение численности родов. На рубеже мидийского и джульфинского веков она резко упала, затем в течение джульфинского и дорашамского веков плавно и незначительно снижалась. В конце дорашамского века фузулиниды вымерли.

Как можно видеть, на рассмотренной кривой разнообразия выделяются три пика – московский, ассельский и мидийский с двумя минимумами между ними – касимовским и кунгурским. Аналогичная картина наблюдается, если при подсчетах опираться на американский справочник (Loeblich, Tappan, 1987) с той только разницей, что второй пик смещен с ассельского на сакмарский век, а численность родов, в целом, оказывается более низкой, чем в случае, когда за основу взяты данные справочника Раузер-Черноусовой и др., 1996 (рис. 1, кривая 2). На кривой 3, рис. 1 отражены подсчеты, произведенные на основе систематики фузулинид, разработанной С.Е. Розовской (1975). На ней, так же как и на первой кривой, выделяются московский, ассельский и мидийский пики, но первые два значительно более низкие, чем на двух других кривых. Кроме того, минимум разнообразия после ассельского максимума приходится на артинский век, после чего идет увеличение численности родов. Несколько более сложная картина вырисовывается, если подсчеты производить на подъярусном стратиграфическом уровне (рис. 2). Так, позднекаменноугольный минимум разнообразия сместился с касимовского века

на конец первой половины гжельского. Ассельско-сакмарский максимум распадается на два – позднеассельский и позднесакмарский с некоторым снижением численности на рубеже веков. Кунгурский минимум продлился в кубергандинский век, и лишь с мургабского века кривая численности пошла вверх.

Хотя кривые, изображенные на рис. 1, опираются на базы данных, основанных на разных представлениях о систематике фузулинид, наличие на всех них примерно одних и тех же крупных пиков свидетельствует о том, что они более или менее объективно отражают общие закономерности развития анализируемой группы ископаемых. В то же время, просматривается сильная зависимость в подсчете численности от системы фузулинид, принятой за основу. Кривая, основанная на наиболее ранней и, соответственно, наименее разработанной системе С.Е. Розовской (1975), в целом, менее рельефная и самая низкая. Наиболее высокая и рельефная кривая базируется на "Справочнике" 1996 года, в процессе подготовки которого авторами выделено много новых таксонов, в том числе и родового ранга. Очевидное влияние субъективного фактора на результаты подсчетов требует относиться к ним с осторожностью: лишь самые крупные и резкие изменения родового разнообразия фиксируются на получаемых кривых более или менее надежно; в остальных случаях результаты могут быть сильно искажены.

На рассмотренных кривых отражены данные по всем фузулинидам вообще. Возникает вопрос: в какой степени подмеченные особенности этих кривых свидетельствуют об общих глобальных закономерностях развития фузулинид, а в какой –



Рис. 2. Численность родов фузулинид, подсчитанная на каждую половину века. *1* – общая; 2 – проходящих родов; 3 – появившихся родов; 4 – вымерших родов.



Рис. 3. Численность родов фузулинид (по векам) общая и для различных биогеографических провинций. 1 – общая численность; 2 – Тетис (включая южный Перитетис); 3 – Восточно-Европейский бассейн; 4 – Запад США (Техас); 5 – южный Перитетис.

являются простым суммированием и наложением друг на друга закономерностей (часто очень несхожих), проявляющихся в разных биогеографических областях и провинциях? С целью получения ответа наряду с общей кривой (рис. 3, кривая 1) были построены кривые разнообразия для основных областей обитания фузулинид – Тетической (рис. 3, кривая 2), Восточноевропейской (рис. 3, кривая 3) и Североамериканской (рис. 3, кривая 4); отдельно получена кривая для южной, Перигондванской части Тетиса (рис. 3, кривая 5). Отмечается почти полное совпадение общей (1) и тетической (2) кривых, из чего следует, что наши представления о динамике общего родового разнообразия фузулинид в подавляющей степени являются отражением особенностей их развития в области Тетиса, преимущественно его приэкваториальной части. В визейско-сакмарской части графика наблюдается близость кривых разнообразия восточноевропейских фузулинид (3) и тетических (2). Это совпадение легко объяснимо, если учесть, что до сакмарского века Восточноевропейский бассейн имел широкие связи с Тетисом, по существу, являясь его северной периферией.

Но, начиная с конца сакмарского века, вследствие полной изоляции Восточноевропейского бассейна от Тетиса, развитие фузулинид в нем шло своим путем и их разнообразие быстро сокращалось в связи с прогрессирующим осолонением бассейна. В кунгурском веке фузулиниды здесь полностью вымирают.

Кривая 4 рассматриваемого графика свидетельствует о значительно более низком разнообразии фузулинидовых сообществ Североамериканского бассейна, связь которого с Тетическим и Восточноевропейским бассейнами в течение большей части карбона и перми была затруднена или вовсе отсутствовала. Лишь в раннем и среднем карбоне временами устанавливались прямые связи с Тетисом и поэтому визейско-московская часть кривой более или менее повторяет кривые разнообразия Тетиса и Восточноевропейского бассейна. Начиная с позднего карбона, фузулиниды Североамериканского бассейна развивались автономно и их родовое разнообразие все время оставалось на низком уровне, имея тенденцию к снижению. Лишь в конце мидийского века оно немного возросло за счет проникновения в Североамериканский бассейн нескольких тетических родов во время кратковременной трансгрессии. Сразу после этого события происходило быстрое осолонение бассейна, приведшее к полному вымиранию фузулинид.

Как мы видим, развитие фузулинидовых сообществ и, в том числе, динамика их родового разнообразия существенно различались в различных бассейнах, выделяемых в биогеографические области. Не были они одинаковыми и в пределах крупных бассейнов, охватывающих не один, а два или три климатических пояса. Прежде всего, это относится к Восточноевропейскому и Тетическому бассейнам, части которых примыкали к холодным Бореальной и Нотальной областям. В качестве примера на рис. 2 приведена кривая 5 родового разнообразия фузулинид Перигондванской части Тетиса, охватывающей Южный Афганистан, Южный Памир, Восточный Гиндукуш, Каракорум, Южный Тибет, Гималаи и Соляной Кряж. До сакмарского века фузулиниды в этих районах не обитали, что, несомненно, являлось следствием относительно холодного климата, связанного с позднекаменноугольно-раннепермским Гондванским оледенением. Появлению фузулинид в конце сакмарского века способствовало таяние ледников и смягчение климата (Dikins, 1985; Leven, 1993). Вначале их сообщество было довольно однообразным, но постепенно, особенно с кубергандинского века, родовое разнообразие возрастало, достигая пика, как и в тропических районах Тетиса, в мидийском веке. В джульфинском и дорашамском веках оно резко снижалось вплоть до полного исчезновения фузулинид к началу триаса. Приведенные данные по перигондванской части Тетиса свидетельствуют о том, что высказанное выше заключение о почти полном совпадении общей и тетической кривых родового разнообразия фузулинид относится лишь к тропической и субтропической частям Тетической области.

Основной причиной различий в развитии фузулинидовой биоты в разных бассейнах была географическая изоляция последних. Не исключено влияние и других факторов (исторических, эволюционных, экологических), но, по-видимому, их роль все же была второстепенной и производной от палеогеографических изменений.

Анализ всех рассмотренных выше кривых позволяет сделать следующие выводы:

 Динамика общего родового разнообразия фузулинид определяется таковой в приэкваториальной и тропической частях области Тетис.

2. Отчетливо выделяются 3 главных максимума разнообразия – московский, ассельско-сакмарский и мидийский, разделенных двумя минимумами – позднекасимовско-раннегжельским и позднекунгурско-раннекубергандинским. При подсчетах численности на вдвое более короткие, по сравнению с веком, промежутки времени ассельско-сакмарский пик оказывается двухвершинным: позднеассельский и позднесакмарский максимумы разделены раннесакмарским минимумом.

Общая кривая разнообразия является интегральным результатом процессов вымирания и появления таксонов и сама по себе отражает эти процессы лишь в самых общих чертах и иногда в искаженном виде. Так, например, на кривой общей численности (рис. 2, кривая I) последняя в течение кунгурского и кубергандинского веков практически не менялась. Тем не менее, кунгурско-кубергандинский рубеж являлся одним из наиболее заметных во всей истории развития фузулинид: в конце кунгура происходило крупное вымирание, а в начале кубергандинского века, наоборот, возникло много новых родов и таксонов более высокого ранга и произошло полное обновление всего фузулинидового сообщества. То, что отмеченные события не нашли отражения на общей кривой разнообразия, объясняется компенсированием числа родов, исчезнувших к концу кунгура, числом вновь появившихся родов в начале кубергандинского века. В результате их обшая численность осталась неизменной.

4. Более наглядное представление о процессах развития фузулинидового сообщества дают кривые численности (как абсолютной, так и относительной) появившихся и вымерших родов (рис. 2, кривые 3 и 4; рис. 4 и 5), а также кривая числа родов, переходящих через рубежи временных отрезков, для которых производился подсчет (рис. 2, кривая 2). Довольно информативна также жирная кривая на рис. 5, на которой отражена раз-



Рис. 4. Процентное отношение числа появившихся (1) и вымерших (2) родов к их общей численности.



Рис. 5. Гистограмма числа появившихся и вымерших родов на фоне их общей численности. Жирная кривая – разность между числом появившихся родов и вымерших.

ность между числом родов, появившихся в данном отрезке времени и числом родов, вымерших в предыдущем отрезке времени, т.е. степень обновляемости таксономического разнообразия на границах ярусов и подъярусов. По всем этим кривым можно судить об основных переломных моментах в развитии фузулинидовой биоты, выраженных пиками вымирания родов и появления новых, а также пиками, отражающими степень возобновляемости комплексов. 5. Как показывают кривая 4 на рис. 2 и кривая 2 на рис. 4, наиболее крупные вымирания фузулинид, не считая их полного исчезновения на рубеже перми и триаса, приходятся на конец московского века, когда исчезло 26 родов или 60% от их общей численности в этом веке и на конец мидийского, когда вымерло 30 родов или 77% от общей численности. Судя по приведенным цифрам, эти два события почти равномасштабны и могут квалифицироваться как катастрофические. Однако,

19



Рис. 6. Общая численность родов фузулинид по отрядам. 1 – Staffellida; 2 – Ozawainellida; 3 – Fusulinida; 4 – Schubertellida; 5 – Schwagerinida; 6 – Neoschwagerinida.

это не совсем так. Общая численность родов в московском веке искусственно завышена из-за не всегда оправданного дробления многих родов, в качестве которых часто рассматриваются переходные формы между родственными таксонами. Если обратиться к кривой разнообразия, построенной по данным С.Е. Розовской (рис. 1), не учитывающим выделенные позже роды, то можно видеть, что число родов в московском веке вдвое меньше, чем на кривой, построенной по современным данным. Такие "переходные роды", как правило, исчезающие почти сразу же после появления, увеличивают общую численность родов, вымерших в течение московского века. В сравнении с позднемосковским, позднемидийское вымирание более масштабно не только по числу вымерших родов, но еще и потому, что в конце мидийского века полностью исчезли 2 отряда, до этого доминировавшие среди прочих фузулинид (рис. 6). Из всего сказанного следует, что катастрофическим было лишь позднемидийское вымирание, после которого фузулинидовая биота уже не выходила из стрессового состояния вплоть до полного исчезновения фузулинид на рубеже перми и триаса. Последствия же послемосковского кризиса были не столь разрушительны и разнообразие фузулинидового сообщества вскоре стало быстро расти.

Крупные вымирания происходили на рубеже сакмарского и артинского веков (21 род или 46% от общей численности), а также кунгурского и кубергандинского (17 родов или 55% от общей численности). Вымирание несколько меньшего масштаба отмечается на рубеже ассельского и сакмарского ярусов (16 родов или 34% от общей численности). Еще менее масштабные вымирания (порядка 20–25% от общей численности) фиксируются в конце визейского, гжельского, артинского и джульфинского веков. До конца перми дожило 10 родов, которые практически одновременно исчезли вблизи границы с триасом (Левен, Корчагин, 2001).

6. Как можно видеть на рис. 2, 4 и 5, процесс обновления сообщества за счет появления новых родов, также как и процесс вымирания, проходил неравномерно. При этом, обновление происходило не всегда сразу вслед за вымиранием, как этого можно было бы ожидать. Так, наиболее высокий пик появления новых родов приходился на вторую половину московского века, так же как и пик вымирания, и, по существу, эти два процесса компенсировали друг друга, что можно объяснить кратковременностью существования многих родов, появлявшихся и вскоре исчезавших. О том, что это за роды, уже говорилось выше. После кризиса на рубеже московского и касимовского веков сокращение численности родов продолжалось еще некоторое время вплоть до первой половины гжельского века за счет вымирания персистентных таксонов. Несколько из появившихся в касимовском веке родов, таких как Obsoletes и Montiparus, носивших переходный характер между представителями отряда Fusulinida с четырехслойной стенкой и отряда Schwagerinida с кериотекальной стенкой, тогда же и вымерли. Быстрое обновление сообщества началось с середины гжельского века и пик его приходился на конец этого века – середину ассельского. Небольшое и быстро восстановившееся снижение численности происходило на рубеже ассельского и сакмарского веков. Значительное послесакмарское вымирание привело к падению численности, несколько

сглаженному появлением ряда новых родов в начале артинского века. Минимум родообразования (также как и максимум вымирания) приходится на конец кунгурского века, после чего последовала новая мощная вспышка, в ходе которой возникло 16 родов, что составляет 53% от общей численности в кубергандинском веке. Скорость появления новых родов замедлилась в конце этого века, а затем стала быстро расти, достигнув очередного максимума к середине мидийского века. За катастрофическим позднемидийским вымиранием последовало незначительное обновление родового состава в начале джульфинского и дорашамского веков, а затем полное исчезновение фузулинид на рубеже с триасом.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ФУЗУЛИНИДОВОГО СООБЩЕСТВА

Вопросы этапности и периодичности в развитии фузулинид, оцениваемые с разных позиций, рассматривались в работах Д.М. Раузер-Черноусовой (1961, 1963, 1965, 1968) Д.М. Раузер-Черноусовой и Е.А. Рейтлингер (1957), Е.А. Рейтлингер (1963, 1969), М.Н. Соловьевой (1966), Сh. Ross и J. Ross (1987) и ряде других. Более всего с излагаемыми в настоящей статье данными согласуются выводы Д.М. Раузер-Черноусовой (1961, 1963), особенно относящиеся к каменноугольной истории фузулинид. Что касается пермской истории, то она была несколько искажена, так как восстанавливалась по неполным к тому времени сведениям о средне- и верхнепермских фузулинидах и их стратиграфическом распространении.

С момента возникновения в визейском веке и до полного исчезновения на рубеже перми и триаса история развития фузулинид отчетливо делится на три крупных этапа, что хорошо иллюстрирует общая кривая родового разнообразия. Первый из них – визейско-касимовский, второй гжельско-кунгурский и третий кубергандинскодорашамский. Каждый этап характеризовался ростом численности таксонов и после достижения определенного максимума – ее падением. Процесс этот проходил неравномерно и распадался на несколько этапов второго порядка, из которых, прежде всего, можно назвать визейскосерпуховский (1-й этап Раузер-Черноусовой, 1965, 1968), башкирско-касимовский (2-й этап Раузер-Черноусовой), гжельско-ассельский (3-й этап Раузер-Черноусовой), сакмарский, артинско-кунгурский (вместе 4-й этап Раузер-Черноусовой), кубергандинский, мургабско-мидийский и джульфинско- дорашамский (вместе 5-й этап Раузер-Черноусовой).

Ниже проследим основные этапы развития фузулинид по векам.

Визейско-серпуховский этап. Первые фузулиниды появились в визейском веке и были представленные субсферическими или чечевицеобразными сжатыми с боков формами. Будучи морфологически близкими, они, однако, различались строением стенки и дали начало двум отрядам фузулинид – Ozawainellida и Staffellida. Число семейств к концу века достигло трех, а родов – семи. В серпуховском веке продолжали существовать все визейские роды, кроме Eoparastaffella. Возникли 2 новых рода из отряда Ozawainellida, представленные эволютными формами, близкими к появившимся ранее Millerella.

Как по численности, так и по степени морфологического разнообразия визейских и серпуховских фузулинид, представленных примитивными формами, этот этап их развития можно рассматривать как единый, характеризующийся возникновением и становлением фузулинидового сообщества, в целом.

Башкирско-касимовский этап характеризуется появлением в начале башкирского века форм с удлиненной раковиной, от которых возникли два новых отряда – Schubertellida и Fusulinida. Первый представлен всего одним семейством и тремя родами. В другом отряде происходила быстрая диверсификация и появилось 5 семейств, в составе которых насчитывается 8 родов. Максимального расцвета достиг отряд Ozawainellida, состоявший из одного семейства и 12-и родов. Родовое разнообразие отряда Staffellida осталось на прежнем уровне.

Московский век, в целом, можно охарактеризовать как время, начавшегося в башкирском веке, расцвета отряда Fusulinida. В дополнение к пяти семействам этого отряда возникло еще одно. Численность родов отряда достигала 36-ти (при общей численности родов, существовавших в московском веке, равной 55-и). Таксономическое разнообразие отрядов Оzawainellida, Staffellida и Schubertellida сохранялось на прежнем уровне. Вымирание родов на рубеже башкирского и московского веков было минимальным и затронуло лишь несколько малочисленных и не очень распространенных родов озаваинеллид и штаффеллид.

Рубеж московского и касимовского веков ознаменовался быстрым и значительным сокращением таксономического разнообразия, коснувшемся, главными образом, отряда Fusulinida. Из 6-и семейств отряда этот рубеж преодолели 3, а из 36-и родов – только 11, причем большая часть из них исчезла в начале касимовского века. Дальнейшее развитие получили лишь 3-4 рода, один из которых (Quasifusulina) возник в начале касимовского века и просуществовал вплоть до конца ранней перми. Рассматриваемый рубеж отмечен также появлением первых представителей нового отряда Schwagerinida в составе двух семейств (Triticitidae и Schwagerinidae) и 12-и родов. Кризис коснулся также отряда Ozawainellida, в котором вымерли 11 родов из 12, в том числе такой широко распространенный в конце московского века род, как Neostaffella. Среди оставшихся двух отрядов – Staffellida и Schubertellida – каких-либо особых изменений на рассматриваемом рубеже не произошло и они по-прежнему оставались малочисленными. В целом, касимовский век можно рассматривать как переходный между, начавшейся в башкирском веке, эпохой господства фузулинид из отряда Fusulinida и эпохой господства отряда Schwagerinida, первые представители которого, хотя и появились уже в касимовском веке, но расцвета достигли позже - в гжельском и, в особенности, ассельском и сакмарском веках.

Гжельско-ассельский этап. Гжельский век по сравнению с касимовским отличался быстрым ростом таксономического разнообразия за счет диверсификации отряда Schwagerinida, в котором появились 2 новых семейства – Rugosofusulinidae и Pseudofusulinidae, представленных 13-ю родами; всего же отряд насчитывал 23 рода. Остальные 4 отряда, перешедшие сюда из касимовского века, насчитывали 12 родов, из которых половина приходилась на отряд Fusulinida. Ассельский век характеризовался возрастанием таксономического разнообразия. Достиг расцвета отряд Schwagerinida (34 рода), в особенности, семейства Schwagerinidae (8 родов) и Pseudofusulinidae (13 родов). Численность отрядов Fusulinida, Ozawainellida, Staffellida и Schubertellida осталась почти неизменной, хотя в последнем из них следует отметить появление нового семейства – Boultoniidae, представленного одним родом. На рубеже ассельского и сакмарского веков прекратили существование 15 родов в отрядах Schwagerinida (11 родов) и Fusulinida (4 рода). Большинство из них принадлежало родам, возникшим в позднем карбоне.

Сакмарский этап. В сакмарском веке родовое разнообразие быстро восстановилось и вскоре почти достигло ассельского уровня. Происходило это за счет появления новых родов, среди которых 1 принадлежал отряду Schubertellidae, 3 – отряду Staffellidae, а остальные – уже известным семействам отряда Schwagerinida. На рубеже сакмарского и артинского веков вымерла почти половина родов (21), большая часть которых (18) принадлежала семействам Pseudofusulinidae и Schwagerinidae из отряда швагеринид.

Артинско-кунгурский этап. В артинском веке возникли 13 новых родов. Только 6 из них принадлежали отряду Schwagerinida, но зато один род – Parafusulina – являлся первым представителем семейства Polydiexodinidae и пользовался широким распространением в средней перми. Большая часть возникших родов относилась к отряду Staffellida, а некоторые из них (Staffella, Nankinella) получили широкое развитие в средней и поздней перми. Особо следует отметить появление рода Pamirina, условно относимого к семейству Eostaffelidae отряда Ozawainellida. Этот род являлся предковым для высших фузулинид отряда Neoschwagerinida, доминировавших в средней перми.

Небольшая вспышка разнообразия, отмечавшаяся в артинском веке, сменилась в кунгурском периодом застоя, а в конце века вымиранием более половины существовавших до этого родов (16 из 28-ми). В целом, кунгурское сообщество фузулинид почти не отличалось от артинского. Появилось всего 2 рода. Один из них (Nagatoella) вымер уже в начале следующего кубергандинского века. Зато другой (Misellina), произошедший от артинских Ратігіпа, являлся первым представителем многоапертурных высших фузулинид отряда Neoschwagerinida.

Кубергандинский этап. Кунгурско-кубергандинский рубеж в развитии фузулинид был довольно резким, благодаря вымиранию большинства существовавших до этого родов и последующему быстрому расцвету семейств, определявших облик всего среднепермского сообщества. Прежде всего, это представители отряда Neoschwagerinida, в котором, наряду с семейством Misellinidae, возникшем в кунгурском веке, появились семейства Neoschwagerinidae (род Cancellina), Verbeekinidae (род Paramisellina) и Pseudodoliolinidae (род Pseudodoliolina). Смена доминантов происходила в отряде Schwagerinida. Если в раннепермском, в особенности артинско-кунгурском сообществе преобладали Pseudofusulina и близкие им роды, то начиная с кубергандинского века их роль перешла к родам Chusenella, Skinnerella и Parafusulina. От последних, вероятно в конце века, ответвился род Eopolydiexodina, чрезвычайно характерный для средней перми. В отряде Schubertellida возникло семейство Yangchienidae, представители которого также типичны для средней перми. Некоторое обновление отмечалось в отряде Staffellida. В целом, кубергандинский век можно охарактеризовать как время становления среднепермского фузулинидового сообщества, наиболее яркой составляющей которого были представители отряда Neoschwagerinida. Общее число родов в кубергандинском веке 30.

Мургабско-мидийский этап. Мургабский век с точки зрения развития фузулинид был как бы продолжением кубергандинского. Сюда перешли почти все роды, существовавшие ранее. Происходило дальнейшее ветвление филогенетического древа неошвагеринид: возникло семейство Sumatrinidae и появились роды Verbeekina и Neoschwagerina в одноименных семействах. По-прежнему, существенную роль играли представители отряда Schwagerinida, среди которых широкое распространение получили роды Parafusulina, Skinnerella, Chusenella и многоапертурные Eopolydiexodina, возникшие в кубергандинском веке. Многоапертурные швагериниды возникли и в Северо-Американском бассейне (род Skinnerina). Общая численность мургабского фузулинидового сообщества – 36 родов.

Мидийский век – время максимального разнообразия фузулинид за всю историю их существования. В этом отношении он сравним с московским веком, но, как уже говорилось, таксономическое разнообразие московских фузулинид, скорее всего, несколько завышено из-за слишком детального подхода к выделению многих родов. Общее число мидийских родов 51. Из них боль-(12) родов) принадлежит отряду шинство Neoschwagerinida, представители которого достигли максимальной специализации. По 11-ти родов приходится на отряды Schwagerinida, Staffellida и Schubertellida. В каждом из этих отрядов наблюдался некоторый рост численности, по сравнению с мургабским веком. Возрастала и численность отряда Ozawainellida (6 родов). Примечательно распространение среди озаваинеллид и шубертеллид, так называемых "аберрантных" форм с развернутым последним оборотом спирали (роды Reichelina, Codonofusiella, Lantschichites, Paradoxiella).

Джульфинско-дорашамский этап. На рубеже мидийского и джульфинского веков произошло самое крупное и быстрое вымирание фузулинид за всю историю их существования, которое с полным основанием можно назвать катастрофическим. На этом рубеже и чуть раньше исчезли 30 родов, что составило 77% от их общей численности (39 родов). При этом полностью вымерли 2 отряда из пяти – Schwagerinida и Neoschwagerinida. Вымирание коснулось и других отрядов. В отряде Schubertellida рассматриваемый рубеж не прошли 2 семейства из 4-х (Schubertellidae и Yangchienidae). Из отряда Ozawainellida выжил только род Reichelina. Менее всего пострадал отряд Staffellida, но и в нем исчезли семейства Cheniidae и Kahlerinidae. В отношении численности без изменения остался отряд Schubertellida, в котором количество вымерших родов компенсировалось числом вновь появившихся. Численность же отряда Staffellida сократилось в 2 раза, a Ozawainellida – в 6. Общая численность джульфинского сообщества – 18 родов.

Дорашамский век был временем доживания существовавших ранее родов, число которых к началу века сократилось до 12-ти. К ним прибавилось только 2 новых рода. Основную роль в дорашамском комплексе играли представители семейства Palaeofusulinidae отряда Schubertellida, большинство из которых появилось в джульфинском веке. В конце дорашамского века фузулиниды полностью вымерли.

Если на мургабский и, в особенности, мидийский века приходится пик развития фузулинид, достигших максимальной специализации и численности, то джульфинский и дорашамский века можно охарактеризовать как время доживания относительно немногочисленных таксонов, переживших мидийско-джульфинский кризис, хотя на этом фоне и наблюдалось некоторая вспышка в развитии шубертеллид.

Проследив основные этапы развития фузулинидового сообщества и соотнеся их с динамикой родового разнообразия, попытаемся сформулировать некоторые выводы.

1. Совершенно очевидно, что три основных пика разнообразия совпадают с этапами первого порядка в истории фузулинид и отражают, прежде всего, циклы в развитии 3-х отрядов Fusulinida, Schwagerinida и Neoschwagerinida (рис. 6).

2. Появление первых представителей отрядов и семейств, доминировавших в том или ином из трех циклов, приходится на кризисные моменты в развитии фузулинид, обозначенные минимумом разнообразия последних. При этом швагериниды возникают путем преобразования четырехслойной стенки, характерной для представителей отряда Fusulinida, доминантного в московском фузулинидовом сообществе, в двухслойную (кериотекальную). Эти прогрессивные изменения происходят только в семействе Fusulinellidae. Большинство остальных семейств отряда вымирают и лишь один род (Quasifusulina), возникший в семействе Fusulinidae, продолжает существовать вплоть до конца ранней перми. Таким образом, между отрядами, определяющими облик фузулинидовых сообществ первого и второго этапов их развития, существует непосредственная связь. В отличие от этого, род Pamirina – родоначальник отряда Neoschwagerinida, наиболее многочисленного в третьем этапе, появляется внезапно в самом начале артинского века, по-видимому, от эоштаффелл, которых для этого времени можно отнести к так называемым "лазарус-таксонам", поскольку самые поздние их находки пока были отмечены лишь в московском ярусе. Отряд Schwagerinida, доминировавший в предыдущем этапе, продолжает процветать, хотя численность составляющих его родов существенно сократилась по сравнению с максимальной в ассельском и сакмарском веках.

3. Многие наиболее быстро прогрессирующие филогенетические линии развития внутри отрядов Fusulinida и Neoschwagerinida (например: Profusulinella-Aljutovella-Beedeina; Verella-Eofusulina-Paraeofusulina в первом из них; Misellina-Cancellina-Neoschwagerina-Yabeina; Misellina-Cancellina-Presumatrina-Afghanella-Sumatrina – во втором) в периоды максимального разнообразия соответствуюших отрядов в целом достигали наивысшей морфологической сложности и в первую очередь подвергались вымиранию в ходе последующего кризиса. Несколько иная картина наблюдается у отряда Schwagerinida. Максимальное разнообразие представителей этого отряда в ассельское и сакмарское время достигается не за счет отдельных быстро прогрессирующих филумов, а за счет расцвета родов со сферической или субсферической раковиной, объединяемых в явно гетерогенное семейство Schwagerinidae. Формы с подобными раковинами, имеющими свободное навивание оборотов спирали, появились в начале касимовского века (подрод Tumefactus рода Schwageriniformis, род Kushanella и несколько позже род Darvasoschwagerina), но максимального распространения они достигли в ассельское время (роды Occidentoschwagerina, Likharevites, Sphaeroschwagerina, Paraschwagerina, Pseudoschwagerina, Alpinoschwagerina, Eozellia, Zellia, Robustoschwagerina, Acervoschwagerina). Непосредственными предками этих родов были роды Schwageriniformis, Montiparus, Triticites, Daixina, Rauserites и Dutkevichites, от которых они отпочковывались в разное время и, может быть, неоднократно. Как правило, это происходило внезапно без постепенных переходов и все ответвления от предковых родов были тупиковыми. "Мода" на субсферичнось раковины резко спала к концу сакмарского века и совсем сошла на нет к концу кунгурского. Отдельные ее рецидивы наблюдались в конце мургабского и мидийском веках, когда от родов Pseudofusulina и Chusenella возникли Rugososchwagerina и Orientoschwagerina.

4. На рис. 6 показано, что вспышка разнообразия в доминантных отрядах первого и второго этапов развития фузулинид, как правило, не сопровождалась увеличением разнообразия в других отрядах. Исключение составляет лишь отряд Оzawainellida, максимум разнообразия которого почти совпадает с таковым у отряда Fusulinida. В третьем же этапе, наряду с доминирующим отрядом Neoschwagerinida, увеличение разнообразия происходило во всех отрядах фузулинид, достигая в отрядах Schubertellida и Staffellida максимальных значений за всю их историю.

О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ ВСПЛЕСКОВ И ПАДЕНИЙ РАЗНООБРАЗИЯ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ФУЗУЛИНИД

Из всего сказанного выше вытекает, что этапность в развитии фузулинидовой биоты, отраженная в смене периодов ее расцвета кризисными периодами, имеет, по-видимому, многофакторный характер, так как сценарии этих явлений на том или ином этапе, наряду с определенным сходством, имеют и ряд отличий. Сходство, прежде всего, состоит в том, что три главных пика разнообразия определяются в основном расцветом одного из трех доминирующих отрядов. Это позволяет рассматривать эти отряды как целостные системы и объяснять их возникновение, расцвет и угасание с позиций системного анализа (Марков, Наймарк, 1998). Сходство просматривается также в довольно очевидной связи пиков разнообразия с максимумами трансгрессий, а кризисов – с регрессиями. Различия проявляются в особенностях эволюционных морфологических преобразований, определяющих генеральные пути развития отрядов, в различии темпов этих преобразований, в неодинаковой реакции на внешние воздействия и т.д. В короткой статье невозможно дать сколько-нибудь полный системный анализ развития отрядов фузулинид, тем более, что в подходах к систематике этой группы ископаемых нет единообразия и некоторые из крупных таксонов, например, семейство Schwagerinidae, одно из основных в отряде Schwagerinida, имеют явно суммативный характер (Черных, 1986) и не могут рассматриваться в качестве реальных природных объектов, к которым приложим системный анализ. Последний, кроме того, затруднен еще остающимися неясностями роли в процессах морфогенеза генетической предопределенности развития, по крайней мере, некоторых филогенетических линий. О том, что такая предопределенность (инерционность) существует, убеждают случаи параллельного развития родственных филлумов, в которых однотипные усложнения раковины происходят в одинаковой последовательности, но с разной скоростью, как, например, в параллельно развивающихся семействах Neoschwagerinidae и Sumatrinidae (Левен, 1993а). Это вызывает сомнения в том, что прогрессивные усложнения раковины всегда являются результатом прогрессирующей специализации таксонов, снижающей их эврибионтность. Зависимость может быть и обратной – снижение толерантности является результатом слишком далеко зашедших морфологических усложнений, вырабатываемых в процессе эволюции таксона. И вообще, сплошь и рядом мы затрудняемся судить о функциональной значимости тех или иных морфологических приобретений, а следовательно, и об их приспособительном характере. При современной степени изученности истории развития бассейнов применение системного анализа затруднено также ограниченными возможностями хронологической корреляции поворотных моментов в развитии морской биоты с абиотическими событиями, тем более, что последние в одно и то же время в разных бассейнах часто проявляются по-разному. Несмотря на все сказанное, все же попытаемся хотя бы приблизительно оценить воздействие факторов внешней среды на динамику развития рассматриваемой группы ископаемых, отраженную в кривых колебания родовой численности. Наиболее важными из них являются климатический и палеогеографический. С климатом связаны температура и соленость воды; палеогеографические изменения и, прежде всего, трансгрессии и регрессии, расширяют или сужают адаптивное пространство организмов, влияют на пути их миграции, на состояние пищевых ресурсов и т.д.

Фузулиниды были мелководными теплолюбивыми организмами и чутко реагировали на понижения температуры среды их обитания. Учитывая это, следовало бы ожидать резкого снижения их численности в период Гондванского оледенения, пик которого приходился на ассельский век. Однако, судя по общей кривой разнообразия, на это время падет один из максимумов численности. Подобное несовпадение легко объяснимо, если вспомнить, что кривая общего разнообразия практически совпадает с таковой для тропической части Тетиса и, говоря об общей численности, мы, по существу, имеем дело с фузулинидовым сообществом тропического пояса, где климатические флуктуации более высоких широт почти не проявлялись и их влияние на численность было незначительным. Однако возможно, что более заметно оно отражалось на скорости эволюционных преобразований филумов. К этой мысли приводят отмеченные выше различия в развитии отрядов Fusulinida, Schwagerinida и Neoschwagerinida в течение трех главных этапов развития фузулинид. Если в первом и последнем из названных отрядов, процветавших до и после гондванского оледения, в нескольких филогененитеских линиях идет быстрое направленное и последовательное развитие таксонов по пути усложнения раковины и увеличения ее размеров за счет увеличения числа оборотов спирали, то в отряде Schwagerinida, максимум численности которого приходится на ассельский век, т.е. пик гондванского оледенения, прогрессивные изменения идут крайне медленно и заканчиваются лишь в середине следующего третьего этапа появлением многоапертурных Eopolydiexodina и Polydiexodina. Но зато в ассельское время мы наблюдаем вспышку образования гетерогенных субсферических форм. Возможно, это совпадение чисто случайное и климат никак не влиял на расцвет подобных форм. Но его воздействие на скорость филогенетических преобразований, ускоренных в условиях жаркого климата и замедляющихся с похолоданием, теоретически вероятно. Судить об этом более определенно пока не позволяют очень противоречивые данные о палеотемпературах. Например, средняя температура приповерхностных вод Подмосковного бассейна в касимовском веке разными авторами оценивается в пределах от 17–18°С (Давыдов, Дорофеева, 1991) до 23°С (Ясаманов, Астафьева-Урбайтис, 1987). По данным Давыдова и его коллег (Давыдов и др., 1983; Давыдов, Дорофеева, 1991) в первой трети гжельского века в Восточно-Европейском

бассейне и в Средней Азии происходило скачкообразное повышение температуры воды на 5-8°С. В Южном же полушарии в это время началось широкое распространение ледников.

Если влияние климата на кривую общего родового разнообразия, точнее, кривую разнообразия фузулинид приэкваториальной и тропической части Тетиса, было незначительным, то это не относится к бассейнам, расположенным в более высоких широтах, где, как мы видели на примере южного Перитетиса, оно было весьма существенным.

Главными внешними факторами, определявшими развитие фузулинидовой биоты, в целом, и динамику родового разнообразия, были, по-видимому, трансгрессии и регрессии (Ross and Ross, 1987; Левен, 1993б). Трансгрессии способствовали расширению жизненного пространства фузулинид, диверсификации и специализации таксонов. Именно это мы наблюдаем по мере развития московской, ассельской и кубергандинско-мидийской трансгрессий. Регрессии, особенно быстрые, резко изменяя палеогеографическую обстановку и сокращая пределы возможного обитания фузулинид, приводили к вымиранию, в первую очередь, наиболее специализированных стенобионтных таксонов. Масштаб и степень разрушительности экосистемных перестроек, связанных с регрессиями, зависит от масштабов и скорости последних и от того, как далеко подвергавшиеся губительным воздействиям изменений среды обитания биоценозы и составляющие их виды зашли в своей специализации. Это хорошо видно на примере послемосковского и, в особенности, катастрофического послемидиийского вымирания. Конечно, абиотические причины вымираний нельзя ограничивать только регрессиями. Например, биотичский кризис на рубеже перми и триаса, хотя и проходил на фоне регрессии, но все же, скорее всего, был связан с более общими причинами, поскольку захватывал не только морскую, но и континентальную биоты. Одной из таких причин могла быть аэрозольная климатическая катастрофа, связанная с усилением вулканической активности или с падением на Землю крупного небесного тела (Будыко и др., 1985; Kozur, 1994; Rene et al., 1995; Alvarez et al., 1982). И все же чаще всего первым толчком к биотическим кризисам, по-видимому, были именно регрессии, что хорошо демонстрирует изложенная выше история развития фузулинид. Интересно, что с кризисными моментами этой истории связано и появление первых элементов новых сообществ, приходящих на смену разрушающимся. Как видно на рис. 3 и 6, наиболее значимые вехи в развитии фузулинид, обозначенные возникновением новых прогрессивных форм, дающих начало отрядам, приурочены ко времени регрессий послетурнейской (первые фузулиниды отрядов Staffellida и Ozawainellida), послесерпуховской (появление отрядов Fusulinida и

Schubertellida), послемосковской (появление отряда Schwagerinida), послесакмарской (первые Pamirina – родоначальники отряда Neoschwagerinida). На эти же отрезки времени приходится падение родового разнообразия.

В заключение хочется подчеркнуть, что в большинстве своем сделанные выше выводы об истории развития фузулинид и динамике их родового разнообразия не носят окончательный характер, а лишь обозначают общие тенденции в соответствии с имеющимися на сегодняшний день панными. Несомненно, по мере накопления новых данных эти выводы будут уточняться и детализироваться, но в основе своей вряд ли претерпят сушественные изменения. Что касается причинной стороны развития фузулинидового сообщества, то здесь еще много неясного как с точки зрения понимания внутренних биологических процессов эволюции этой группы ископаемых, так и влияния абиотических факторов. Для решения этих вопросов необходимы специальные исследования системного характера, опирающиеся на хорошую стратиграфическую основу. К сожалению, подобные работы по фузулинидам чрезвычайно редки и их вряд ли можно ожидать в ближайшее время.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00–05–64298)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 208 с.

Давыдов В.И., Дорофеева Л.А. Палеотемпературный анализ кальций-магниевых отношений верхнепалеозойских биогенных карбонатов Подмосковья и Донбасса // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 1001–109.

Давыдов В.И., Дорофеева Л.Д., Кашик Д.С. Палеотемпературные условия и характер изменения ассоциаций фузулинид в морском палеобассейне Дарваза на рубеже карбона и перми // Тр. XXV сессии ВПО. Л.: ВСЕ-ГЕИ, 1983. С. 111–116.

Левен Э.Я. Филогения суматринид и вопросы зонального расчленения мургабского и мидийского ярусов перми // Палеонтологический журнал. 1993а. № 3. С. 23–29.

Левен Э.Я. Главные события пермской истории Тетиса и фузулиниды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 19936. Т. 1. № 1. С. 59–75.

Левен Э.Я. Этапы развития раннепермских фузулинидовых сообществ и их связь с абиотическими событиями // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геологии. 1995. Т. 70. Вып. 5. С. 66–71.

Левен Э.Я., Богословская М.Ф., Ганелин В.Г. и др. Перестройка морской биоты в середине раннепермской эпохи // Сгратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 66–70. Левен Э.Я., Корчагин О.А. Пермо-триасовый биотический кризис и фораминиферы // Сгратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 55–64.

Марков А.В., Наймарк Е.Б. Количественные закономерности макроэволюции. Опыт применения системного подхода к анализу развития надвидовых таксонов. М.: ГЕОС. 1998. 317 с. Раузер-Черноусова Д.М. Ревизия швагерин с близкими родами и граница карбона и перми // Вопросы микропалеонтологии. 1961. Вып. 4. С. 3–32.

Раузер-Черноусова Д.М. Историческое развитие фузулинид и границы стратиграфических подразделений // Вопросы микропалеонтологии. 1963. Вып. 7. С. 3–12.

Раузер-Черноусова Д.М. Этапы и периодичность в истории развития фузулинид // Докл. АН СССР. 1965. Т. 160. № 4. С. 914–917.

Раузер-Черноусова Д.М. Некоторые аспекты эволюции фораминифер и ее значение в биостратиграфии // Тр. XII сессии Всес. Палеонтол. об-ва. 1968. М.: Наука, С. 18–24.

Раузер-Черноусова Д.М., Бенш Ф.Р., Вдовенко М.В. и др. Справочник по систематике фораминифер палеозоя (эндотироиды, фузулиноиды). М.: Наука. 1996. 207 с.

Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А. Развитие фораминифер в палеозойское время и их стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 4. С. 45–57.

Рейтлингер Е.А. Об одном палеонтологическом критерии установления границ нижнекаменноугольного отдела по фауне фораминифер // Вопросы микропалеонтологии. 1963. Вып. 7. С. 22–56.

Рейтлингер Е.А. Этапность развития фораминифер и ее значение для стратиграфии каменноугольных отложений // Вопросы микропалеонтологии. 1969. Вып. 12. С. 3–33.

Розовская С.Е. Состав, система и филогения отряда фузулинида. М.: Наука. 1975. 267 с.

Соловьева М.Н. Темпы и стадии эволюционного развития фораминифер и их соотношение с развитием Земли // Вопросы микропалеонтологии. 1966. Вып. 10. С. 68–79.

Черных В.В. Проблема целостности высших таксонов. М.: Наука. 1986. 143 с.

Ясаманов Н.А., Астафъева-Урбайтис К.А. Особенности климатических условий Евразии в каменноугольном периоде // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 6. С. 1432–1435. Alvarez L.W. et al. Current status of the impact theory for the terminal Cretaceous extiction. In: Geological implication of impact of large asteroids and comets on the Earth // Geol. Soc. America. 1982. № 190. Р. 305–316.

Dickins J.M. Late Palaeozoic glaciation // B.M.R. J. Austral. Geol., Geophys. 1985. № 7. P. 163–169.

Kozur H.W. The Permian-Triassic boundary and possible causes faunal change near the P/T boundary // Permophiles. 1994. № 24. P. 51–54.

Leven E.Ja. Early Permian fusulinids from the Central Pamir // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 1993. V. 99. № 2. S. 151–198.

Loeblich A.R., Tappan H. Foraminiferal genera and their classification. N.Y.: Van Nostrand Reinhold. 1987. V. 1. 970 p. V. 2. 212 p.

Renne P.R., Zhang Z., Richards M.A. et al. Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism // Science. 1995. V. 269. P. 1413–1416.

Ross Ch.A., Ross J.R.P. Biostratigraphic zonation of late Paleozoic depositional sequences // Cushman Foundation for Foraminiferal Researsh. Spec. Publ. 24. 1987. P. 151–168.

> Рецензенты А.В. Марков, К.И. Кузнецова

УДК 551.761.3:56(11)(571.5)

новые данные по фауне И БИОСТРАТИГРАФИИ НОРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ О. КОТЕЛЬНОГО (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)

© 2003 г. А. Г. Константинов*, Е. С. Соболев*, Т. В. Клец**

*Институт геологии Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН. Новосибидск **Новосибирский университет, Новосибирск

Поступила в редакцию 06.06.2001 г.

Описан разрез нижне- и средненорийских отложений в нижнем течении р. Тихой (центральная часть о-ва Котельного, Новосибирские острова). В результате ревизии уточнен и дополнен систематический состав фауны. Проведен анализ стратиграфического распространения аммоноидей, наутилоидей, колеоидей и конодонтов в разрезе и предложена местная схема биостратиграфического расчленения нижнего и среднего нория, включающая зоны, подзоны и слои с фауной. Впервые выделены слои с наутилоидеями, а также зоны Striatosirenites kinasovi и слои с Cyrtopleurites ex gr. altissimus по аммоноидеям. Рассмотрены вопросы корреляции местной биостратиграфической схемы норийских отложений с зональной схемой Канады и стандартом. Впервые в среднем нории о-ва Котельного обнаружены аммоноидеи рода Cyrtopleurites, являющиеся характерным элементом нижней зоны среднего нория стандартной шкалы Cyrtopleurites bicrenatus, что позволило провести прямую бореально-тетическую корреляцию вмещающих отложений и рассмотреть проблему проведения границы нижнего-среднего нория в бореальных регионах. Рассмотрено географическое распространение таксонов аммоноидей, наутилоидей, колеоидей и конодонтов норийского яруса о-ва Котельного. На основе своеобразия норийской фауны район о-ва Котельного (смешанный состав из бореальных и тетических элементов, существенная роль космополитных таксонов, наличие общих форм с районами Северной Америки) выделен в качестве самостоятельной Новосибирской подпровинции в составе Сибирской провинции Бореальной области.

Ключевые слова. Триас, цефалоподы, конодонты, биостратиграфия, корреляция, биогеография, Сибирь.

введение

В течение триасового периода происходило постепенное увеличение таксономического разнообразия большинства групп морских беспозвоночных, сопровождавшееся возрастанием степени биогеографических различий фаун низких и высоких широт (Дагис, 1974; 1976; Дагис и др., 1979; Дагис, Шевырев, 1981). Особенно увеличивается географическая дифференциация морских беспозвоночных в позднем триасе и еще более резко обособляются фауны Тетиса от фаун бореальных и нотальных регионов.

Резкие биогеографические различия фаун Бореальной и Тетической областей, усилившиеся в позднетриасовую эпоху, обусловили, с одной стороны, создание для этих регионов автономных зональных шкал верхнего триаса, и, с другой стороны, породили ряд дискуссионных вопросов и проблем, связанных с биостратиграфической корреляцией отложений и установлением важнейших границ. Остается дискуссионным положение в Бореальной области границы среднего и верхнего триаса, карнийского и норийского ярусов, требует дальнейшей разработки проблема рэтского яруса. В значительной степени условно проведение на территории развития отложений бореального типа границ нижнего и верхнего карния, нижнего и среднего нория.

Прямая бореально-тетическая корреляция триасовых отложений возможна только для отдельных интервалов, отвечающих, вероятно, эпизодам эвстатических подъемов уровня моря, приводивших к выравниванию систематического состава фаун различных биохорий. Так, например, во всех регионах уверенно прослеживается нижняя граница верхненорийского подъяруса по появлению на этом уровне двустворок космополитного рода Monotis (Дагис, Тозер, 1989; Общая шкала.., 1984). Наличие аммоноидей рода Neoprotrachyceras позволяет коррелировать сибирскую зону Neoprotrachyceras seimkanense нижнего карния со стандартной зоной Austrotrachyceras austriacum (Krystyn, 1978; Общая шкала.., 1984).

Корреляция отдельных стратиграфических интервалов карния, а также нижнего и среднего нория бореальных регионов с одновозрастными

отложениями Тетиса осуществляется через разрезы Британской Колумбии и, отчасти, Арктической Канады. В Британской Колумбии известна богатая и разнообразная фауна аммоноидей (Тоzег, 1994), в которой вместе с многочисленными тетическими группами встречаются таксоны (роды Stolleyites, Pterosirenites, Wangoceras, Norosirenites, Pleurodistichites, Neohimavatites), широко распространенные в бореальных разрезах.

Наряду с выделением и прослеживанием реперных уровней и с анализом экотонных сообществ в бореально-тетической корреляции верхнего триаса определенный потенциал представляют также комплексный анализ различных групп ископаемых и выявление закономерностей географической дифференциации фауны внутри Бореальной области. Наиболее полные, прекрасно фаунистически охарактеризованные разрезы верхнего отдела триаса в морских фациях известны в пределах Бореальной области на Северо-Востоке Азии. Морской бассейн в данном регионе был представлен "шельфовыми" окраинными морями, ограниченными с запада Сибирской палеосушей, а с юго-востока - океанической впадиной Прапацифики (Бычков, 1992). Несмотря на огромные размеры территории, географическая дифференциация позднетриасовых фаун аммоноидей, наутилоидей, двустворок и брахиопод была слабо выражена на Северо-Востоке Азии, хотя и отмечались небольшие отличия между якутской и колымско-охотской частями территории, проявившиеся только среди неортостратиграфических групп (Дагис и др., 1996). Однако в некоторых регионах - верховьях р. Большой Анюй, бассейне р. Анадырь – в составе преимущественно бореальных сообществ фауны позднего нория появляются тетические элементы среди двустворок и аммоноидей (Кипарисова и др., 1966; Афицкий, 1970; Дагис и др., 1979; Бычков, 1992). Отдельные тетические роды аммоноидей также известны в норийских отложениях острова Котельного (Diener, 1916, 1924). Выявление и изучение таких смешанных фаун на Северо-Востоке Азии, состоящих из тетических и бореальных элементов, представляет большой интерес для целей палеобиогеографии и детальной стратиграфии. Вместе с тем, нельзя не отметить различную степень изученности фаун и стратиграфии верхнего триаса отдельных регионов Северо-Востока Азии.

Цель настоящей статьи – частично восполнить этот пробел и провести комплексный биостратиграфический и биогеографический анализ фауны аммоноидей, наутилоидей, двустворок и конодонтов норийского яруса одного из труднодоступных и слабоизученных регионов Северо-Востока Азии – Новосибирских островов.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ВЕРХНЕГО ТРИАСА О-ВА КОТЕЛЬНОГО

Триасовые отложения Новосибирских островов из-за труднодоступности и удаленности изучены сравнительно схематично. Им посвящено небольшое число публикаций. Присутствие триасовых отложений на о-ве Котельном было впервые установлено в 1801 г., когда М.М. Геденштромом в северной части острова был найден раннетриасовый аммонит Hedenstroemia hedenstroemi Keyserling. Монографическое описание коллекции было выполнено А. Кейзерлингом (Keyserling, 1845). В дальнейшем геологические исследования на Новосибирских островах проводились экспедициями Российской академии наук в 1886, 1893 и 1900 годах, в составе которых принимали участие Э.В. Толль и позднее К.А. Воллосович. Описание коллекции фауны из верхнего триаса о. Котельного было выполнено К. Динером (Diener, 1916; 1924). В 1955-1956 гг. на Новосибирских островах сотрудниками НИИГА были выполнены геолого-съемочные работы в масштабе 1: 1000000. Д.А. Вольнов, Д.С. Сороков и С.В. Черкесов исследовали северную часть о-ва Котельного. В результате было установлено, что триасовая система представлена на о-ве Котельном всеми тремя отделами, в составе которых были выделены все ярусы, кроме индского и рэтского (Вольнов и др., 1970).

Существенно новые данные по стратиграфии триаса были получены геологами НИИГА (Д.В. Вольнов, Э.Н. Преображенская, М.К. Косько, В.Г. Труфанов, Н.С. Бондаренко, Б.П. Гаврилов, В.Ф. Непомилуев) в процессе проводившихся на о-ве Котельном в 1972-74 гг. тематических исследований и групповой геологической сьемки. Определение большого палеонтологического материала позволило уточнить стратиграфию триаса и предложить биостратиграфическую схему расчленения триасовых отложений, включающую ярусы и слои с фауной (Преображенская и др., 1975; Корчинская, 1977). В составе карнийского яруса были выделены слои с Discophyllites taimyrensis, слои с Sirenites hayesi и слои с Halobia. В верхних слоях аммоноидей не обнаружено, но много галобий, представленных видами, проходящими в норийские отложения. В состав норийского яруса (мощность 250 м) М.В. Корчинская включает внизу пачку аргиллитов, содержащую остатки фораминифер, споры и пыльцу триасового облика, которая ранее (Преображенская и др., 1975) условно относилась к карнийскому ярусу. В вышележащих отложениях выделялись слои с Otapiria ussuriensis, слои с Monotis scutiformis и слои с Monotis ochotica. Над слоями с Monotis ochotica залегает толща аргиллитов мощностью около 100 м, возраст которой условно, по фора-



Рис. 1. Схема расположения изученного разреза норийских отложений на р. Тихой (центральная часть о-ва Котельного, бассейн верхнего течения р. Балыктах).

миниферам и данным палинологии, интерпретируется как норийско-рэтский.

В 1984 г. триасовые отложения центральной части и северо-западного побережья о-ва Котельного были изучены сотрудниками Космоаэрогеологической экспедиции № 3 (Москва) (А.Ю. Егоров, Ю.А. Богомолов, Ю.М. Баранов) и ИГИГ СО РАН (Новосибирск) (А.Г. Константинов). Проведенные полевые исследования, сопровождавшиеся обильными палеонтологическими сборами, позволили, наряду с уточнением мощностей, номенклатуры, палеонтологической характеристики и проведением зонального расчленения ряда подразделений нижнего и среднего триаса, внести существенные коррективы в детальную стратиграфию верхнего триаса, особенно норийского яруса (Егоров и др., 1987). Так, в частности, было палеонтологически доказано присутствие нижненорийской зоны obrucevi, paнee (Дагис и др., 1979) выделявшейся лишь условно. Также было проведено более дробное расчленение среднего и верхнего нория и выделены подзоны в составе зон scutiformis и ochotica. В то же время, в отличие от предшественников, показано, что двустворки рода Otapiria – O. dubia (Ichikawa) и O. korkodonensis Polubotko приурочены к слоям с Eomonotis, относящихся к зоне scutiformis, подзоне daonellaeformis.

В процессе продолжающихся работ по ревизии фауны бореального триаса, детализации и палеонтологическому обоснованию биостратиграфических схем триаса Северо-Востока Азии авторами настоящей статьи были пересмотрены и переопределены коллекции аммоноидей и наутилоидей, собранные в 1984 г. в нижне- и средненорийских отложениях бассейна р. Балыктах на о-ве Котельном. В последнее время на некоторых уровнях в верхнем триасе о-ва Котельного впервые были обнаружены конодонты (Клец, 1996, 1998). Данные, полученные в результате ревизии фауны, позволяют существенно уточнить палеонтологическую характеристику и биостратиграфию норийских отложений, впервые выделить ряд подразделений и предложить местную схему расчленения нижнего и среднего нория о-ва Котельного. Новые данные также позволяют более обоснованно проводить границу нижнего и среднего нория в регионе. Уточнение систематического состава норийской фауны данного региона представляет несомненный интерес для бореально-тетической корреляции верхнего триаса и сравнительного биогеографического анализа позднетриасовых фаун Бореальной области.

Ниже приводится описание разреза нижне- и средненорийских отложений в нижнем течении р. Тихой, где известны наиболее полные разрезы верхнего отдела триасовой системы на о-ве Котельном (рис. 1). Определения аммоноидей выполнены А.Г. Константиновым, наутилоидей и колеоидей – Е.С. Соболевым, конодонтов – Т.В. Клец. Определения двустворчатых моллюсков и расчленение отложений по этой группе приводятся по работе А.Ю. Егорова и др. (1987). Отдельные определения галобиид были выполнены А.Г. Константиновым и Е.С. Соболевым по имеющемуся в их распоряжении материалу и образцам, хранящимся в ЦСГМ (Новосибирск).

Изученная коллекция аммоноидей, наутилоидей и конодонтов хранится в Центральном Сибирском геологическом музее (ЦСГМ) при Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (Новосибирск) под № 635, 759 и 792.

КОНСТАНТИНОВ и др.

Обнаже- ние	Слой	Мощно- сть в м				3 ам нд	оны, слон монондея вустворка	IC IMH Amh	Слон с наутилонде- ями	Слон с конодон- тами	Отдел	Apyc
Обн. 181				I	Monotis jakutica, M. ochotica	Mo	notis ocho	tica			Верх- ний	
	7	15		I	Rhacophillytes, Sulcorhynchia tibetica, Piarorhynchia formalis		Eomonotis pinensis	mis	us cf. natosini	steinbergensis		
	6	29		I I	Rhacophyllites, Placites, Cladiscites, Arcestes, Eomonotis scutifor Otapiria korkodonensis Eomonotis pinensis, E. scutiformis, Otapiria korkodonensis Cassianella simplex, Halobia aotii Eomonotis daonellaeformis, E. scutiformis	rmis 	otis ormis	monotis scutifor	c Proclydonautil	. Norigondolella		
Обн. 192	5	22			Arcestes cf. subdistinctus, Eomonotis daonellaeformis, E. scutifor Cladiscites beyrichi, Proclydonautilus cf. natosini Rhacophyllites debilis, Placites polydactylus, Arcestes cf. subdisti Norigondolella steinbergensis, N. navicula Megaphyllites insectus, Placites polydactylus, Arcestes ex gr. suba Proclydonautilus cf. natosini, Eomonotis daonellaeformis, Otapiri Megaphyllites insectus, Arcestes, Eomonotis daonellaeformis, E. s	mis inctus distinc ia kork scutifo	daonellaef daonellaef mis	<u>8</u>	Слон	Слон с	жй	
	<u> </u>			•	Norigondolella steinbergensis Halobia aotii	•					Cpeg	
	4	85		•	Halobia aotii		ites ex gr. altissimus		?	?		
Оби. 191				•	Cyrtopleurites ex gr. altissimus		Слои с Cyrtopleur					Норийский
				٠	Halobia aolu							, ,
	3	36			Cladiscites, Halobia aotii Norosirenites obrucevi, Zittelihalobia indigirensis Halobia aotii Arcestes ex gr. colonus, Germanonautilus ex gr. popowi Halobia aotii, Zittelihalobia indigirensis Norigondolella navicula Halobia aotii	_	Norosirenites obrucevi		C.now c Germanonautilus ex gr. popowi	gondolella navicula	CHUŘ	
Обн. 190	2	20 15		: :	Zittelihalobia indigirensis Arctophyllites cf. popowi Striatosirenites kinasovi, Proclydonautilus cf. spirolobus Striatosirenites ex gr. kinasovi, Arctophyllites popowi Cladiscite stolli, Germanonautilus cf. popowi Zittelihalobia indigirensis Norigondolella navicula Halobia kawadai		e Striatosirenites kinasovi		Cnow c Proclydonautilus cf. spirolobus	Спон с Nori	Ниж	
Обн. 189			,	•	A construction of the state of	- - }	 akutosire: pentastich	nites nus	?	?	Верхний	Карнийский

Рис. 2. Стратиграфическая колонка нижне- и средненорийских отложений на р. Тихой (центральная часть о-ва Котельного, бассейн верхнего течения р. Балыктах).

1 – глины; 2-4 – конкреции: 2 – глинистых известняков; 3 – сидеритовые; 4 – фосфатные.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Нижний и средний норий был изучен по обнажениям, расположенным вдоль правого берега р. Тихой (левого притока р. Балыктах в ее верхнем течении), в 2–3 км от устья. В этом районе норийские отложения по разлому граничат с залегающими ниже глинами с линзами битуминозных известняков (обн. 189)¹, содержащими комплекс аммоноидей (Neosirenites irregularis (Kiparisova), Yakutosirenites aff. pentastichus (Vozin), Proarcestes sp.) зоны Yakutosirenites pentastichus верхнего карния (рис. 2). Выше разлома описана следующая последовательность напластования (мощность указана в метрах):

Обнажение 190

1. Глины темно-серые, аргиллитоподобные с редкими конкреционными прослоями глинистых известняков. 15.

Палеонтологическая характеристика: $1-2 M^{2*} - дву$ створки Halobia kawadai Yehara, Zittelihalobia fallax(Mojsisovics), Z. aff. obruchevi (Kiparisova); конодонтыNorigondolella navicula (Huckriede); 9 м – двустворки Zittelihalobia fallax (Mojs.).

2. Глины темно-серые, аргиллитоподобные с частыми четковидными горизонтами сидеритовых конкреций. 20.

Палеонтологическая характеристика: 1 м – аммоноидеи Striatosirenites ex gr. kinasovi Bytschkov, Arctophyllites popovi (Archipov), Cladiscites tolli Diener; наутилоидеи Germanonautilus cf. popowi Sobolev; двустворки Zittelihalobia indigirensis (Popow), Z. aff. obruchevi (Kiparisova); 5 м – аммоноидеи Striatosirenites kinasovi Bytschkov (рис. 3а; табл. I, фиг. 1), Arcestes sp. juv.; наутилоидеи Proclydonautilus cf. spirolobus (Dittmar) (рис. 36, 3в); остатки фрагмоконов колеоидей ; двустворки Zittelihalobia fallax (Mojs.); брахиоподы Sinuplicorhynchia wollosowitschi (Diener); 9–13 м – аммоноидеи Arctophyllites cf. ророvi (Arch.); двустворки Zittelihalobia fallax (Mojs.); 17–18 м – двустворки Halobia ex gr. austriaca Mojs., Zittelihalobia indigirensis (Ророw), Z. fallax (Mojs.), Z. aff. obruchevi (Kipar.).

Вероятно, из стратиграфического интервала, отвечающего слою 2, происходили аммоноидеи Anatomites sp. indet., Pinacoceras regiforme Diener и Cladiscites tolli Diener, описанные К. Динером (Diener, 1916, 1924), с левобережья р. Балыктах. Граница с вышележащим слоем по разрыву.

3. Глины черные, аргиллитоподобные с редкими крупными рассеянными сидеритовыми конкрециями караваеобразной формы. По всему слою отмечаются мелкие рассеянные фосфатные конкреции. 36.

Палеонтологическая характеристика: 0–1 м – двустворки Halobia aotii Kobayashi et Ichikawa; 4 м – конодонты Norigondolella navicula (Huckriede) (табл. I, фиг. 4, 5); 10 м – аммоноидеи Arcestes sp. indet.; наутилоидеи Germanonautilus ex gr. ророwi Sob.; двустворки Halobia aotii



Рис. 3. Лопастные линии и поперечные сечения оборотов представителей родов Proclydonautilus и Striatosirenites из норийских отложений острова Котельного (бассейн верхнего течения р. Балыктаха, р. Тихая). a - Striatosirenites kinasovi Bytschkov; экз. N 759/97a, ЦСГМ, лопастная линия при B = 4.2 мм (×6); обн. 190, обр. 190-2-5п; нижненорийский подъярус, зона Striatosirenites kinasovi; δ , θ – Proclydonautilus cf. P. spirolobus (Dittmar), экз. № 759/97, (× 0.33) ; ЦСГМ (б – поперечное сечение оборота, в – лопастная линия при В = 92 мм); обнажение, полевой номер образца и возpact te we; z, ∂ – Proclydonautilus cf. P. natosini McLearn; экз. N 759/99, (× 0.33), ЦСГМ (г – поперечное сечение оборота, д – лопастная линия при В = 90 мм); обн. 192, обр. 192-1-6п; средненорийский подъярус, зона Естоnotis scutiformis, подзона Eomonotis daonellaeformis.

Коb. et Ichik., Zittelihalobia indigirensis (Ророw), Z. fallax (Mojs.), Z. aff. obruchevi (Кіраг.); 11 м – аммоноидеи Arcestes ex gr. colonus Mojsisovics; наутилоидеи Germanonautilus ex gr. popowi Sob. (табл. І, фиг. 3); брахиоподы Sulcorhynchia tibetica (Bittner), Costispiriferina sp.; гастроподы; 14–23 м – двустворки Halobia aotii Kob. et Ichik., H. ex gr. hoernesi Mojs.; брахиоподы Sulcorhynchia tibetica (Bittn.); 25 м – аммоноидеи Norosirenites obrucevi (Bajarunas) (табл. І, фиг. 2); двустворки Halobia aotii Kob. et Ichik., Zittelihalobia indigirensis (Ророw); брахиоподы Sulcorhynchia tibetica (Bittn.); гастроподы; 29 м – аммоноидеи Cladiscites sp. indet.; двустворки Halobia aotii Kob. et Ichik. Контакт с вышележащим слоем по разрыву.

Обнажение 191

4. Глины черные, аргиллитоподобные с горизонтами сидеритовых конкреций. 85.

Палеонтологическая характеристика: 16 м – аммоноидеи Cyrtopleurites ex gr. altissimus Mojsisovics (табл. I, фиг. 6).

По всему слою встречаются редкие двустворки Halobia aotii Kob. et Ichik., H. ex gr. plicosa Mojs., Zittelihalobia fallax (Mojs.), Z. aff. obruchevi (Kipar.); брахиоподы Orbiculoidea sp. Далее вниз по течению р. Тихой следует закрытый для наблюдения интервал разреза.

2003

¹ Нумерация обнажений и краткое литологическое описание пород приводится по А.Ю. Егорову (Егоров и др., 1987).

^{*} Здесь и далее указаны расстояния от основания слоя.



Обнажение 192

5. Глины черные, плотные с четковидными горизонтами сидеритовых конкреций. 22.

Палеонтологическая характеристика: в основании слоя – аммоноидеи Megaphyllites insectus (Mojs.), Arcestes sp. indet.; конодонты Norigondolella steinbergensis (Mosher) (табл. I, фиг. 7); 6 м – аммоноидеи Arcestes sp. indet.; наутилонден Proclydonautilus cf. natosini McLearn (рис. 3г, 3д; табл. I, фиг. 8); гастроподы; 7-8.5 м – аммоноидеи Megaphyllites insectus (Mojs.), Placites polydactylus (Mojs.), Arcestes ex gr. subdistinctus Mojs., A. sp. indet.; остатки фрагмоконов колеоидей; 9 м - конодонты Norigondolella steinbergensis (Mosher), N. navicula (Huckriede); 11-13 м - аммоноидеи Rhacophyllites debilis (Hauer), Placites polydactylus (Mojs.), Arcestes cf. subdistinctus Mojs., А. sp. indet.; остатки фрагмоконов колеоидей; 15 м – аммоноидеи Cladiscites beyrichi Welter, C. sp. indet., Placites polydactylus (Mojs.), Arcestes sp. indet.; наутилоидеи Proclydonautilus cf. natosini McLearn; 18-20 м - аммоноидеи Arcestes cf. subdistinctus Mois., A. sp. indet.; остатки фрагмоконов колеоидей.

Кроме того, по всему слою многочисленны двустворки Eomonotis daonellaeformis Kipar., Е. scutiformis (Teller), Otapiria korkodonensis Polubotko, O. dubia (Ichik.). Вероятно, из этой части разреза происходят аммоноидеи Dittmaritoides sp. (Корчинская, 1977; Преображенская, Корчинская, 1979).

6. Глины серые, аргиллитоподобные, сланцеватые с горизонтами сидеритовых конкреций. 29.

Палеонтологическая характеристика: $0-5 \text{ м} - \text{дву$ створки Eomonotis daonellaeformis Kipar., Е. scutiformis(Teller), Halobia sp.;11–12 м – двустворки Eomonotis pinensis Westermann, E. scutiformis (Teller), Otapiria korkodonensis Polub., Halobia aotii Kob. et Ichik., Cassianellasimplex Kipar.; 14–16 м – аммоноидеи Placites polydactylus (Mojs.), Rhacophyllites cf. debilis (Hauer), Cladiscites exgr. beyrichi Welter, Arcestes ex gr. subdistinctus Mojs.,A. sp.; ортоцератоидеи Trematoceras sp.; остатки оченькрупных (до 80 мм в диаметре) фрагмоконов колеоидей; двустворки Eomonotis scutiformis (Teller), Otapiriakorkodonensis Polub.; брахиоподы Sulcorhynchia cf. tibetica (Bittn.).

 Глины темно-серые с редкими маломощными конкреционными горизонтами глинистых известняков. 15.

Палеонтологическая характеристика: 1 м – остатки очень крупных фрагмоконов колеоидей; 4–7 м – аммоноидеи Rhacophyllites sp.; брахиоподы Sulcorhynchia tibetica (Bittn.), Piarorhynchia formalis Dagys, Orbiculoidea sp. После значительного перерыва в наблюдении, ниже по течению р. Тихой, обнажаются глины зеленовато-серые с многочисленными двустворками Monotis поздненорийского возраста.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ

Анализ стратиграфического распространения аммоноидей, наутилоидей и конодонтов в изученном разрезе по р. Тихой позволяет выделить ряд последовательных фаунистических комплексов и провести расчленение отложений нижнего и среднего нория о-ва Котельного на зоны и слои с фауной.

В слое 2 обнажения 190 присутствуют аммоноидеи Cladiscites tolli Diener, Arctophyllites popovi (Archipov). Кроме того, при просмотре и препарировании коллекции были обнаружены два экземпляра Striatosirenites kinasovi Bytschkov. Это первые находки на о-ве Котельном вида-индекса недавно выделенной на Северо-Востоке России самой нижней зоны норийского яруса kinasovi (Константинов, Соболев, 1999 а, б). Вид Агстоphyllites popovi (Arch.) является типичным для комплекса аммоноидей этой зоны. Зона Striatosirenites kinasovi была первоначально установлена на Омолонском массиве, в Северном Приохотье и в бассейне р. Адычи. На о-ве Котельном предполагалось присутствие возрастных эквивалентов зоны. Основанием для такого предположения является то, что в комплексе аммоноидей зоны kinasovi Омолонского массива и Северного Приохотья известен вид Pinacoceras regiforme Diener (Константинов, Соболев, 1999а, б), впервые описанный из верхнетриасовых отложений левобережья р. Балыктах о-ва Котельного (Diener, 1924). Уточнение систематического состава аммоноидей и находка вида-индекса позволяет впервые выделить зону Striatosirenites kinasovi в приведенном разрезе, которая включает слой 2 и условно слой 1, в нижней части которого встречены конодонты Norigondolella navicula (Huckriede) и ранненорийские галобиилы Halobia kawadai Kob et Ichik.

По комплексу наутилоидей, представленному видами Germanonautilus cf. popowi Sobolev и Pro-

Таблица I. Цефалоподы и конодонты из норийских отложений острова Котельного (бассейн верхнего течения р. Балыктах, р. Тихая).

^{1 –} Striatosirenites kinasovi Bytschkov. Экз. № 759/97а (× 3), вид сбоку; обн. 190, обр. 190-2-5п; нижненорийский подъярус, зона Striatosirenites kinasovi. 2 – Norosirenites obrucevi (Bajarunas). Экз. № 792/1 (нат. вел.), вид сбоку; обн. 190, обр. 190-3–25п; нижненорийский подъярус, зона Norosirenites obrucevi. 3 – Germanonautilus ex gr. popowi Sobolev. Экз. № 759/157 (× 0.66): За – вид сбоку, 3б – вид с вентральной стороны; обн. 190, обр. 190-3–11п, возраст тот же. 4 – Norigondolella navicula (Huckriede). Экз. № 635/2 (× 100), вид сверху; обн. 190, обр. 190-3–4п, возраст тот же. 5 – Norigondolella navicula (Huckriede). Экз. № 635/2 (× 100), вид сбоку; местонахождение и возраст те же. 6 – Cyrtopleurites ex gr. altissimus Mojsisovics. Экз. № 792/2 (нат. вел.), вид сбоку; обн. 191, обр. 191–1–16п; средненорийский подъярус, слои с Cyrtopleurites ex gr. altissimus. 7 – Norigondolella steinbergensis (Mosher). Экз. № 635/9: 7а – вид сбоку (× 200), 76 – вид снизу (× 200), 78 – вид сверху (× 232); обн. 192, обр. 192–10сн.; средненорийский подъярус, зона Eomonotis scutiformis, подзона Eomonotis daonellaeformis. 8 – Proclydonautilus cf. natosini McLearn. Экз. № 759/99 (× 0.66), вид сбоку; обн. 192, обр. 192–10сн.; средненорийский подъярус, зона Eomonotis scutiformis, nogзона Eomonotis daonellaeformis. 8 – Proclydonautilus cf. natosini McLearn. Экз. № 759/99 (× 0.66), вид сбоку; обн. 192, обр. 192–10сн.; средненорийский подъярус, зона Eomonotis scutiformis, nogзона Eomonotis daonellaeformis. 8 – Proclydonautilus cf. natosini McLearn. Экз. № 759/99 (× 0.66), вид сбоку; обн. 192, обр. 192–10сн.; средненорийский подъярус, зона Eomonotis scutiformis, nogзона Eomonotis daonellaeformis. 8 – Proclydonautilus cf. natosini McLearn. Экз. № 759/99 (× 0.66), вид сбоку; обн. 192, обр. 192–10сн.; средненорийский подъярус, зона Eomonotis scutiformis, nogзона Eomonotis daonellaeformis. 8 – Proclydonautilus cf. natosini McLearn. Экз. № 759/99 (× 0.66), вид сбоку; обн. 192, обр. 192–10сн.; средненорийский подъярус.

clydonautilus cf. spirolobus (Dittmar), рассматриваемый интервал разреза выделяется в слои с Proclydonautilus cf. spirolobus, соответствующие по объему нижней подзоне Proclydonautilus spirolobus наутилоидной зоны Proclydonautilus seimkanensis (Константинов, Соболев, 1999б).

В вышележащих отложениях слоя 3 обн. 190 в нижней части встречены аммоноидеи Arcestes ex gr. colonus Mois. и в верхней – Norosirenites obrucevi (Bajar.). Эти виды характерны для зоны Pinacoceras verchojanicum (Дагис и др., 1979) нижнего нория, которая была переименована на последнем стратиграфическом совещании (Дагис, 1986) в зону Pterosirenites (=Norosirenites) obrucevi. Таким образом, слой 3 обн. 190 относится на этом основании к зоне Norosirenites obrucevi. В этом же стратиграфическом интервале встречены наутилоидеи Germanonautilus ex gr. popowi Sob., что позволило выделить отложения слоя 3 в слои с Germanonautilus ex gr. popowi. Так как в этих слоях не было сделано находок клидонаутилид вида Ргоclydonautilus spirolobus (Dittmar), то они по объему скорее всего отвечают верхней подзоне Proclydonautilus seimkanensis одноименной наутилоидной зоны нижнего нория (Константинов, Соболев, 1999б).

Конодонты, встреченные на двух стратиграфических уровнях в слое 1 и 3, обосновывают выделение интервала слоев 1-3 обн. 190 в слои с Norigondolella navicula. Нижняя граница слоев проводится по появлению вида-индекса. Залегающая выше пачка аргиллитоподобных глин и конкреционных сидеритовых горизонтов мощностью 85 м (обн. 191, слой 4), которая ранее (Егоров и др., 1987) условно относилась к зоне Otapiria ussuriensis, содержит в 16 м от основания единичные остатки аммоноидей Cyrtopleurites ex gr. altissimus Mojs. По всей пачке встречаются остатки галобий, среди которых преобладают Halobia aotii Kob. et Ichik. Эта часть разреза выделяется в слои с Cyrtopleurites ex gr. altissimus. Ввиду редкости аммоноидей нижняя и верхняя границы данного биостратона условные и совмещены с границами слоя 4.

В вышележащих отложениях, представленных глинами черными и серыми пелитоморфными неслоистыми с четковидными горизонтами сидеритовых конкреций и маломощными прослоями глинистых известняков (обн. 192, слои 5, 6 и 7), встречены многочисленные двустворки, аммоноидеи и более редкие наутилоидеи, остатки фрагмоконов колеоидей и брахиоподы. Зональное расчленение этих слоев было уже выполнено ранее на основании стратиграфического распространения двустворок рода Еоmonotis (Егоров и др., 1987). Слой 5 и низы слоя 6 относятся к подзоне Еоmonotis daonellaeformis зоны Еоmonotis scutiformis, остальная часть слоя 6 и слой 7 – к подзоне Eomonotis pinensis. Нижние границы подзон проводятся по появлению видов-индексов. В ряде уровней в рассматриваемом стратиграфическом интервале обнаружены многочисленные аммоноидеи хорошей сохранности, принадлежащие к космополитным долгоживущим формам с гладкой раковиной: Megaphyllites insectus (Mojs.), Arcestes ex gr. subdistinctus Mojs., Placites polydactylus (Mojs.), Cladiscites beyrichi Welter, Rhacophyllites debilis (Hauer).

В слое 5 обн. 192 на двух стратиграфических уровнях встречены наутилоидеи Proclydonautilus cf. natosini McLearn и конодонты Norigondolella steinbergensis (Mosher). Наутилоидеи, близкие к Proclydonautilus natosini McLearn, кроме того, встречены в основании верхнего нория описанного разреза совместно с Monotis jakutica (Teller) и M. zabaikalica (Kiparisova), В связи с этим, выделяемые на о-ве Котельном слои с Proclydonautilus cf. natosini соответствуют зоне Eomonotis scutiformis и, вероятно, низам зоны Monotis ochotica. Обращает на себя внимание присутствие в отложениях подзоны Eomonotis pinensis остатков крупных (до 80 мм в диаметре) фрагмоконов колеоидей. Подобные крупные формы колеоидей до сих пор не были известны из норийских отложений других регионов Северо-Востока России. Биозона вида Norigondolella steinbergensis (Mosher), кроме среднего нория, включает и верхний норийский подъярус, поэтому слои с Norigondolella steinbergensis coответствуют зонам Eomonotis scutiformis и Monotis ochotica.

Таким образом, биостратиграфическая схема нижнего и среднего норийского подъярусов на о-ве Котельном по аммоноидеям и двустворкам включает 5 биостратонов в ранге зон и слоев, снизу вверх: в нижнем нории – зоны Striatosirenites kinasovi и Norosirenites obrucevi; в среднем нории – слои с Cyrtopleurites ex gr. altissimus, подзоны Eomonotis daonellaeformis и Eomonotis pinensis. В нижнем нории по наутилоидеям выделены слои с Proclydonautilus cf. spirolobus, слои с Germanonautilus ex gr. popowi; по конодонтам – слои с Norigondolella navicula. В среднем и верхнем нории по наутилоидеям выделены слои с Proclydonautilus cf. natosini; по конодонтам – слои с Norigondolella steinbergensis.

Рассмотрим корреляцию предлагаемой местной стратиграфической схемы нижне- и средненорийских отложений о-ва Котельного с общей шкалой. Связующим звеном при бореально-тетической корреляции верхнего триаса, и в частности норийского яруса, являются разрезы Северной Америки (Tozer, 1967; Silberling, Tozer, 1968; Tozег, 1994), тихоокеанские территории которой в триасовом периоде были областью экотона и характеризовались смешанными комплексами аммоноидей из тетических и бореальных элементов.
Корреляция норийских отложений о-ва Котельного

	2	Остров Ко	тельный, нижнее	е течение р.	Тихой	Британская	колумбия	Альпы
Apyc	Подъяру	Слои с коно- донтами	Слои с наутило- идеями	Зоны, подз по аммо и двуст	оны и слои ноидеям воркам	Зоны и по аммо	10дзоны ноидеям	Зоны по аммоноидеям
	сний			Monotis	achatica	Gnomohalorites	Lissonites pecki	Rhabdoceras
	Bepy			Monotis	ocnotica	cordilleranus	Paraquembelites ludingtoni	suessi
		Слои с			Eomonotis pinensis		Alloclionites welteri	
	й	steinbergensis	Слои с	Eomonotis		Mesohimavatites	Neohimavatites canadensis	Mesohimavatites
	редни		cf. P. natosini	scutiformis	Eomonotis daonellae- formis	columbianus	Leiodistichites ursidens	columbianus
іский	С						Parathisbites oineus	
				Слои с Су ех gr. al	rtopleurites tissimus	Drepanites	rutherfordi	Cyrtopleurites bicrenatus
Нори						Juvavites	Dimorphotoceras caurinum	Juvavites
		Конодонты не обнаружены	Наутилоидеи не обнаружены	Οτπο	? Veuus	magnus	Indojuvavites brunneus	magnus
	ž			веро	ксния, ятно, твуют		Discomalayites carinatus	
	ижни					Malayites dawsoni	Pseudocardioceras idunae	Malayites paulckei
	Ξ.		Слои с				Wangoceras pax	
		Слои с Norigondolella	Germanonautilus ex gr. popowi	Norosirenit	tes obrucevi	Stikinoceras	Gonionotites rarus	Guembelites
		navicula	Слои с Proclydonautilus cf. spirolobus	s Striatosirenites kinasovi		kerri	Discostyrites ireneanus	jandianus

Корреляция зоны Striatosirenites kinasovi с нижней подзоной зоны Stikinoceras kerri Британской Колумбии была проведена ранее (Константинов, Соболев, 1999б) и основана на общих в этих подразделениях видах аммоноидей Pterosirenites auritus Tozer и Pinacoceras regiforme Diener (таблица). В свою очередь, зона Stikinoceras kerri сопоставляется со стандартной зоной нижнего нория Guembelites jandianus, хотя Л. Кристин (Krystyn, 1980) полагает, что в североамериканской зоне kerri присутствуют эквиваленты лишь верхней подзоны зоны jandianus. На вероятную синхронность зоны kinasovi хотя бы с частью альпийской зоны jandianus указывают также находки общих для этих зон наутилоидей вида Proclydonautilus spirolobus (Dittmar). В низах зоны kinasovi на о-ве Котельном присутствуют конодонты Norigondolella navicula (Huckriede) и двустворки Halobia kawadai

Yehara. По данным Л. Кристина (Krystyn, 1980), в Австрии (район Халльштатта) вид Norigondolella navicula paспространен совместно с Epigondolella abneptis и E. primitia в нижнем (зоны jandianus, paulckei, magnus) и среднем нории (зоны bicrenatus, columbianus). Как считает М. Орчерд (Orchard, 1991; Orchard, Tozer, 1997), Norigondolella navicula появляется в Канаде в основании зоны kerri и маркирует основание норийского яруса и верхней части конодонтовой зоны Metapolygnathus primitius. X. Коцур (Kozur, 1980), предлагая конодонтовый стандарт для австрийско-альпийской провинции, установил подзону navicula в нижнем нории по появлению вида-индекса как возрастной аналог аммоноидных зон Stikinoceras kerri и Malavites paulckei. По его данным, этот вид часто встречается в зонах Juvavites magnus и Cyrtopleurites bicrenatus, редко – в зонах Sirenites argonautae и Sagenites gieКОНСТАНТИНОВ и др.

beli. Что касается галобий, то вид Halobia kawadai Yehara, по мнению И.В. Полуботко (Общая шкала.., 1984; Полуботко, 1984), представляет собой викариант ранненорийского вида Halobia styriaca Mojsisovics, что подтверждает вероятную синхронность нижней границы нория в Бореальной и Тетической областях.

Следовательно, зона Striatosirenites kinasovi на о-ве Котельном, несомненно, имеет ранненорийский возраст и сопоставляется по аммоноидеям, наутилоидеям, двустворкам и конодонтам с зоной Stikinoceras kerri Британской Колумбии и стандартной зоной Guembelites jandianus.

Верхняя часть зоны Norosirenites obrucevi о-ва Котельного, в которой обнаружен вид-индекс, коррелируется с нижней подзоной зоны Malayites dawsoni Британской Колумбии по наличию в этих подразделениях общего рода Norosirenites и близости, если не тождественности канадского вида Norosirenites krystyni Tozer и сибирского N. obrucevi (Bajarunas). Зона Malayites dawsoni эквивалентна стандартной зоне Malayites paulckei (Общая шкала..., 1984). Нижняя часть зоны obrucevi с аммоноидеями Arcestes ex gr. colonus Mojs., вероятно, по стратиграфическому положению отвечает верхней подзоне зоны kerri и соответственно верхней части зоны jandianus.

В вышележащих отложениях о-ва Котельного впервые на территории Северо-Востока Азии и Бореальной области обнаружены аммоноидеи рода Cyrtopleurites. Представители Cyrtopleurites до сих пор были известны в Восточных Альпах, на Сицилии, в Гималаях, на о-ве Тимор, в Юго-Восточной Азии, в Британской Колумбии. Сугtopleurites aff. strabonis, описанный Ю.Н. Поповым с мыса Ганза на о-ве Земля Вильчека архипелага Земли Франца-Иосифа (Попов, 1958, с. 18, табл. 1, фиг. 1), имеет скульптуру, отличную от таковой рода Cyrtopleurites, и принадлежит скорее всего к неописанному виду Norosirenites. Всюду аммоноидеи рода Cyrtopleurites приурочены к нижней части среднего норийского подъяруса и являются характерным элементом фауны аммоноидей нижней зоны среднего нория Cyrtopleurites bicrenatus Восточных Альп и ее коррелятивов в других тетических регионах.

Таким образом, слои с Cyrtopleurites ex gr. altissimus о-ва Котельного по присутствию Cyrtoleurites непосредственно коррелируются с зонами Drepanites rutherfordi Британской Колумбии и Cyrtopleurites bicrenatus Восточных Альп. Коррелятивы зоны Juvavites magnus, а также верхних частей зон Malayites dawsoni и Malayites paulckei в рассматриваемом разрезе, вероятно, не устанавливаются.

Первая находка аммоноидей рода Cyrtopleurites в нории о-ва Котельного имеет значение не только для уточнения систематического состава позднетриасовых аммоноидей Бореальной области, но и важна с точки зрения установления в бореальных разрезах достоверных эквивалентов нижней зоны среднего нория Cyrtopleurites bicrenatus и проведения границы нижнего и среднего норийского подъярусов. Слои с Cyrtopleurites ex gr. altissimus занимают на о-ве Котельном стратиграфическое положение (выше зоны Norosirenites obrucevi и ниже зоны Eomonotis scutiformis), которое в зональной шкале нория Северо-Востока Азии (Дагис, 1986) соответствует зоне Otapiria ussuriensis. Нижняя граница последней была условно совмещена с нижней границей среднего норийского подъяруса (Общая шкала..., 1984). Обнаружение на о-ве Котельном коррелятивов зоны bicrenatus в отложениях, занимающих стратиграфическое положение зоны ussuriensis, свидетельствует о том, что граница нижнего и среднего норийского подъярусов на Северо-Востоке Азии должна, очевидно, проходить где-то внутри зоны ussuriensis, что подтверждается составом встречающихся в ней аммоноидей (Norosirenites tenuistriatus (Popow), Malayites ex gr. parcus McLearn, Dittmaritoides guembeli Vavilov et Archipov) и корреляционными построениями (Дагис и др., 1979; Бычков, 1995; Константинов, Соболев, 1999б; Константинов, 2000).

Подзона Eomonotis pinensis зоны Eomonotis scutiformis эквивалентна верхней подзоне зоны Mesohimavatites columbianus Британской Колумбии, в которой встречается вид Eomonotis pinensis (Westermann) (Tozer, 1994). В третьей снизу подзоне зоны columbianus распространены аммоноидеи Neohimavatites canadensis McLearn, что обосновывает корреляцию этой подзоны с подзоной Eomonotis daonellaeformis, для которой также характерны Neohimavatites, близкие к канадскому виду (Бычков, Полуботко, 1970). Однако, подзона daonellaeformis может быть также сопоставлена со второй и с частью нижней подзоны зоны columbianus. Эта корреляция подтверждается находками аммоноидей Dittmaritoides (=Pleurodistichites) guembeli Archipov et Vavilov вместе с Eomonotis daonellaeformis (Kiparisova) в отложениях караданской свиты Хараулаха (Вавилов, 1982), известными также в нижней подзоне зоны columbianus.

Такое сопоставление подзоны daonellaeformis в целом согласуется с данными по распространению в этих отложениях на о-ве Котельном наутилоидей и конодонтов. В частности, вид Proclydonautilus natosini McLearn в Британской Колумбии встречен в слоях, которые отвечают второй и третей подзонам зоны columbianus (McLearn, 1946; 1960; Tozer, 1994). Конодонты Norigondolella steinbergensis (Mosher) и N. navicula (Huckriede), обнаруженные на двух уровнях в подзоне daonellaeformis (обн. 192, слой 5), известны в Австрии (Krystyn, 1980) в ассоциации с Epigondolella abneptis (Huckriede) и Mockina postera (Mosher) в зонах bicrenatus и columbianus среднего нория. В Британской Колумбии вид Norigondolella steinbergensis (Mosher) обычен для комплекса конодонтовой зоны Epigondolella postera, которая является близким возрастным аналогом второй снизу подзоны зоны columbianus (Orchard, 1991; Orchard, Tozer, 1997).

БИОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФАУНЫ

Рассматриваемый район относится к Новосибирской структурно-фациальной области с субплатформенным типом развития триаса (Дагис и др., 1979). Однообразный карбонатно-глинистый состав отложений, доминирование в комплексе палеонтологических остатков представителей пелагических групп фауны свидетельствуют о том, что осадконакопление происходило здесь в обстановке открытого довольно теплого моря при весьма значительном удалении от берега (Егоров и др., 1987). Своеобразна и позднетриасовая биота этого района, в частности, норийского века, которая имеет смешанный характер и состоит из бореальных и тетических элементов.

Фауна аммоноидей норийского яруса о-ва Котельного включает 13 родов из 11 семейств: Megaphyllitidae (Megaphyllites), Gymnitidae (Placites), Pinacoceratidae (Pinacoceras), Cladiscitidae (Cladiscites, Paracladiscites), Arcestidae (Arcestes), Sirenitidae (Striatosirenites, Norosirenites), Cyrtopleuritidae (Cyrtopleurites), Distichitidae (Dittmaritoides = Pleurodistichites), Haloritidae (Anatomites), Ussuritidae (Arctophyllites) и Discophyllitidae (Rhacophyllites). Из ее состава только один род – Arctophyllites - характерен для Бореальной области (Константинов, 1995). Типично тетическими являются род Anatomites, описанный К. Динером (Diener, 1924), и впервые установленный в рассматриваемом районе род Cyrtopleurites. Остальные роды являются космополитными. Большая часть из них принадлежит к долгоживущим формам с гладкой раковиной. Два рода – Norosirenites и Dittmaritoides – встречаются в смешанных сообществах аммоноидей Британской Колумбии, где представлены формами, близкими, если не идентичными с сибирскими видами. Характерной чертой аммоноидной фауны о-ва Котельного, наряду с присутствием южных элементов, является многочисленность и таксономическое разнообразие аммоноидей, встреченных на ряде уровней, особенно в среднем и верхнем нории. Это, в целом, отличает анализируемую фауну аммоноидей от синхронной из других районов Северо-Востока Азии. Наиболее близка к рассматриваемой фауне аммоноидей о-ва Котельного таковая, известная в верховьях р. Большой Анюй, где вместе с преобладающими космополитными семействами и родами аммоноидей встречены представители тетических халоритид (Catenohalorites, Halorites) и хористоцератид (Rhabdoceras) (Афицкий, 1970).

Норийские свернутые наутилоидеи района представлены двумя космополитными родами – Germanonautilus (семейство Tainoceratidae) и Proclydonautilus (семейство Clydonautilidae). Род Proclydonautilus включает два вида: Р. spirolobus (Dittmar) и Р. natosini McLearn. Первый вид имеет почти всесветное распространение, второй – происходит из нижне- и средненорийских отложений северо-восточной части Британской Колумбии и Юкона (Tozer, 1982). Отмеченные территории в позднем триасе располагались в средних широтах и характеризовались смешанной бореально-тетической фауной беспозвоночных. Род Germanonautilus представлен эндемичным сибирским видом G. popowi Sobolev.

Своеобразие норийской фауны головоногих моллюсков о-ва Котельного подтверждается находками необычно крупных фрагмоконов колоеидей. Подобные формы до сих пор не были известны в верхнем триасе Северо-Восточной Азии, но довольно обычны в альпийском регионе (Mojsisovics, 1871).

Конодонты в норийских отложениях о-ва Котельного, как и вообще в верхнем триасе Северо-Востока Азии, были обнаружены сравнительно недавно (Клец, 1996, 1998). Они однообразны по сравнению с фауной конодонтов Тетической палеобиогеографической области. Конодонтовая фауна южных (Бурий, 1989; Клец, 1995; Ідо, Koike, 1983; Koike et al., 1991; Kozur, 1980; Krystyn, 1980; Zhao, Zhang, 1991 и др.) и северных широт резко различна. В Тетисе в раннем и среднем нории наибольшего расцвета достиг род Epigondolella, имеющий платформу, скульптированную бугорками. В конце раннего нория появляется род Mockina, являющийся предковой формой поздненорийско-рэтского рода Parvigondolella и широко расселившийся по всем южным акваториям. В начале нория вымирает род Metapolygnathus. В этих же широтах в начале нория появляется род Norigondolella, берущий начало, вероятно, от рода Paragondolella. В норийском веке на север Сибири проникал только род Norigondolella, имеющий гладкую верхнюю поверхность платформы.

Ранее Н.И. Курушиным (Егоров и др., 1987; Курушин, 1998) было отмечено присутствие в составе комплекса двустворчатых моллюсков норийских отложений о-ва Котельного группы североамериканских видов Monotis (Pacifimonotis) subcircularis Gabb, M. (Entomonotis) posteroplana Westermann, а также рода Cassianella. Последний род, по мнению Ю.М. Бычкова (Бычков, 1992), является типично тетическим.

Таким образом, почти среди всех групп фауны норийского яруса о-ва Котельного наряду с бореальными элементами присутствуют типичные тетические формы – индикаторы теплых (тропических) вод. Они не приурочены к какому-то определенному стратиграфическому уровню, а встречаются по всему разрезу яруса, что свидетельствует скорее всего не о кратковременных инвазиях южных элементов, а о своеобразии биоты этого района и ее принадлежности к самостоятельной палеобиохории внутри Бореальной области – к Новосибирской подпровинции Сибирской провинции. Другой характерной особенностью норийской биоты района является существенная роль космополитных таксонов и наличие общих или близких форм с районами Северной Америки. Это, по-видимому, говорит об открытых связях и обмене фаунами с палеоакваториями Восточной Пацифики, существовавшими в норийском веке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Приведено описание разреза нижне- и средненорийских отложений в нижнем течении р. Тихой (центральная часть о-ва Котельного, Новосибирские острова). В результате ревизии уточнен и дополнен систематический состав аммоноидей, наутилоидей, колеоидей и конодонтов норийского яруса данного района.

2. На основе анализа стратиграфического распространения в изученном разрезе аммоноидей, наутилоидей и конодонтов уточнена стратиграфия и предложена местная биостратиграфическая схема нижнего и среднего норийского подъярусов о-ва Котельного, включающая зоны, подзоны и слои с фауной. По аммоноидеям выделено три биостратона: в нижнем нории – зоны Striatosirenites kinasovi (выделена впервые), Norosirenites obrucevi; в среднем нории – слои с Cyrtopleurites ex gr. altissimus (выделены впервые). Впервые предложена биостратиграфическая схема нижне- и средненорийских отложений по наутилоидеям. В нижнем нории по этой группе выделены слои с Proclydonautilus cf. spirolobus и слои с Germanonautilus ex gr. popowi, в среднем и нижней части верхнего нория – слои с Proclydonautilus cf. natosini. По конодонтам в нижнем нории установлены слои с Norigondolella navicula, в среднем и верхнем – слои c Norigondolella steinbergensis.

3. Проведена корреляция местной биостратиграфической схемы нижнего и среднего нория о-ва Котельного с зональной схемой Канады и стандартной шкалой. Впервые в среднем нории ова Котельного и Северо-Востока России обнаружены аммоноидеи рода Cyrtopleurites, являющиеся характерным элементом фауны нижней зоны среднего норийского подъяруса стандарта Сугtopleurites bicrenatus и ее коррелятивов. Это позволило провести прямую бореально-тетическую корреляцию вмещающих отложений и рассмотреть проблему проведения границы нижнего-среднего нориийского подъярусов в бореальных регионах.

4. Выполнен комплексный биогеографический анализ фауны аммоноидей, наутиолоидей, колеоидей и конодонтов норийского яруса о-ва Котельного. Ее характерными чертами являются смешанный состав из бореальных и тетических элементов, существенная роль космополитных таксонов, наличие общих или близких форм с районами Северной Америки. Это, с одной стороны, говорит о своеобразии норийской фауны изученного района и ее принадлежности к самостоятельной Новосибирской подпровинции в составе Сибирской провинции Бореальной области, а с другой – об открытых связях с палеоакваториями Восточной Пацифики в норийском веке.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 99-05-64715 и 00-05-65193), гранта Минобразования Российской Федерации в области фундаментального естествознания, геологии № E00-9.0-8 и проекта "Университеты России" № 015.09.24.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афицкий А.И. Биостратиграфия триасовых и юрских отложений бассейна реки Большой Анюй. М.: Наука, 1970. 146 с.

Бурий Г.И. Конодонты и стратиграфия триаса Сихотэ-Алиня. Владивосток: Изд-во ГИН ДВО АН СССР, 1989. 136 с.

Бычков Ю.М. Сравнительная характеристика позднетриасовых фаун Северо-Востока Азии. Препринт. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 66 с.

Бычков Ю.М. Позднетриасовые трахицератиды и сиренитиды верховьев Яны Охотской. Препринт. Магадан: Изд-во Сев.-Вост. научн. центра, 1995. 99 с.

Бычков Ю.М., Полуботко И.В. Первый Himavatites на северо-востоке Азии // Палеонтол. журн. 1970. № 2. С. 114–119.

Вавилов М.Н. Литостратиграфия триасовых отложений Северного Верхоянья // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1982. С. 37–47.

Вольнов Д.А., Войцеховский В.Н., Иванов О.А. и др. Новосибирские острова // Геология СССР. Том 26. Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970. С. 324–374.

Дагис А.С. Триасовые брахиоподы (морфология, система, филогения, стратиграфическое значение и биогеография). Новосибирск: Наука, 1974. 387 с.

Дагис А.С. Основные черты биогеографии морей триаса // Палеонтология и морская геология. Междунар. геол. конгресс, 25-я сессия. Доклады советских геологов. М.: Наука, 1976. С. 109–119.

Дагис А.С. Проблемы биостратиграфии триаса Сибири и Дальнего Востока // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 9–16.

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

Дагис А.С., Дагис А.А., Ермакова С.П. и др. Триасовая фауна Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1996. 232 с.

Дагис А.С., Тозер Э.Т. Корреляция триаса Северной Канады и Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 3–10.

Дагис А.С., Шевырев А.А. Зоогеография триасовых морей // Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм. Тр. 21-й сессии Всес. палеонтол. общества. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1981. С. 113–119.

Егоров А.Ю., Богомолов Ю.А., Константинов А.Г., Курушин Н.И. Стратиграфия триасовых отложений о-ва Котельный (Новосибирские острова) // Бореальный триас. М.: Наука, 1987. С. 66–80.

Кипарисова Л.Д., Бычков Ю.М., Полуботко И.В. Позднетриасовые двустворчатые моллюски Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1966. 312 с.

Клец Т.В. Биостратиграфия и конодонты триаса Среднего Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Изд-во Новосибирского ун-та, 1995. 118 с.

Клец Т.В. Первые находки конодонтов в верхнетриасовых отложениях острова Котельного // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 96–98.

Клец Т.В. Конодонты рода Norigondolella из зоны Eomonotis scutiformis Северо-Востока Азии (Новосибирские острова) // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Материалы научн. конференции. Т. 1. Общая и региональная геология. Стратиграфия. Палеонтология. Проблемы и задачи геологического образования. Томск: Изд-во ТГУ. 1998. С. 231–233.

Константинов А.Г. Arctophyllites – новый род аммоноидей из карнийских отложений Северо-Востока Азии // Палеонтол. журн. 1995. № 3. С. 18–25.

Константинов А.Г. Состояние и проблемы бореально-тетической корреляции карнийского и норийского ярусов // Палеонтология в России: итоги и перспективы. Тезисы докладов XLVI сессии Палеонтол. общества при РАН. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 43–44.

Константинов А.Г., Соболев Е.С. Схема биостратиграфии карния и нижнего нория Северо-Востока России. Ст. 1. Описание разрезов и стратиграфическое распространение цефалопод // Тихоокеанская геология. 1999а. Т. 18. № 1. С. 3–17.

Константинов А.Г., Соболев Е.С. Схема биостратиграфии карния и нижнего нория Северо-Востока России. Ст. 2. Новые зональные шкалы и корреляция // Тихоокеанская геология. 1999б. Т. 18. № 4. С. 48-60.

Корчинская М.В. К биостратиграфии триасовых отложений острова Котельного (Новосибирские острова) // Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1977. С. 43–49.

Курушин Н.И. Триасовые двустворчатые моллюски Северо-Восточной Азии (морфология, система, биостратиграфия, палеоэкология и палеобногеография). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. 45 с.

Общая шкала триасовой системы СССР. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1984. 120 с.

Преображенская Э.Н., Корчинская М.В. Основные черты стратиграфии и важнейшие разрезы триасовых отложений Северо-Восточной Азии. Новосибирская структурно-фациальная область // Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М: Наука, 1979. С. 107–112.

Преображенская Э.Н., Труфанов Г.В., Вольнов Д.А. и др. Мезозойские отложения острова Котельного // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: НИИГА, 1975. С. 28–37. Полуботко И.В. Зональное и корреляционное значение позднетриасовых галобнид // Сов. геология. 1984. № 6. С. 40–50.

Попов Ю.Н. Верхнетриасовые аммониты и пелециподы Земли Франца-Иосифа // Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии. Вып. 12. Л.: НИИГА, 1958. С. 16–22.

Diener C. Die obertriadische Ammonitenfauna der Neusibirischen Insel Kotelny // Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturwiss. Kl. Abt. I. 1916. Bd. 125. S. 439–463.

Diener C. Uber triadische Cephalopoden, Gastropoden und Brachiopoden von der Insel Kotelny // Зап. Росс. АН. Cep. 8. 1924. Т. 21, № 5. С. 1–19.

Igo H., Koike T. Conodont biostratigraphy of cherts in the Japanese Islands // Develop. Sedimentol. 1983. V. 36. P. 65-77.

Keyserling A. Beschreibung einiger von Dr. A. Th. v. Middendorff mitgebrachten Ceratiten des arktischen Sibiriens // Bull. Acad. Imper. Sci. StPb. 1845. V. 5. S. 161–174.

Koike T., Kodachi Y., Matsuno T., Baba H. Triassic conodonts from exotic blocks of limestone in north on Kuzuk, the Asio Mountains // Sci. Repts. Yokohama Natl. Univ. 1991. Sec. 2. № 38. P. 53–69.

Kozur H. Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs // Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck. 1980. Bd. 10. S. 79–172.

Krystyn L. Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn // Schriftenr. Erdwiss. Komm. Osterr. Akad. Wiss. 1978. Bd. 4. S. 37–75.

Krystyn L. Stratigraphy of the Hallstatt region // Abhandl. Geol. Bundesanstalt Wien. 1980. V. 35. S. 69–98.

McLearn F.H. Upper Triassic faunas in Halfway, Sikanni chief, and Prophet river basins, northeastern British Columbia // Geol. Surv. Canada. 1946. Paper 46–25. Appendix. P. 1–5.

McLearn F.H. Ammonoid faunas of the Upper Triassic Pardonet Formation, Peace River Foothills, Bitish Columbia // Geol. Surv. Canada. 1960. Memoir 311. P. 1–118.

Mojsisovics E. Über das Belemnitiden-Geschlesht Aulacoceras Fr. von Hauer // Jahrb. K.-K. Geol. Reichsanstalt. Wien. 1871. Bd. 21. H. 4. S. 41–58.

Orchard M.J. Late Triassic conodont biochronology and biostratigraphy of the Kunga Group, Queen Charlotte Islands, British Columbia // Geol. Surv. Canada. 1991. Paper 90–10. P. 173–193.

Orchard M.J., Tozer E.T. Triassic conodont biochronology, its calibration with the ammonoid standard, and a biostratigraphic summary for the Western Canada sedimentary basin // Bull. Canad. Petrol. Geol. 1997. V. 45. No. 4. P. 675–692.

Silberling N.J., Tozer E.T. Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America // Geol. Soc. America. 1968. Special Paper 110. P. 1–63.

Tozer E.T. A standart for Triassic time // Geol. Surv. Canada. 1967. Bull. 156. P. 1–103.

Tozer E.T. Marine Triassic faunas of North America, their significance for assessing plate and terrane movements // Geol. Rundschau. 1982. Bd. 71. (3). S. 1077–1104.

Tozer E.T. Canadian Triassic ammonoid faunas // Geol. Surv. Canada. 1994. Bull. 467. P. 1-663.

Zhao X., Zhang K. Triassic conodonts from the Ngari area, Xizang (Tibet), China // Acta Micropaleontol. Sin. 1991. V. 8. \mathbb{N} 4. P. 433-440.

Рецензенты В.Г. Ганелин, В.А. Захаров УДК 561:551.762(571.51)

КОМПЛЕКСНОЕ ОБОСНОВАНИЕ ФИТОСТРАТИГРАФИИ И КОРРЕЛЯЦИИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАНСКОГО УГЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА (СИБИРЬ)

© 2003 г. А. И. Киричкова*, Е. И. Костина**, Н. А. Тимошина*

*Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург **Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 13.06.2000 г., получена после доработки 26.10.2001 г.

В статье дана комплексная палеоботаническая характеристика юрских отложений Канского угленосного бассейна на основе изучения макроостатков растений и миоспор. Фактический материал происходит из стратотипических разрезов свит и разрезов скважин. Макроостатки растений и палинологические образцы были собраны авторами из одних и тех же интервалов разрезов. Впервые сопоставленные результаты исследований миоспор и макроостатков растений позволили выделить самостоятельные фитостратоны – слои с флорой и слои с палинофлорой, объемы которых оказались почти одинаковыми. Широкие сопоставления палинокомплексов с таковыми Западной Сибири, а главное с палинокомплексами из морских отложений севера Средней Сибири, впервые дали возможность более уверенно датировать выделенные фитостратоны. Выделено четыре палинокомплекса: переясловский (нижняя часть переясловской свиты) – синемюр-плинсбах, иланский (верхняя часть переясловской и иланская свиты) – тоар; камалинский (камалинская свита) – аален; бородинский (бородинская свита) – байос. По макроостаткам растений выделено три комплекса: абанский (переясловская и иланская свиты) – плинсбах-тоар; рыбинский (камалинская свита) – аален; карьерный (бородинская свита) – байос.

Ключевые слова. Средняя Сибирь, фитостратиграфия, юра, палинокомплексы, макроостатки растений, слои с флорой.

введение

В последние годы проведены исследования по комплексному изучению макроостатков растений и микрофитофоссилий из континентальных юрских отложений Западной и юга Средней Сибири. Впервые получена наиболее полная палеоботаническая характеристика континентальной части разреза юры Сибири и обоснована межрегиональная корреляция угленосных толщ. Настоящая статья посвящена результатам изучения главнейших опорных разрезов юры Канского угленосного бассейна, расположенного в юго-восточной части Красноярского края (рис. 1). Его отложения представлены исключительно континентальными фациями с довольно богатым набором остатков растений.

Юрская угленосная толща Канского бассейна, несогласно залегающая на отложениях палеозоя, расчленена (снизу вверх) на переясловскую, иланскую, камалинскую, бородинскую и тяжинскую свиты (Решения 3-го Межвед..., 1981). Особенности литологического строения свит, распространение их по площади в пределах бассейна освещены во многих работах (Лебедев, 1955; Аксарин, 1957; Григорьев, 1968; Маркович, 1970). Возраст выделенных свит до последнего времени определялся только по данным палинологии (Саханова, 1957, 1960; Ильина, 1970, 1976, 1980, 1981, 1985, 1988; Смокотина, 1997). Это связано с тем, что макроостатки растений долгое время были слабо изучены в систематическом отношении. В работах исследователей обычно приводились сборные списки формально определенных растений (Аксарин, 1955, 1957; Лебедев, 1955, 1960; Решения 3-го Межвед..., 1981). Наиболее достоверные сведения по палеофлористической характеристике юрских отложений отражены в работе Е.М. Маркович (1970), касающейся Абанского района Канского бассейна. К сожалению, определение остатков листьев голосеменных, доминирующей группы в юрской флоре Сибири, проводилось автором без изучения строения эпидермы, поэтому тафофлоры не получили должной конкретизации, однако тафономия и корреляция пачек и пластов угля внутри бассейна разработаны с высокой степенью детальности.

В 1990 г. А.И. Киричковой и Т.А. Травиной была предпринята первая попытка разработать фитостратиграфию юрских отложений Канского бассейна по макроостаткам растений. В основу разработки легли первые результаты проведенных исследований по систематической принадлежности остатков растений с применением кутикулярного метода. Фактический материал был послойно отобран из разрезов скважин и естественных выходов юрских пород в пределах Канского бассейна. Кроме того, был проведен критический анализ данных прежних исследований. Это привело к большей конкретизации тафофлор. Последние явились основой для выделения трех фитостратиграфических комплексов - абанского, рыбинского и карьерного, характеризуюших соответственно переясловскую-иланскую, камалинскую и бородинскую свиты. Возраст комплексов – конец ранней (тоар?) – первая половина (аален, байос?) средней юры определен путем сопоставления с юрскими комплексами Кузнецкого бассейна, близкими не столько по систематическому составу, сколько по уровню общего развития палеофлоры в целом.

Палинологические исследования по Канскому бассейну проводились Н.С. Сахановой в 1941-1957 гг. Для Рыбинского района в угленосных юрских отложениях ею были выделены два спорово-пыльцевых комплекса (СПК), характеризующих переясловскую (нижняя юра), камалинскую и бородинскую (средняя юра) свиты. Второй палинокомплекс был подразделен на два подкомплекса (СПП), соответствующих камалинской и бородинской свитам (табл. 1). Позднее З.И. Вербицкая (1970) для этих же свит Абанского района предложила три палинокомплекса, а для Рыбинского района – четыре (табл. 1). При подготовке к Межведомственному стратиграфическому совещанию по Средней Сибири В.И. Ильина проанализировала материалы Н.С. Сахановой и других местных палинологов и сочла возможным выделить для юрской толщи Канского бассейна восемь палинокомплексов по аналогии с разрезами севера Средней Сибири (Ильина, 1980, 1985). Это предложение вошло в Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания (1981).

В последние годы были продолжены исследования по Канскому бассейну, начатые в 1990 году. Послойно отобранные образцы с остатками растений и палинологические пробы из многих скважин Абанского района, карьера "Бородинский", обнажения по р. Рыбная получили более детальную обработку. Е.И. Костина продолжила изучение макроостатков растений. Применяя кутикулярный метод даже для самых фрагментарных кусочков листовых фитолейм, она значительно уточнила состав выделенных ранее комплексов растений. Была выявлена четкая стратиграфическая приуроченность отдельных таксонов, что позволяет теперь с большей уверенностью выделять по макроостаткам растений местные фитостратоны. Одновременно Н.А. Тимошина проводила изучение палиноспектров из проб, отобранных из тех же интервалов разреза, что и



Рис. 1. Схема расположения скважин и обнажении в Канском угленосном бассейне.

I – Абанский район, II – Рыбинский район; III – Саяно-Партизанский район; *l* – обнажение по р. Енисей (близ пос. Кубеково); *2* – Переясловское месторождение угля; *3* – обн. по р. Рыбной; *4* – Бородинское месторождение (карьер "Бородинский"; скв. 525, 576, 580); *5–10* – скважины Абанского района (*5* – скв. 8400, *6* – скв. 8500, *7* – скв. 219, *8* – скв. 312, *9* – скв. 1-С, *10* – скв. 16-С); *11* – обн. близ села Вознесенка, *12* – Абанское месторождение угля.

макроостатки растений. Выяснилось, что юрские отложения Канского бассейна достаточно полно насыщены микрофитофоссилиями, особенно нижняя часть разреза. Анализ изменений таксономического состава и количественного участия различных групп микрофитофоссилий по разрезу позволил выделить четыре последовательных спорово-пыльцевых комплекса. Это послужило обоснованием выделения палиностратонов в ранге слоев с палинофлорой, объемы которых оказались примерно равными объемам слоев с флорой. Таким образом, юрская угленосная толща Канского бассейна и ее литостратоны впервые получили комплексную послойную палеоботаническую характеристику, где палинокомплексы и комплексы по макроостаткам растений происходят из одних и тех же интервалов разрезов.

НИЖНЯЯ ЮРА

Нижнеюрские отложения в Канском угленосном бассейне выделены в переясловскую и иланскую свиты. В полном объеме они развиты в Рыбинской и Канско-Тасеевской структурно-фациальных зонах (Решения 3-го Межвед..., 1981).

Переясловская свита, выделенная А.В. Аксариным (1957), несогласно залегает на пермских и каменноугольных отложениях. Она представлена, в основном, песчаниками и алевролитами с подчиненным количеством аргиллитов, гравелитов и углей. Мощность свиты в Рыбинском райо-

КИРИЧКОВА и др.

		(Саханоі	ва, 195	7	1	Вербиц	кая, 1970	И	льина, (a:	Тимошина		
Отдел	Apyc	Рь	юнск	ий рай	он	Абан рай	іский Іон	Рыбинский район	1	Решен Межвед	ия 3-го , 1981	l	данная	пработа
Верхний	Оксфорд					я свита	ПК			ая свита	СПК-ІХ		Тяжі	инская
	Келловей			Тяжинска Третий СІ		Тяжинск Третий С			Тяжинс		em	X-1X	СВ	ита
	Бат	родинская	свита		Второй СПП	родинская свита	СПК	Четвертый СПК Третий	Устьянская толща Бородинская свита		СПК-VIII			+
Средний	Байос	BNTA I I Do	верхняя подсвита	ЯШ	ш	вита	Второй	Второй СПК			СПК-VІІ		Бородинска: свита	СПК-ІV
	Аален	малинская с	ижняя дсвита	Второй С	Первый СП	малинская с			алинская свита	и верхняя подсвита	ШК-И	1 СПП-2	алинская свита	СПК-Ш
		Ka	ин Ин			Ka			Кам	нижня подсви	С	спп-	Кам	
	l'oap							СПК	Илан сві	нская ита	СП	K-V	анская вита	СПК-ІІ
	×			ЯЩ		я свита		Первый	вита	зерхняя одсвита	СП	K-IV	та Ил с	
Нижний	Плинсба			Первый С		реясловска		_	словская с	средняя н подсвита п	СПК	-11-111	ювская сви	СПК-І
	Геттанг- синемюр	E				Пе			I Nepes	нижняя подсвита	СП		Переяст	

Таблица 1. Сравнение данных различных авторов по палиностратиграфическому расчленению юрских отложений Канского угленосного бассейна

Примечание. Условные обозначения см. в тексте.

не до 48 м, в Абанском – 27–100 м. В стратиграфических схемах по Канскому бассейну (Решения 3-го Межвед..., 1981) свита подразделена на три подсвиты. Однако, изучая ее разрезы по скважинам в Абанском районе, где она представлена в полном объеме, мы вынуждены принять точку зрения А.А. Семерикова (1970). Он отмечал, что свита в литологическом плане представляет собой единый макроритм, а принятое на совещании деление ее на подсвиты по существу обосновано лишь данными палинологии. В Абанском районе переясловская свита вскрыта многочисленными скважинами (рис. 1). Наиболее полный разрез представлен скважиной 8500 (рис. 2). На дневной поверхности свита обнажается у с. Вознесенка (Долгомостовская впадина), откуда в свое время



Рис. 2. Корреляция опорных разрезов основных скважин и естественных разрезов юры Канского бассейна.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM

11

ጁ

ŝ

2003

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – уголь; 6 – остатки ископаемых растений; свиты: Рг – переясловская, JI – иланская, Km – камалинская, Br – бородинская.



были собраны остатки растений, обработанные разными авторами (Маркович, 1970).

Иланская свита, выделенная Н.С. Сахановой (1957, 1960), местами несогласно перекрывает переясловскую и представлена ритмично переслаивающимися алевролитами, аргиллитами, песчаниками и сидеритами с зеленоватым оттенком. Мощность свиты 10–70 м.

Свиты достаточно полно охарактеризованы палинологически и макроостатками растений. Из нижней половины переясловской свиты, вскрытой скважинами Абанского района и в дорожной выемке близ с. Вознесенка (рис. 2), получен палинокомплекс с Alisporites pergrandis, Cycadopites medius, Uvaesporites argentaeformis, Stereisporites. Палинокомплекс, выделяемый в переясловский, весьма характерен (табл. I, фиг. 1-15). Показательным для него являются: крупные зерна Alisporites pergrandis (Bolch.) Iljina, Piceaepollenites variabiliformis (Mal.) M. Petr., Paleoconiferus asaccatus Bolch., Dipterella oblatinoides Mal., Podocarpus permagna Bolch., Podocarpidites sp. sp.; характерно присутствие значительного числа крупных однобороздных форм с инфразернистой структурой экзины, ранее сближаемых с беннетитовыми: Cycadopites percarinatus (Bolch.) Iljina, C. orbicularis Sach. et Iljina, C. medius (Bolch.) Iljina; обилие и разнообразие спор Stereisporites, близких сфагновым MXAM – S. compactus (Bolch.) Iljina, S. bujargiensis (Bolch.) Schulz, S. seebergensis Schulz, S. congregatus (Bolch.) Schulz, S. psilatus (Ross.) Pfl., S. antiquasporites (Wilson et Webster) Dettm. Часто встречаются морфологически выразительные споры Uvaesporites argentaeformis (Bolch.) Schulz, Camptotriletes cerebriformis Naum, et Jarosh., pexe – Polycingulatisporites triangularis (Bolch.) Playf. et Dettm., Camptotriletes tenellus Naum. et Iljina, Heliosporites altmarkensis Schulz, Schizosporis limbatus Iljina.

Переясловский палинокомплекс хорошо прослеживается практически во всех разрезах юры Канского бассейна (рис. 2). Это позволяет выделить охарактеризованные им отложения в слои с Alisporites pergrandis, Cycadopites medius, Uvaesporites argentaeformis, Stereisporites. Опорными разрезами слоев являются скв. 8500 (интервал 200-250 м) и обнажение у пос. Вознесенка.

Переясловский палинокомплекс по соотношению групп микрофоссилий сопоставляется с синемюр-плинсбахскими палинокомплексами из опорных морских разрезов севера Средней Сибири (Ильина, 1985), сочетая в себе признаки комплексов палинозон 2, 3, 4, 5а (табл. 2). На севере Средней Сибири юрские отложения по фауне аммоноидей расчленены на зоны (Решения 3-го Межвед..., 1981). Выделенные в этих же разрезах палинозоны (примерно в объеме аммонитовых зон) охарактеризованы палинокомплексами (Ильина, 1985), которые по систематическому составу незначительно отличаются между собой. Поэтому в сугубо континентальных отложениях, где естественно нет морских прослоев с фауной, выделить такие палинозоны становится практически невозможно. С подобными трудностями мы столкнулись при анализе палинокомплексов из континентальной части разреза юры, вскрытого Тюменской сверхглубокой скважиной (Киричкова и др., 1999) и скважинами Томской области (Киричкова и др., 1997; Тимошина и др., 1999). Видимо, как предлагает Н.А. Тимошина, в континентальных отложениях следует выделять палиностратоны большего стратиграфического объема, но с более четкими диагностическими признаками, палинокомплексы которых хорошо отличаются от комплексов подстилающих и перекрывающих отложений.

В Западной Сибири палинокомплекс, подобный переясловскому, характерен для урманской свиты (комплексы палинозон 2–3, 4, 5а) Нюрольской впадины (Касаткина, 1991; Кабанова, Костеша, 1997; Кабанова и др., 1989; Ильина см. Шурыгин и др., 1995).

Вторая половина переясловской и иланская свиты охарактеризованы единым палинокомплексом, выделенным Н.А. Тимошиной в иланский. Это комплекс с Dictyophyllum, Marattisporites scabratus, Contignisporites problematicus. По систематическому составу этот комплекс (табл. I, фиг. 16–23; табл. II, фиг. 1–6) значительно отличается от переясловского. В количественном отношении в его составе продолжает преобладать пыльца хвойных,

Таблица I. Миоспоры нижней юры (изображения на таблицах даны с увеличением ×600)

^{1–15 –} характерные таксоны переясловского палинокомплекса: 1 – Stereisporites compactus (Bolch.) Iljina, скв. 312, инт. 145.3–150.1 м; 2 – S. seebergensis Schulz, там же; 3 – S. bujargiensis (Bolch.) Schulz, там же; 4 – S. psilatus (Ross.) Pfl., скв. 8500, инт. 240.5–243.5 м; 5 – S. antiquasporites (Wilson et Webster) Dettm., скв. 219, инт. 108.9–113.1 м; 6 – Uvaesporites argentaeformis (Bolch.) Schulz, там же; 7 – Camptotriletes tenellus Naum. et Iljina, там же; 8 – C. cerebriformis Naum et Jarosh., там же; 9 – Osmundacidites sp., скв. 8500, инт. 240.5–243.5; 10 – Cycadopites percarinatus (Bolch.) Iljina, скв. 8400, инт. 175.6–180.4 м; 11 – C. medius (Bolch.) Iljina, там же; 12 – C. dilucidus (Bolch.) Iljina, скв. 8500, инт. 254.7–260.7 м; 15 – Dodocarpidites sp., скв. 219, инт. 108.9–113.1 м.

^{16-23 –} характерные таксоны иланского палинокомплекса: 16 – Cadargasporites robustus Mensh., скв. 312, инт. 125.4-130.2 м; 17 – Dictyophyllum sp., там же; 18 – Clathropteris obovata var. magna Tur-Ket., скв. 219, инт. 98.7-103.5 м; 19 – Auritulinasporites triclavus Nilsson, там же; 20 – Marattisporites scabratus Couper, скв. 8500, инт. 170.8-175.6 м; 21 – Tripartina variabilis Mal., там же; 22 – Klukisporites variegatus Couper, скв. 16-С, инт. 77.3-81.2 м; 23 – Contignisporites problematicus (Couper) Dor., там же.

Таблица 2. Сопоставление палиностратиграфического расчленения юрских отложений Канского бассейна с разрезами Зап. Сибири и зональной шкалы	
севера Сибири	

							3an							
	pyc	Зональные шкалы севера Сибири	(3axapo	ов и др.,	1 997)	Ню скв. (Шу	рольская і Пономар рыгин и д	впадина, евская 2 р., 1995)		Кŗ	асноленински (Решения V- Межвед, 19	й свод го 91)	Канси	хий бассейн
2	Rd'J	0					палино-	глубина,			скв. 2012	скв. 2007	палино-	CDUTI I
Яру	Πo	Зоны по аммоноидеям	па	ілинозоі	ны	СВИТЫ	зоны	М	СВ	иты	(материал	ы авторов)	стратоны*	CBRIDI
	ий	Cranocephalites carlsbergensis							1					
	ХН	Cranocephalites gracilis								Ě	СПК-4	СПК-4		
ňoc	Bep	Boreocephalites borealis	9в		۵	Кая			Кая	RRHJ	2623-2635 м	2023-2035 M	пст4	Боролинская
Ba l	ий	Слои с Chondroceras cf. marshalli		·	,	EHC			енс	bel			mer-	Dopodinickus
	HX	Arkeloceras tozeri	9б]	Ň	WO			ŇŎ					
	Ηи	Pseudolioceras (T.) fastigatus	9a]		Ĥ			۴,	SKI .				
ен	B.	Pseudolioceras tugurensis		8	8		8	2908						
ал		H. Pseudolioceras maclintocki	1	•							СПК-3	СПК-3	ПСТ-3	Камалинская
₹	Ξ	Pseudolioceras beyrichi								E Har	2706-2714 м	2720-2793 м		~~~~~~
	йй	Pseudolioceras falcodiscus	1			5		2955		Å∃				
	HX	Pseudolioceras wurttenbergeri	1		76	CK	?			ă				
	Bep	Pseudolioceras compactile	1 ·	7		лат	_ 76	3018						
а.		Нижний Porpoceras spinatum	1			ى ت			5					Иланская
Oaj	, S	Zugodactylites monestieri	1		7a	1	7a		CKS				ПСТ-2	
Г	ШН	Dactylioceras commune	1					3038	ни					
	Жи	Harpoceras falciferum		6		<u>له</u>	6) Kaj	실	СПК-2			
	H	Eleganticeras elegantulum	1	0		Ka	0	3067	lep	I KB	2723–2751 м			
		Tiltoniceras propinquum		<	56	ľ۲°	56	3070		HX				
	й	Amaltheus viligensis		5	5a		5a			HH				
ax	инх	Amaltheus margaritatus		.4		R	4							Переясловская
инсб	Bep	Amaltheus stokesi		· 		анска		3086					ПСТ-1	
Ë	l.			3		M	22							
	H	Polymorphites				ר <u>ר</u>	2-3			-				~~~~~~
op	в.	Angulaticeras colymicum				h								
IHEMI	-	Coroniceras siverti		2										
Ũ	H	Arietites libratus	1											
		Schlotheimia angulata	1			?								
ган	B	Alsatites liasicus	1											
етта	ن ا	Psiloceras planorbis		1]			1					
L	щ	Primasiloceras primulum	<u> </u>	1										

* – слои с палинофлорой; Н. – нижний; В. – верхний; п/с – подсвита.

46

КИРИЧКОВА и др.

но среди них почти нет крупных форм за исключением Piceaepollenites variabiliformis (Mal.) M. Petr. часто встречающегося таксона в юрских палинофлорах. Крупные однобороздные зерна, относимые к роду Cycadopites, присутствуют в небольшом количестве и разнообразии (C. dilucidus (Bolch.) Iljina, Cycadopites sp.), кроме того, редуцируст видовое разнообразие Stereisporites. Типичным для иланского палинокомплекса является присутствие группы спор, представленной Dictyophyllum с шиповатым периспорием (D. simplex Mensh., Dictyophyllum sp.), Clathropteris obovata var. magna Tur.-Ket, Auritulinasporites triclavus Nilsson, Marattisporites scabratus Couper, Klukisporites variegatus Couper, Contignisporites problematicus (Couper) Dor., Duplexisporites anogrammensis (K.-M.) Shug., Tripartina variabilis Mal. Последний вид в отдельных палиноспектрах представлен в значительном количестве. Показательным таксоном является Cadargasporites robustus Mensh., встречающийся не часто, но отсутствующий как в более древних, так и во всех более молодых палинокомплексах. В заметном количестве отмечается пыльца Classopollis sp. sp., характерно присутствие Quadraeculina limbata Mal., нередко встречаются виды Chasmatosporites (Ch. elegans Nilsson, Chasmatosporites sp.). Палинокомплекс достаточно широко прослежен в пределах Канского бассейна, а его четкие отличительные особенности позволяют выделить соответствующие ему отложения в слои с Dictyophyllum, Marattisporites scabratus, Contignisporites problematicus. Опорным разрезом слоев является интервал 150-180 м в скв. 8500 в Абанском районе.

Иланский палинокомплекс по систематическому составу хорошо сопоставляется с палинокомплексами тоара (палинозоны 5б, 6, 7) из морских отложений севера Сибири (Ильина, 1981, 1985; Касаткина, 1998), а также палинокомплексами 56, 6, 7 (табл. 2) тогурской и нижней половины салатской свиты, вскрытых Пономаревской скважиной 2 в Нюрольской впадине Томской области (Конторович и др., 1995; Шурыгин и др., 1995). Палинокомплекс, аналогичный по составу иланскому, был прослежен в нижней части верхней подсвиты шеркалинской свиты Красноленинского свода (скв. 3251, инт. 2736-2741 м, скв. 219, инт. 2696-2705 м; скв. 2012, инт. 2723-2751 м) и в нижней подсвите худосейской свиты Томской области (Черталинская скв. 400, инт. 3221–3228 м), а также в низах котухтинской свиты, вскрытой сверхглубокой скв. ТСГ-6, в инт. 5046-4997 м в Уренгойском районе (Киричкова и др., 1999).

Макроостатки растений собраны по всему разрезу переясловской и значительно реже в иланской свите (рис. 2). Тафофлоры этих свит, объединенные нами в абанский комплекс, по систематическому составу не отличаются большим разнообразием. Состав комплекса значительно уточнен Е.И. Костиной (Костина, Долуденко, 1997; Костина, 1999). С учетом данных Е.М. Маркович (1970) в нем насчитывается 24 вида (табл. 3). Из папоротников присутствуют редкие Cladophlebis, Raphaelia и еще более редкие Coniopteris. Голосеменные, главным образом чекановскиевые, составляют доминирующую часть. Наиболее разнообразен род Czekanowskia (6 видов). Менее разнообразен род Phoenicopsis. Часто в отложениях встречаются фруктификации типа Leptostrobus, Samaropsis. Состав комплекса довольно четко выдерживается по латерали, поэтому мы считаем возможным выделять соответствующие ему отложения в самостоятельный фитостратон, с уточненным составом характерных форм. Это слои с Сzеkanowskia obiensis, Cz. rigida, Phoenicopsis cognata (рис. 2). Опорным для слоев в Абанском районе является разрез скв. 8500 в интервале 150-260 м.

Абанский комплекс по доминированию рода Czekanowskia с наиболее часто встречающимися видами Cz. rigida Heer и Cz. obiensis Kiritch. et Samyl., a Takwe Phoenicopsis cognata Kiritch. xopoшо сопоставляется с черемховским комплексом из нижней продуктивной пачки верхнечеремховской подсвиты Иркутского бассейна (Киричкова, Травина, 2000), томским комплексом нижнеосиновской подсвиты Кузбасса (Киричкова и др., 1992). Последние условно датируются концом ранней юры (тоар?). Но более всего абанский комплекс сходен с комплексом худосейской свиты (нижней ее половиной и пачкой I верхней половины) или тогурской и нижней половины салатской свит по Ильиной (Шурыгин и др., 1995) Томской области, возраст которых определяется второй половиной ранней юры, условно в пределах плинсбаха-тоара (Киричкова, Травина, 1995). Мы считаем возможным в этих же пределах определять возраст и абанского комплекса, чему не противоречат полученные палинологические данные.

СРЕДНЯЯ ЮРА

Среднеюрские отложения в Канском бассейне подразделяются на камалинскую, бородинскую и тяжинскую свиты (Решения 3-го Межвед..., 1981).

Камалинская свита, выделенная А.В. Аксариным (1957) и Н.С. Сахановой (1957), представлена преимущественно алевролитами, аргиллитами, песчаниками с редкими гравелитами и углями. Мощность свиты колеблется от 70-100 м в Абанском до 140-172 м - в Рыбинском районах (Семериков, 1970). Свита довольно полно охарактеризована данными палинологии. Пробы происходят из скважин Абанского района и естественных выходов свиты по р. Рыбной, в окрестностях пос. Рыбное (рис. 2). Палиноспектры свиты составляют единый комплекс с Leiotriletes tenuis, Lycopodiumsporites, Cycadopites jansonii (камалинский палинокомплекс, табл. II, фиг. 7-20). Этот палинокомплекс заметно отличается от иланского другим соотношением доминирующих форм.



Характерным для него является преобладание лейотрилетных спор (Leiotriletes spp.), среди которых присутствуют формы с сильно раскрытой почти треугольной щелью и некрупные гладкие трехлучевые споры с тонкими экзиной и периспо-DHEM – Leiotriletes tenuis (Leschik) Mensh., L. corrugatus Mensh. Наряду с этой группой спор присутствуют Tripartina paradoxa Mal., в небольшом числе -Cyathidites minor Couper и постоянные, иногда многочисленные, споры плауновидных (Lycopodiumsporites semimurus Danze-Corsin et Lavaine, L. spp.) и осмундовых папоротников (Osmundicites jurassicus (K.-M.) Kuz., O. spp.). Характерно присутствие многочисленных и разнообразных мелких однобороздных пыльцевых зерен Cycadopites jansonii Pocock, C. angustus M. Petr. и др., а также двухмешковой пыльцы хвойных: Piceapollenites variabiliformis (Bolch.) M. Petr., Alisporites bisaccus Rouse, Disaccites spp.; присутствует Araucariacites sp.

Камалинский палинокомплекс довольно легко распознается и прослежен во всех разрезах (рис. 2). Это явилось основанием выделить соответствующие ему отложения в слои с Leiotriletes tenuis, Lycopodiumsporites, Cycadopiles jansonii. Опорным для слоев является разрез скв. 8500, интервал 80–140 м. По систематическому составу камалинский палинокомплекс четко сопоставляется с палинокомплексом палиностратона 8, изученным В.И. Ильиной из морских отложений аалена с фауной аммоноидей (Pseudolioceras tugurites, P. maclintocki) севера Сибири (Ильина, 1985), а также палиностратона с этой же индексацией, выделенного В.И. Ильиной (Конторович и др., 1995) из верхней половины салатской свиты Нюрольской впадины (скв. Пономаревская 2) Томской области (табл. 2). Н.А. Тимошиной в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины ТСГ-б палинокомплекс, близкий по составу камалинскому, выделен в интервале 4734.5-4744.9 м (верхняя часть котухтинской свиты, Киричкова и др., 1999), а также в верхнехудосейской подсвите Широтного Приобья (Варь-Еган 952, инт. 3233–3270 м) и в верхнешеркалинской подсвите Красноленинского свода (скв. 129, инт. 2582–2651 м; скв. 2012, инт. 2706–2714 м; скв. 2007, инт. 2520–2593 м).

Макроостатки растений были собраны по всему разрезу камалинской свиты как в керне скважин Абанского района, так и в разрезе по р. Рыбной. Как уже отмечалось ранее (Киричкова, Травина, 1990), тафофлоры камалинской свиты, объединенные нами в рыбинский комплекс, значительно отличаются от абанского большим разнообразием всей группы голосеменных (табл. 4). После уточнения систематического состава тафофлор камалинской свиты, проведенного Е.И. Костиной (1999), еще четче выявилась доминирующая роль чекановскиевых – родов Phoenicopsis и Czekanowskia. Эти роды разнообразны в видовом отношении, а остатки их листьев местами переполняют некоторые прослои в разрезе, создавая монодоминантные захоронения. Здесь впервые появляются Phoenicopsis dentata Pryn., Ph. irkutensis Dolud. et Rasskaz., Ph. markovitchae Kiritch. et M.Shishkina, Czekanowskia ferganensis Kiritch, et Samyl., Cz. kanensis Kiritch. et Samyl. Более разнообразными становятся гинкговые, в частности роды Ginkgo и Sphenobaiera. Из хвойных широкое распространение получает род Oswaldheeria (?), предположительно относящийся к Scyadopitiales. Такой состав комплекса, четко выдержанный во всех местонахождениях камалинских тафофлор, еще раз подтверждает обоснованность выделения соответствующих ему отложений в слои с Czekanowskia kanensis, Phoenicopsis irkutensis, Ph. markovitchae, Ginkgo abanensis, Oswaldheeria (?). Опорными для этих слоев будут разрез по р. Рыбной, близ пос. Рыбное, и разрез скважины 312, инт. 43-100 м в Абанском районе (табл. 2, 3).

Таблица II. Миоспоры нижней и средней юры

^{1-6 –} характерные таксоны иланского палинокомплекса: 1 – Duplexisporites anogrammensis Shug., скв. 1-С, инт. 56.2-61.4 м; 2 – Cycadopites aff. dilucidus (Bolch.) Iljina, скв. 8500, инт. 170.8–175.6 м; 3 – Classopollis aff. (К.-М.) classoides Pfl., скв. 219, инт. 98.7–103.5 м; 4 – Alisporites bisaccus Rouse, там же; 5 – Quadraeculina limbata Mal., скв. 16-С, инт. 62.0–67.0 м; 6 – Podocarpidites sp., скв. 312, инт. 125.4–130.2 м.

^{7-20 -} характерные таксоны камалинского палинокомплекса: 7 - Lycopodiumsporites semimuris Danze-Corsin et Lavaine, скв. 8400, инт. 115.0-119.0 м; 8, 9 - Lycopodiumsporites sp. sp., там же; 10 - Equisetites rotundiformis (Mal.) Bolch., скв. 8500, инт. 137.0-142.0 м; 11 – Osmundacidites jurassicus (К.-М.) Киг., скв. 312, инт. 92.2-96.9 м; 12 – Osmundacidites sp., там же; 13 – Leiotriletes tenuis (Leschik) Mensh., скв. 219, инт. 58.8–63.6 м; 14 – L. corrugatus Mensh., там же; 15 – Leiotriletes sp., там же; 16 - Tripartina paradoxa Mal., скв. 16-С, инт. 23.0-28.0 м; 17 - Cycadopites jansonii Pocock, скв. 219, инт. 58.8-63.6 м; 18 - С. angustus M. Petr., скв. 312, инт. 61.0-66.4 м; 19 - Alisporites bisaccus Rouse, скв. 1-С, инт. 18.4-23.2 м; 20 - Disaccites gen. sp., там же. 21–35 – характерные таксоны бородинского палинокомплекса: 21 – Stereisporites incertus (Bolch.) Sem., скв. 312, инт. 1.7-7.5 м; 22 - Neoraistrickia rotundiformis (К.-М.) Taras., там же; 23 - Microreticulatisporites pseudoalveolatus (Couper) Vin., обн. по левому берегу р. Енисей у дер. Кубеково (верхняя половина итатской свиты); 24 – Osmundacidites sp., там же; 25 – Cyathidites minor Couper, Бородинский карьер, ниже угольного пласта Бородинский; 26 – Cyathidites australis Couper, скв. 312, инт, 1.7-7.5 м; 27 – Microlepidites crassirimosus Timosh, Бородинский карьер, выше угольного пласта Бородинский; 28 – Hemitelia parva (Dor.) Timosh., там же; 29 – Leiotriletes karatauensis Timosh., Абанский карьер (нижняя часть бородинской свиты); 30 – Leiotriletes sp., скв. 312, инт. 1.7–7.5 м; 31 – Dicksonia densa Bolch., Бородинский карьер, ниже угольного пласта Бородинский; 32 – Cycadopites nitidus (Balme) М. Petr., Бородинский карьер, выше пласта Бородинский; 33 – Eucommildites troedssonii Erdtm., там же; 34 – Alisporites bisaccus Rouse, там же; 35 – Disaccites gen. sp., там же.

КИРИЧКОВА и др.

					T	<u></u>	анская		
			Переяс	ловская			ł	1ланска	я
сыты, местонахождения						ка ич,			
	ര്⊻	ര്മ	.Σ	5		CeH	.	5	
Перечень видов	кв. 850 50-260	кв. 840 8–220	кв. 312 30-165	кв. 16-(1-120 м	кв. 1-С)-140 м	. Возне ю Марі 70)	кв. 219, /-105 м	кв. 16-(2–82 м	кв. 1-С 5-60 м
	0¥	01 1	02	<u> </u>	<u> </u>	0 <u>5</u> 5	08	<u> </u>	04
Equisetites lateralis (Phill.) Phill.	+					sp.			
Gonatosorus sphenopteroides Brick						+			
Coniopteris hymenophylloides (Brong.) Sew.	sp.					+	sp.		
Cladophlebis argutula (Nath.) Font.						+			
C. bidentata TurKet.						+			
Raphaelia aff. diamensis Sew.	+								
Czekanowskia jenisseiensis Kiritch. et Samyl.	+	+				•			
Cz. cf. irkutensis Kiritch. et Samyl.		+					+		
Cz. obiensis Kiritch. et Samyl.	+	+		+	+		+	+	+
Cz. rigida Heer	+	+		+	+		+	+	+
Cz. cf. suntarica Kiritch. et Samyl.	+			ĺ					
Cz. ex gr. rigida Heer	+		+						
Phoenicopsis angustifolia Heer	+								+
Ph. cognata Kiritch.	+					1	+		
Phoenicopsis sp.	+								
Leptostrobus sp.	+			+				+	
Ginkgo sp.		+	+						
Baiera sp.							+		
Pseudotorellia angustifolia Dolud.					+	sp.	sp.	sp.	
Pseudotorellia (?) sp.	+			+	+			_	
Ixostrobus heeri Pryn.	+	+				+			
Podozamites angustifolius (Echw.) Heer						+	1		
Elatocladus manchurica Yok.		<u> </u>				+	1		[
Samaropsis sp.		+							

Таблица 3. Распространение абанского комплекса растений в разрезах Канского бассейна

Комплекс растений, близкий по составу рыбинскому, где также доминируют чекановскиевые, представленные почти теми же видами, установлен нами в верхней песчано-алевролитовой пачке верхнечеремховской подсвиты Иркутского бассейна (Киричкова, Травина, 2000) и верхнехудосейской (верхнесалатской подсвите по Ильиной, см. Конторович и др., 1995) подсвите Томской области (Киричкова, Травина, 1995) – скв. Талпаровская–1, инт. 2800-3050 м, Западно-Лугинецкая 180, инт. 2570-2605 м и др. Более того, по разнообразию чекановскиевых и их доминированию в составе тафофлор рыбинский комплекс может быть сравним с этапским комплексом верхнеосиновской подсвиты Кузбасса (Киричкова и др., 1992), хотя последний отличается большим разнообразием таксонов в целом, особенно папоротников из рода

Coniopteris. По аналогии с вышеприведенными комплексами возраст камалинского комплекса определяется нами началом средней юры (аален?).

Бородинская свита, выделенная А.В. Аксариным (1957), залегает на камалинской с незначительным размывом и представлена алевролитами, аргиллитами и углями промышленной мощности. Мощность свиты в Рыбинском районе 180– 240 м, в Абанском – 110–115 м (Семериков, 1970). Наибольшее развитие свита имеет в Рыбинском районе и в полном объеме вскрыта угольным карьером Бородинский. Иногда верхнюю часть бородинской свиты, выше одноименного продуктивного пласта, выделяют в устьянскую толщу или даже свиту батского возраста (Решения 3-го Межвед..., 1981; Саханова, 1960). Однако это не получило признания в практике геологоразведочных работ. Изученные нами разрезы в Бородинском карьере и соседних колонковых скважинах убедили нас как в литологической целостности бородинской свиты ниже и выше угольного пласта Бородинский, так и в единой палеофлористической ее характеристике.

Палинологические данные были получены из стратотипического разреза свиты карьера Боролинский и в скв. 312 Абанского района (рис. 2). В скв. 312 свита представлена пачкой аргиллитов (7 м) с маломощным пластом угля в основании. Перекрывается свита четвертичными образованиями (рис. 2). Палиноспектры из этих местонахождений едины по систематическому составу и объединены в бородинский палинокомплекс с Neoraistrickia rotundiformis, Microlepidites crassirimosus, Leiotriletes (табл. II, фиг. 21-35). Он имеет много общих черт с камалинским палинокомплексом, однако обладает целым рядом отличительных особенностей. Крупные гладкие трехлучевые споры показывают здесь максимум своего присутствия, среди них обязателен Leiotriletes karatauensis Timosh., а также споры с сильно раскрытой почти треугольной щелью. Характерны немногочисленные, но морфологически выразительные споры Microlepidites crassirimosus Timosh. Постоянно присутствуют Cyathidites minor Couper. В виде единичных находок встречаются Microreticulatisporites pseudoalveolatus (Couper) Vin., Hemitelia parva (Dör.) Timosh., которые, однако, являются таксонами, определяющими данный уровень. Аналогично камалинскому палинокомплексу много спор осмундовых папоротников (Osmundacidites spp.), нередки Lycopodiumsporites, кроме того, присутствует значительное число спор Camptotriletes cerebriformis Naum. ex Jarosh. и Stereisporites, с небольшим видовым разнообразием (обязателен S. incertus (Bolch.) Sem.). Характерной особенностью бородинского палинокомплекса служит появление (иногда в значительном количестве) Neoraistrickia rotundiformis (К.-М.) Taras. и единичных находок Dicksonia densa Bolch. Среди пыльцы хвойных, которая продолжает быть многочисленной, основными являются Alisporites bisaccus Rouse, Piceaepollenites variabiliformis (Mal.) М. Реtr. и другие двухмешковые формы, близкие современным Pinaceae.

Бородинский палинокомплекс, обладая характерными чертами, выдержанными во всех местонахождениях, позволяет обосновать выделение соответствующих ему отложений в слои с Neoraistrickia rotundiformis, Microlepidites crassirimosus, Leiotriletes. Опорным для этих слоев является разрез Бородинского карьера. Данный палинокомплекс довольно четко сопоставляется с палинокомплексом палинозоны № 9 в целом, изученной В.И. Ильиной (1985) из морских отложений с аммонитовой фауной байоса на севере Средней Сибири (табл. 2). Комплексы сходны по присутствию спор Cyathidites minor Coup., Neoraistrickia rotundiformis, многочисленных Leiotriletes, что указывает на вероятную их одновозрастность.

Не меньшее сходство бородинский палинокомплекс имеет с палинокомплексом слоев с Neoraistrickia rotundiformis, Lycopodiumsporites intortivallus, Dicksonia densa, Pinus divulgata (слои № 9), выделенных В.И. Ильиной в разрезе Салатской скв. 1, инт. 2687 м, в Нюрольской впадине Западной Сибири (Шурыгин и др., 1995).

Комплексы, аналогичные бородинскому, изучены Н.А. Тимошиной из верхней части итатской свиты, выходящей в береговых обнажениях р. Енисей, близ пос. Кубеково, а также в нижней и средней подсвитах тюменской свиты, вскрытой скважинами в Томской области (Южно-Тамбаевская скв. 76, инт. 2848–2855 м; Толпаровская скв. 1, инт. 2703–2716 м; Южно-Колтогорская скв. 1, инт. 2807–2803 м и др.), Красноленинского свода (Яхлинская скв. 49, инт. 2406–2420 м; Талинское месторождение, скв. 2012, инт. 2627–2635 м; скв. 2007, инт. 2508–2520 м и др.), Широтного Приобья (Варь-Еган, скв. 952, инт. 3020–3100 м и др.) и Уренгойского района (Тюменская сверх-глубокая скв. ТСГ–6, инт. 4564.2–4415.5 м).

Бородинская свита в Канском бассейне довольно детально охарактеризована данными изучения макроостатков растений (рис. 2), послойно собраных из стратотипического разреза свиты в Бородинском карьере и из скважин, вскрывших верхнюю часть свиты в одноименном месторождении. Систематический состав тафофлор бородинской свиты, объединенных в карьерный комплекс, насчитывает около 40 видов (табл. 5). Этот комплекс заметно отличается от рыбинского иным видовым составом доминирующей группы растений. Ядро комплекса по-прежнему составляют чекановскиевые, гинкговые и хвойные. Однако среди чекановскиевых преобладает род Сzekanowskia (9 видов) с впервые появившимися Сz. teslenkoi Kiritch. et Samyl., а из рода Phoenicopsis присутствует всего один вид – Ph. samylinae Kiritch. et Mosk. Другими видами представлены роды Ginkgo и Leptotoma (табл. 5). Папоротники попрежнему остаются немногочисленными. Комплекс выдержан в систематическом отношении, а отложения, соответствующие ему, как предлагалось ранее (Киричкова, Травина, 1990), выделяются в слои с Raphaelia diamensis, Czekanowskia eugenia, Cz. teslenkoi, Phoenicopsis samylinae. Опорным для слоев с карьерным комплексом является разрез карьера Бородинский.

Комплекс довольно четко сопоставляется с тапкинским комплексом присаянской свиты Иркутского угленосного бассейна (Киричкова, Травина, 2000). Сходство проявляется не только в одинаковом соотношении характерных групп растений, которые представлены зачастую одними и теми же видами родов Czekanowskia и Ginkgo. По соотношению доминирующих групп растений

КИРИЧКОВА и др.

Таблица 4. Распространение рыбинского комплекса макроостатков растений в разрезах Канского бассейна

						-	
Местонахождения	n Pulluag	Скв. 8500,	Скв. 8400,	Скв. 312,	Скв. 219,	Скв. 16-С,	Скв. 1-С,
Перечень видов	р. гысная	70–140 м	80–125 м	43-90 м	35-93 м	20-43 м	15-40 м
Equisites lateralis (Pill.) Pill.	+	+			sp.	-	
Coniopteris hymenophylloides (Brongn.) Sew.					+		
C. spectabilis Brick	+						
Coniopteris sp.	+				+		
Cladophlebis kanskiensis Kostina	+						
Cladophlebis sp.	+						
Lobifolia sp.	+						
Phlebopteris aff. polypodioides Brong.					+		
Raphaelia cf. diamensis Sew.	+	+			+		
R. tapkensis (Heer) Pryn.	+						
Czekanowskia eugenia Kiritch. et Samyl.	cf.				+		
Cz. ferganensis Kiritch. et Samyl.			cf.	+	•	+	
Cz. jenissejensis Kiritch. et Samyl.		+	+	+			
Cz. irkutensis Kiritch. et Samyl.			+	+	cf.		
Cz. kanensis Kiritch. et Samyl.				+	+	+	
Cz. mchatica Kiritch. et Samyl.	+						
Cz. obiensis Kiritch. et Samyl.		+	+	+	+		
Cz. rigida Heer	cf.				+	+	+
Cz. tuvensis Kiritch. et Samyl.	+						
Czekanowskia ex gr. rigida Heer	+	+	+	+	+		
Phoenicopsis angustifolia Heer				+			
Ph. dentata Pryn.	+		+	+			
Ph. irkutensis Dolud. et Rasskaz.	+		+	+			
Ph. markovitchiae Kiritch. et M.Shishkina	+						
Phoenicopsis sp.	+		+	+	+	+	
Ginkgo abanensis Kostina		-	+		+	+	
G. heeri Dolud. et Rasskaz.				+			
Ginkgo sp.		+		-+	+		
Baiera sp.	+	+			+	1	
Sphenobaiera angarensis Travina		+	+				
Sphenobaiera aff. czekanowskiana (Heer) Flor.			+				
Erethmophyllum sp.		+					
Leptotoma prinadii Travina	+	aff.					
Leptotoma (?) sp.		+					
Pseudotorellia angustifolia Dolud.				+			
Pseudotorellia (?) sp.	+				+		
Oswaldheeria (?) sp.	+	+	+	+	+	+	
Pityophyllum nordenskioldii (Heer) Nath.		+			+		
Antholites sp.	+						
Ixostrobus sp.	+						
Leptostrobus sp.				+	+	+	
Stenorachis sp.	+			+			
Carpolites sp.	+		+		+		
Samaropsis sp.			+				

Местонахожления		- · · -		
	Карьер	Скв. 525,	Скв. 576,	Скв. 580,
Перечень видов	Бородинскии	10-28 м	12–50 м	12–48 м
Hepaticites sp.	+			+
Equisetites lateralis (Phill.) Phill.	+			+
Coniopteris hymenophylloides (Brongn.) Sew.			+	
Coniopteris sp.	+		+	
Cladophtebis haiburnensis (L. et H.) Brong.	+			
C. multinervis Golova	+			
Cladophlebis sp.	+			
Raphaelia diamensis Sew.	+		+	+
R. tapkensis (Heer) Pryn.	+		cf.	
Heilungia sp.	+			
Czekanowskia aksarinii Kostina	+			
Cz. eugenia Kiritch. et Samyl.	+	+	+	+
Cz. ferganensis Kiritch. et Samyl.		+	+	
Cz. jenissejensis Kiritch. et Samyl.		+		
Cz. irkutensis Kiritch. et Samyl.		+	+	
Cz. obiensis Kiritch. et Samyl.	+			
Cz. rigida Heer	+			
Cz. suntarica Kiritch. et Samyl.	+			
Cz. teslenkoi Kiritch. et Samyl.	+			cf.
Czekanowskia ex gr. rigida Heer	+	+	+	+
Phoenicopsis samylinae Kiritch. et Moskvin	+		+	
Ginkgo capillata Kostina et Kiritch.	+			
G. sibirica Heer	+			
G. tapkensis Dolud. et Rasskaz.		+		
Ginkgo sp.	+			
Leptotoma borodinensis		+		
Leptotoma (?) sp.	+		+	
Pseudotorellia (?) sp.	+			
Pagiophyllum sp.	+			
Pityophyltum nordenskioldii (Heer) Nath.	+		+	+
Elatides ovalis Heer	+			
Ixostrobus cf. heeri Pryn.	+	+	+	
Leptostrobus sp.	+	+		
Shizolepis sp.				+
Sorosaccus (?) sp.	+			
Stenorachis sp.	+			+

Таблица 5. Распространение карьерного комплекса макроостатков растений в разрезах Канского бассейна

карьерный комплекс может быть сравним с комплексом из нижней и средней подсвит тюменской свиты Западной Сибири (Киричкова, Травина, 1995), несмотря на то, что последний отличается несколько иным составом таксонов на видовом уровне. Ячменюхинский комплекс терсюкской свиты Кузбасса (Киричкова и др., 1992) лишь по уровню развития и общим тенденциям изменения палеофлоры во времени может быть сравним с карьерным, так как этот комплекс Кузбасса отличается большим таксономическим разнообразием всех групп растений.

Завершается юрский разрез в Канском бассейне тяжинской свитой мощностью 25–20 м. Свита имеет ограниченное распространение, вскрыта одной скважиной в центральной части Абанского района, близ с. Мурма. Стратотип свиты, выделенной И.В. Лебедевым в 1955 г., находится в Ке-

КИРИЧКОВА и др.

Свиты возраст	Переясловская	Иланская	Камалинская	Бородинская
Перечень видов	J ³	-4	J_2^1	J_2^2
Phoeniconsis cognata Kiritch			-	
Ph angustifolia Dolud				
Czekanowskia jenissejensis Kiritch, et Samyl.				
Cz. obiensis Kiritch. et Samyl.				
Cz. rigida Heer				
Pseudotorellia angustifolia Dolud.				
Conjopteris hymenophylloides (Brongn.) Sew.				
C. spectabilis Brick				
Cladophlebis kanskiensis Kostina				
Lobifolia sp.				
Phlebopteris polypodioides Brong.				
Raphaelia tapkensis (Heer) Pryn.				
Czekanowskia irkutensis Kiritch. et Samyl.	cf.	cf.		
Cz. kanensis Kiritch. et Samyl.				
Cz. mchatica Kiritch. et Samyl.				
Cz. tuvensis Kiritch. et Samyl.				
Cz. ferganensis Kiritch. et Samyl.				
Phoenicopsis dentata Pryn.				
Ph. irkutensis Dolud. et Rasskaz.				
Ph. markovitch Kiritch. et Shichkina				
Ginkgo abanensis Kostina				
G. heeri Dolud. et Rasskaz.				
Baiera sp.				
Sphenobaiera angarensis Travina				
Sph. czekanowskiana (Heer) Flor.			aff.	
Erethmophyllum sp.				
Leptotoma prinadii Travina				
Oswaldheeria (?) sp.				
Raphaelia diamensis Sew.	aff.		cf.	
Cladophlebis haiburnensis (L. et H.) Brong.				
Cl. multinervis Golova				
Czekanowskia eugenia Kiritch. et Samyl.			cf.	
Cz. aksarinii Kostina				
Cz. suntarica Kiritch. et Samyl.				
Cz. teslenkoi Kiritch. et Samyl.				
Phoenicopsis samylinae Kiritch. et Moskvin				
Ginkgo capillata Kostina et Kiritch.				
G. sibirica Heer				
G. tapkensis Dolud. et Rasskaz				ļ
Leptotoma sp.				
Pagiophyllum sp.				

Таблица 6. Стратиграфическое распространение характерных групп растений в юрских отложениях Канского бассейна

Остатки растений обнаружены: ____ – в единичных разрезах; ____ – в двух-трех разрезах; ____ – практически во всех разрезах.

меровской области, около ст. Тяжин. Типовой разрез представлен голубовато-серыми, голубовато-зелеными, серыми алевролитами и песчаниками, зелеными, красными и серыми глинами. Возраст свиты по палинологическим данным келловей-оксфорд (Стратиграфический словарь..., 1978). В Абанском районе она представлена пелито-алевритовыми породами серовато-голубоватого цвета. В фациальном отношении осадки тяжинской свиты весьма близки осадкам бородинской свиты (Маркович, 1970; Семериков, 1970). К сожалению, свита лишена макроостатков растений. По данным палинологии ее возраст определялся поздней юрой (Вербицкая, 1970). В Решениях совещания (Решения 3-го Межвед..., 1981) она отнесена к келловею-оксфорду.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Неоднократно уже отмечалось, что возрастная датировка стратонов континентальных разрезов всегда вызывает большие трудности. Вопрос этот в какой-то степени может быть решен, во-первых, путем выяснения особенностей развития палеофлоры региона и выявления сукцессионных рядов как по данным изучения макроостатков растений, так и миоспор, происходящих из одних и тех же отложений. Во-вторых – путем сопоставления конкретных тафофлор и комплексов изучаемого региона с таковыми смежных территорий, принадлежащих единой фитохории.

Юрская флора Канского бассейна является типичной для Сибирской палеофлористической провинции. По уровню развития и составу флористического комплекса она находит должное место среди флор Иркутского бассейна, Западной Сибири и даже Кузбасса, что позволило высказать предварительное предположение о возрастной датировке стратонов Канского бассейна (Киричкова, Травина, 1995; Киричкова и др., 1997). Однако проведенные палинологические исследования впервые позволили комплексно подойти к решению вопроса о возрасте выделенных фитостратонов. Палинокомплексы из юрских отложений Канского бассейна оказались довольно выдержанными в систематическом отношении. Благодаря этому их удалось проследить не только в Канском бассейне, но и за его пределами, в частности в юрских разрезах Западной Сибири. Более того, сопоставимость их с палинокомплексами палинозон из морских отложений севера Средней Сибири позволило с большей уверенностью датировать не только соответствующие им стратоны, но и слои с флорой (табл. 2, рис. 2).

выводы

1. Монографическая обработка макроостатков ископаемых растений с широким использованием кутикулярного метода при изучении листьев голосеменных значительно уточнила систематический состав юрской флоры Канского бассейна. Конкретизированы тафофлоры, характеризующие определенные стратиграфические уровни, уточнен систематический состав комплексов, ранее выделенных для свит Канского бассейна. Уточнены коррелятивные и характерные формы, что сделало ранее выделенные слои с флорой более обоснованными (табл. 6).

2. Параллельно из этих же стратиграфических интервалов впервые получены палинокомплексы, обосновавшие выделение слоев с палинофлорой. Объемы последних оказались почти равными объемам слоев с флорой. Таким образом, впервые проведено сопоставление данных изучения макроостатков растений, спор и пыльцы.

3. Анализ изменения тафофлор по разрезу выявил характер развития палеофлоры Канского бассейна, соответствующий общей тенденции развития западносибирской палеофлоры. Это касается изменения систематического состава и роли отдельных родов, составляющих флористический комплекс, особенно родов Сzekanowskia, Phoenicopsis, Sphenobaiera, Ginkgo. Результаты анализа легли в основу широких сопоставлений фитостратонов юрской толщи Канского бассейна с таковыми из других впадин юга Средней Сибири и скважинными разрезами юры Западной Сибири.

4. Установленные в юрских отложениях Канского бассейна слои с палинофлорой прослежены в юрских отложениях Западной Сибири. Это еще раз подтверждает ранее высказанное предположение о возможности выделения сопоставимых палиностратонов из разных регионов Сибири, создающих основу для широких хроностратиграфических корреляций.

5. Выявлено определенное сходство систематического состава палинокомплексов Канского бассейна с палинокомплексами палинозон, выделенных в морских отложениях севера Сибири. Это впервые позволило уверенно проводить возрастную датировку юрских стратонов континентальных отложений Канского бассейна и соответствующих им комплексов растений.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 00-15-98490).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аксарин А.В. Устьбалейский комплекс // Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1955. Т. II. С. 158–177.

Аксарин А.В. Схема стратиграфического расчленения юрских угленосных отложений Канского бассейна // Тр. Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 32–34.

Вербицкая З.И. Корреляция разрезов угленосных отложений и угольных пластов Рыбинского и Абанского районов // Методика корреляции разрезов континентальных угленосных толщ. М.: Наука, 1970. С. 19–27. Григорьев К.Н. Канско-Ачинский угольный бассейн (геологическое строение, угленосность и перспективы развития). М.: Недра, 1968. 283 с.

Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геол. и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927–256. Ильина В.И. О возрасте юрских отложений юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности // Геол. и геофизика. 1970. № 3. С. 124–130.

Ильина В.И. Сравнительный анализ палинологических комплексов морских и континентальных отложений нижней юры Сибири // Палинология в СССР. М.: Наука, 1976. С. 76–79.

Ильина В.И. Палинологическое обоснование стратиграфии континентальной юры юга Средней Сибири // Палеопалинология Сибири. М.: Наука, 1980. С. 29–38. Ильина В.И. Расчленение и корреляция юрских отложений Средней и Восточной Сибири по палинологическим данным // Геол. и геофизика. 1981. № 5. С. 9–19.

Ильина В.И. Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 237 с.

Ильина В.И. Палинологическая характеристика пограничных отложений средней и верхней юры юга Западной Сибири // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 42–50.

Кабанова В.М., Костеша О.Н. Раннеюрские палинокомплексы урманской свиты (Томская область) // Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии. М.: Геос, 1997. С. 231–241.

Кабанова В.М., Костеша О.Н., Ткачева Л.Г., Чеснокова В.С. Пермь, триас и нижняя юра Нюрольской впадины // Геологическое строение и нефтегазоносность юговостока Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 58–66.

Касаткина Г.В. Палинологическая характеристика нижней-средней юры Западно-Перевальной и Пономаревской площадей Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 79–94.

Касаткина Г.В. Спорово-пыльцевые комплексы китербютского горизонта Западной Сибири // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Томск: ТГУ, 1998. Т. І. С. 229–230.

Киричкова А.И., Батяева С.К., Быстрицкая Л.И. Фитостратиграфия юрских отложений юга Западной Сибири. М.: Недра, 1992. 216 с.

Киричкова А.И., Батяева С.К., Быстрицкая Л.И. и др. Юрские континентальные отложения юга Западной и Средней Сибири: стратиграфия, корреляция // Вопросы совершенствования стратиграфической основы фанерозойских отложений нефтегазоносных регионов России. СПб: ВНИГРИ, 1997. С. 72–81.

Киричкова А.И., Куликова Н.К., Овчинникова Л.Л. и др. Биостратиграфическое расчленение мезозойских отложений, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 71–85.

Киричкова А.И., Травина Т.А. Фитостратиграфия юрских отложений Канского угленосного бассейна // Био- и литостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 69–93.

Киричкова А.И., Травина Т.А. Фитостратиграфия и корреляция юрских отложений Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 43-60. Киричкова А.И., Травина Т.А. Фитостратиграфия юрских угленосных отложений Иркутского бассейна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 43–60.

Конторович А.Э., Ильина В.И., Москвин В.И. и др. Опорный разрез и нефтегенерационный потенциал отложений нижней юры Нюрольского осадочного суббассейна // Геол. и геофизика. 1995. Т. 36. № 6. С. 110–126.

Костина Е.И. Чекановскиевые из юрских отложений Канского угленосного бассейна (Сибирь) // Палеонтол. журн. 1999. № 5. С. 105–111.

Костина Е.И., Долуденко М.П. Папоротники из среднеюрских отложений Канского угленосного бассейна (Сибирь) // Палеонтол. журн. 1997. № 2. С. 58–68.

Лебедев И.В. Юрская система (стратиграфический очерк) // Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1955. Т. 2. С. 154–157.

Лебедев И.В. Юра Чулымо-Енисейской впадины // Материалы по геологии Западно-Сибирской низменности. Томск: Госгеолтехиздат, 1960. С. 29–39.

Маркович Е.М. Корреляция разрезов Назаровского и Рыбинского районов по палеоботаническим данным // Методика корреляции разрезов континентальных угленосных толщ. М.: Наука, 1970. С. 28–52.

Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири (Новосибирск, 1978). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. 90 с.

Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990). Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 54 с.

Саханова Н.С. Спорово-пыльцевые комплексы угленосных отложений Канского бассейна // Тр. Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 34–41.

Саханова Н.С. Стратиграфия угленосных отложений Чульмо-Енисейского бассейна // Материалы по геологии Красноярского края. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 48–56.

Семериков Н.А. Корреляция разрезов по данным литологических методов // Методика корреляции разрезов континентальных угленосных толщ. М.: Наука, 1970. С. 71–87.

Смокотина И.В. Палинологическая характеристика юрских отложений Приенисейского прогиба западной части Канско-Ачинского бассейна // Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии. М.: Геос, 1997. С. 259–262.

Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской впадины. Л.: Недра, 1978. 157 с.

Тимошина Н.А., Куликова Н.К., Федорова В.А. Реперные палиностратоны континентального мезозоя // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений. Т. 2. Стратиграфия, общая геология, региональный прогноз. СПб: ВНИГРИ, 1999. С. 83–92.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Ильина В.И. и др. Проблемы стратиграфии нижней и средней юры юговостока Западной Сибири // Геол. и геофизика. 1995. Т. 36. № 11. С. 34–51.

> Рецензенты А.С. Алексеев, М.П. Долуденко

удк 551.7:551.763(571.66)

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛАНСКОГО РАЗРЕЗА (ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА)

© 2003 г. Т. Н. Палечек*, А. В. Соловьев*, М. Н. Шапиро**

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва **Институт физики Земли РАН, Москва Поступила в редакцию 28.05.2001 г., получена после доработки 17.10.2001 г.

На западной Камчатке мезозойские отложения обнажены весьма фрагментарно, что затрудняет расшифровку докайнозойской истории этого района. В статье приводится описание одного из наиболее полных разрезов мезозоя на западной Камчатке – паланского разреза, который удалось подразделить на вулканогенную и олистостромовую толщи. Возраст вулканогенной толщи обоснован определениями радиолярий как кампан-маастрихтский. Кремнистые олистолиты и олистоплаки формировались с концы юры до конца мела. Матрикс олистостромы, согласно определениям радиолярий, в позднем кампане – маастрихте, однако, присутствие обломков пород вулканогенной толщи в олистостроме позволяет считать, что основная ее часть сформирована в постраннемаастрихтское время. Таким образом, тектоническое скучивание и связаное с ним олистостромообразование, скорее всего, произошло после раннего маастрихта. Резкое несогласие в основании анадыркской свиты обусловлено общей деформацией паланского разреза, которая, согласно опубликованным данным, завершилась к середине дания.

Ключевые слова. Кампан – маастрихт, радиолярни, верхнемаастрихтская олистостромовая толща, паланский разрез, западная Камчатка.

введение

Западная Камчатка – область преимущественного развития кайнозойских образований, и лишь отдельные поднятые блоки сложены здесь докайнозойскими, главным образом, верхнемеловыми толщами (Объяснительная записка..., 2000). Такая фрагментарность выходов при слабой обнаженности большинства из них препятствует расшифровке докайнозойской истории, как полуострова, так и смежных частей Охотского моря. В условиях фрагментарной обнаженности особую ценность имеют выходы верхнего мела в скалах морского берега. Самый северный из этих выходов расположен непосредственно к северу от устья р. Паланы (рисунок).

Первая публикация, специально посвященная этому участку, принадлежит М.Ф. Двали (1957), который описал на мысе Паланский паланский горизонт и туфо-сланцевую серию. В дальнейшем район изучался в ходе геологической съемки масштаба 1 : 200 000 (Демидов, Сулима, 1982). Были выделены кингивеемская, ирунейская, тальническая и усть-паланская свиты. На изданной геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 (Геологическая карта..., 1989) меловые породы паланского района были разделены на три свиты: нижнемеловую – кингивеемскую (базальты, долериты, кремнистые породы), кампанскую - ирунейскую (долериты, базальты, туфы, яшмы) и маастрихтскую – усть-паланскую (туфы, туфобрекчии базальтов, трахибазальтов, песчаники, конгломераты). Последнее изучение строения паланского разреза было проведено А.Б. Цукерником и представлено в отчете по тематическим исследованиям ГНПП "Аэрогеология" (1991 г.). Им выделяется вулканогенно-осадочная кампанская ирунейская свита, слагающая большую, северную часть береговых обнажений к югу от реки Анадырки и олистостромовую усть-паланскую свиту. Строение кайнозойских образований, обнаженных в обрыве морского берега к северу от Паланы, подробно описано Ю.Б. Гладенковым и его соавторами (1997).

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Докайнозойские породы паланского разреза разделяются нами на две толщи: вулканогенную и олистостромовую (рисунок). Присутствие обломков пород, характерных для вулканогенной толщи, в олистостромовой толще позволяет считать, что олистостромовая толща первично, по-видимому, перекрывала вулканогенную.



На врезке. Расположение меловых комплексов Олюторской зоны и северной Камчатки.

1 – кайнозойские отложения; 2 – мел-палеогеновые отложения Укэлаятско-Лесновского прогиба; 3 – меловые кремнисто-вулканогенные комплексы; 4 – Ватыно-Лесновский надвиг (а – установленный, б – предполагаемый).

А. Береговой разрез к северу от поселка Палана (в плане). 1 – осыпи; 2 – зоны меланжа; 3 – конгломераты, гравелиты, песчаники; 4 – кремни; 5 – кремни с обломками иноцерам; 6 – алевролиты, кремнистые алевролиты; 7 – базальты; 8 – линзы песчаников; 9 – агломератовые базальтовые брекчии, базальты и андезибазальты; 10 – крутопадающие разломы (а – установленные, б – предполагаемые); 11 – надвиги (а – установленные, б – предполагаемые); 12 – элементы залегания; 13 – номера образцов, отобранных на микрофауну; 14 – положение образцов, датированных Д.В. Куриловым (2000).

Б. Продолжение берегового разреза рис. 1 А.

Вулканогенная толща. Основание вулканогенной толщи в изученном районе не обнажено. Толша слагает северную часть береговых обнажений к югу от устья р. Анадырки и в основном представлена массивными агломератовыми брекчиями базальтов и андезибазальтов. Обломки брекчий представлены темно-серыми до черных порфировыми породами с крупными (до 3-4 мм) изометричными вкрапленниками клинопироксена. Некоторые разности андезибазальтов обогащены игольчатыми вкрапленниками черной роговой обманки. Угловатые обломки базальтов размером от первых сантиметров до первых метров, как правило, погружены в цемент близкого к ним состава. Некоторые породы с различающимися по текстуре и слегка окатанными обломками могут считаться туфобрекчиями. Никакой, даже самой грубой слоистости в этих породах не наблюдается, и определить их залегание в большинстве случаев невозможно, хотя в обнажениях часто видны протяженные разнонаправленные трещины и зоны дробления. Базальты и агломератовые брекчии содержат маломощные (10-30 м) пачки аргиллитов, туфогенных алевролитов и песчаников, кремнистых алевролитов, серых и черных кремней с примесью туфового материала. В некоторых туфопесчаниках и туфогенных алевролитах наблюдается нечеткая градационная слоистость. Контакты слоистых пачек с вмещающими брекчиями обычно сорваны, а сами слоистые породы сильно дислоцированы с формированием тектонических брекчий и разорванных мелких складок. Преобладают крутые залегания и субмеридиональные простирания с падением на востокюго-восток или запад-северо-запад (в самых северных выходах вулканогенной толщи). Эти простирания близки к простиранию береговой линии и, по-видимому, отражают залегание толщи в целом. Пачки слоистых пород лишены индивидуальности, и не исключено, что выходы некоторых из них повторяются, хотя самая нижняя заметно отличается и состоит почти из одних аргиллитов с редкими линзами кремней и обломками тонких призматических слоев раковин иноцерамид. Общая видимая мощность вулканогенной толщи не поддается точной оценке, но если считать, что она образует моноклиналь приблизительно параллельную берегу, то ее мощность превышает 1 километр.

Обоснование возраста вулканогенной толщи. Амфиболы из двух образцов андезибазальтов, отобранных из этой толщи в 3 км к югу от устья реки Анадырка, датированы К/Аг как 72.5 ± 3.5 млн. лет (обр. Ш88) и 72.0 ± 3.5 млн. лет (обр. Ш89) (определения М.М. Аракелянц).

Из 5 образцов кремнистых пород вулканогенной толщи получены радиолярии удовлетвори-

тельной сохранности (табл. 1). Наиболее представительные комплексы радиолярий, свидетельствуют о позднекампан-маастрихтском возрасте вмещающих отложений и встречены в (обр. 37, 79/b). Ранее по сборам А.Б.Цукерника (ГНПП "Аэрогеология") из образца (Ц17/1.2) кремнистых аргиллитов этой толщи В.С. Вишневская (устное сообщение) выделила кампанские радиолярии: Archaeospongoprunum nishiyamae Nakaseko et Nishimura, Orbiculiforma quadrata Pessagno, Pseudoaulophacus sp., Amphipyndax stocki (Campbell et Clark), Eucyrtis carnegiense Campbell et Clark, Lithostrobus sp.

Олистостромовая толща. К югу от выходов вулканогенной развита олистостромовая толща, которая слагает обрыв морского берега и приливную полосу непосредственно к северу от Усть-Паланы (рисунок). Олистостромовая толща отделена от вулканогенной крутым субмеридиональным разрывом. Толща выглядит как хаотическое или слабо упорядоченное (ориентированное) скопление глыб, коротких или протяженных (до 80 м) линз слоистых красных, серо-зеленых и почти черных кремней и кремнистых аргиллитов в песчано-брекчиевом матриксе. Значительно реже в составе крупных олистолитов и мелких глыб встречаются пироксеновые базальты с агломератовой текстурой, характерные для описанной выше вулканогенной толщи Паланского разреза. Кремни и кремнистые аргиллиты в олистолитах и олистоплаках, как правило, содержат обломки призматического слоя толстостворчатых крупнораковинных иноцерамид. Нередко эти обломки сгущаются в слои раковинных известняков со сравнительно небольшим количеством цементирующего кремня.

Матрикс олистостромовой толщи сложен обломочными породами: мелкообломочными брекчиями и конглобрекчиями, гравелитами и песчаниками с редкими маломощными линзовидными прослоями черных кремнистых аргиллитов и кремней. В составе обломков резко преобладают разнообразные кремнистые породы, в том числе и содержащие фрагменты призматических слоев раковин иноцерамид. В песчаниках обломки призматических слоев часто образуют самостоятельные зерна. В виде самостоятельных зерен встречаются и переотложенные радиолярии в мелких фрагментах материнской породы. Некоторые песчаники являются двухкомпонентной смесью обломков кремней и фрагментов базальтоидов: плагиоклазов, пироксенов и микролитовой основной массы. В сумме эти фрагменты аналогичны по минеральному составу пироксеновым базальтам вулканогенной толщи.

ПАЛЕЧЕК и др.

	<u></u>		№ образцов		
Виды	37	79b	81a	82a	87b
	1	2	3	4	5
Phaseliforma carinata Pessagno				<u> </u>	
Phaseliforma subcarinata Pessagno					
Praestylosphaera pusilla (Campbell et Clark)					
Lithomespilus mendosa (Krasheninnikov)	cf				
Lithomespilus sp.					
Actinomma sp.					
Actinommidae gen. et sp. indet.					
Orbiculiforma renillaeformis (Campbell et Clark)					
Orbiculiforma quadrata Pessagno					
Orbiculiforma sp.					
Spongodiscus impressus Lipman					
Spongodiscus rhabdostylus (Ehrenberg)					
Porodiscus cretaceus Campbell et Clark					
Spongurus sp.					
Spongopyle ? sp.					
Amphibrachium sansalvadorensis Pessagno		aff			
Pseudoaulophacus lenticulatus (White)	cf				
Pseudoaulophacus sp.					
Neosciadiocapsa sp.					
Stichomitra livermorensis (Campbell et Clark)				:	
Stichomitra sp.					
Amphipyndax stocki (Campbell et Clark)					
Xitus asymbatos (Foreman)					
Lithostrobus rostovzevi Lipman					
Cornutella californica Campbell et Clark					
Theocampe vanderhoofi Campbell et Clark					
Dictyomitra densicostata Pessagno					
Dictyomitra sp.					
Clathrocyclas tintinnaeformis Campbell et Clark					
Спикулы губок					

Таблица 1. Радиолярии из прослоев кремнистых пород вулканогенной толщи. Заштрихованные поля обозначают присутствие вида в образце

Хаотический комплекс интенсивно дислоцирован, пронизан зонами милонитов, часто ограничивающих крупные глыбы и олистоплаки. В блоках кремнистых пород наблюдаются мелкие складки, в том числе с крутыми шарнирами. В некоторых случаях картируются резкие изгибы отдельных олистоплак. Тем не менее, мы не считаем этот хаотический комплекс тектоническим меланжем или тектонической мегабрекчией, а вслед за А.Б. Цукерником идентифицируем его как олистострому. Такая диагностика основана, прежде всего, на строении матрикса, который сложен, хотя и своеобразными, но типично осадочными породами: конглобрекчиями, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Считать, что эти породы, так же как и кремни, являются результатом тектонической фрагментации исходного единого разреза – значит предполагать, что

Таблица 2. Радиолярии из олистолитов кремнистых пород олистостромовой толщи. Заштрихованные поля обозначают присутствие вида в образце

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM 11

№ 3

2003

	№ образцов													
Виды	41	42	44	46	53	55	60	62	67	9918/1	9918/2	9918/6	9918/7	9918/
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Phaseliforma carinata Pessagno		cf	-									1		
Phaseliforma sp.		ĺ.					1				1			
Praestylosphaera pusilla (Campbell et Clark)						cf								
Praestylosphaera hastata (Campbell et Clark)									ľ				cf	
Praestylosphaera sp.														
Haliomma schucherti Campbell et Clark										ſ				
Haliomma sp.			1					1						1
Actinomma sp.														1
Amphisphaera priva (Foreman)														1
Actinommidae gen. et sp. indet.														
Lithomespilus mendosa (Krasheninnikov)						cf		1	1					
Cromyodruppa concentrica Lipman														
Orbiculiforma renillaeformis (Campbell et Clark)														
Orbiculiforma sp.														
Spongodiscus impressus Lipman										1				ł
Spongodiscus alveatus (Sanfilippo et Riedel)														ł
Spongodiscus rhabdostylus (Ehrenberg)								1						
Spongodiscus sp.														1
Spongotripus morenoensis Campbell et Clark			1											}
Spongotripus sp.		1												1
Spongurus sp.														1
Spongosaturnalis spiniferus Campbell et Clark								cf		ľ]
Spongosaturnalis sp.														[
Archaeospongoprunum hueyi Pessagno														
Archaeospongoprunum sp.		1												1
Pseudoaulophacus lenticulatus (White)		cf	cf											
Pseudoaulophacus sp.			1								ł		ľ	}
Histiastrum latum Lipman														1
Histiastrum sp.												1		
Amphibrachium spongiosum Lipman			cf								1	1		1
Prunobrachium sp.														
Patulibracchium petroleumensis Pessagno			cf					1						
Patulibracchium sp.														
Spummellaria Gen. et sp. indet.														
Crucella sp.													1	
Praeconocaryomma sp.									1					
Gongylothorax verbeeki (Tan Sin Hok)		cf	ł		1				1					1
Kuppelella caveuxi (Squinabol)			[aff		1		1	1	1	1		1	

Таблица 2. Окон	ачание
-----------------	--------

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM 11

M 3

2003

	№ образцов													
Виды	41	42	44	46	53	55	60	62	67	9918/1	9918/2	9918/6	9918/7	9918/9
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Neosciadiocapsa diabloensis Pessagno			cf											
Neosciadiocapsa sp.			1											
Tricolocapsa ? sp.														
Theocapsomma erdnussa (Empson-Morin)													[
Theocapsomma amphora Campbell et Clark			aff											
Theocapsomma sp.												Ì	1	
Hemicryptocapsa conara Foreman														
Novodiacanthocapsa manifesta (Foreman)		1		cf									ł	
Sciadiocapsa (?) campbelli Pessagno						1								
Holocryptocapsa sp.														
Myllocercion sp.]								
Schadelfusslerus sp.														
Eucyrtidium carnegiense Campbell et Clark										1				
Stichopilium teslaense Campbell et Clark														
Stichomitra livermorensis (Campbell et Clark)					cf									ŀ
Stichomitra shirshovica Vishnevskava														
Stichomitra campi (Campbell et Clark)														l
Stichomitra sp.														1
Amphipyndax stocki (Campbell et Clark)														
Amphipyndax streckta (Empson-Morin)							1							
Amphipyndax sp.														
Xitus asymbatos (Foreman)											cf			
Xitus sp.														
Lithostrobus rostovzevi Lipman														
Lithostrobus sp.							1							
Cornutella californica Campbell et Clark					1			cf						
Theocampe altamontensis (Campbell et Clark)]						
Theocampe yaoi Taketani			cf					· ·			1			
Theocampe sp.								1			l I			
Archaeodictyomitra regina (Campbell et Clark)								•						
Dictyomitra andersoni (Campbell et Clark)						cf	1							
Dictyomitra densicostata Pessagno					cf			cf			[
Dictyomitra multicostata Zittel														
Dictyomitra sp.														1
Clathrocyclas hyronia Foreman						1]					cf	
Clathrocyclas tintinnaeformis Campbell et Clark					1									
Clathrocyclas sp.					1	1						ļ	ł	
Спикулы губок														

	№ образцов									
Виды	73	75b	75v	76b	76d	77a	77v	78a	78v	78d
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Phaseliforma carinata Pessagno					cf					cf
Phaseliforma sp.										
Praestylosphaera pusilla (Campbell et Clark)										
Praestylosphaera hastata (Campbell et Clark)										
Praestylosphaera sp.										
Actinomma sp.										
Cromyosphaera vivenkensis Lipman										
Lithomespilus mendosa (Krasheninnikov)		cf							cf	cf
Lithomespilus sp.]								
? Staurodictya fresnoensis Foreman										
Orbiculiforma renillaeformis (Campbell et Clark)										
Orbiculiforma quadrata Pessagno										[
Orbiculiforma sp.					ļ]
Spongodiscus impressus Lipman		ļ								
Spongodiscus alveatus (Sanfilippo et Riedel)]					
Spongodiscus sp.										
Porodiscus cretaceus Campbell et Clark										
Spongurus sp.										
Spongotripus morenoensis Campbell et Clark			cf							
Pseudoaulophacus lenticulatus (White)									ļ	cf
Patulibracchium sp.			1							{
Spummellaria. gen. et sp. indet.										ł
Holocryptocapsa sp.					1					1
Novodiacanthocapsa manifesta (Foreman)						1				
Theocapsomma sp.										
Stichomitra livermorensis (Campbell et Clark)					1			cf		
Stichomitra shirshovica Vishnevskaya										
Stichomitra campi (Campbell et Clark)							cf			
Stichomitra sp.										
Amphipyndax stocki (Campbell et Clark)										
Amphipyndax streckta (Empson-Morin)										
Amphipyndax tylotus Foreman										
Amphipyndax sp.										
Wildeus punctulatus (Pessagno)										
Lithostrobus rostovzevi Lipman				cf						
Theocampe vanderhoofi Campbell et Clark					cf		cf			cf
Theocampe sp.										1
Archaeodictyomitra squinaboli Pessagno										
Archaeodictyomitra regina (Campbell et Clark)										
Dictyomitra andersoni (Campbell et Clark)										
Dictyomitra densicostata Pessagno						cf				cf
Dictyomitra multicostata Zittel							ļ			
Dictyomitra sp.]			
Clathrocyclas hyronia Foreman										
Clathrocyclas sp.						ļ				1
Спикулы губок			1							

Таблица 3. Радиолярии из кремнеобломочных пород матрикса олистостромы. Заштрихованные поля обозначают присутствие вида в образце

	№ образцов										
Виды	47	56	57	64	75a	76a	76v	76g	77b	78b	78g
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Phaseliforma carinata Pessagno											
Phaseliforma laxa Pessagno											
Phaseliforma sp.											
Praestylosphaera pusilla (Campbell et Clark)											
Praestylosphaera hastata (Campbell et Clark)											
Praestylosphaera sp.											
Haliomma minor Campbell et Clark		cf	cf				cf				
Haliomma sp.											
Actinomma sp.											
Acanthosphaera sp.							•				
Amphishaera goruna (Sanfilippo et Riedel)											
Lithomespilus mendosa (Krasheninnikov)											
Actinommidae gen. et sp. indet.											
Orbiculiforma renillaeformis (Campbell et Clark)			cf								
Orbiculiforma sp.											
Porodiscus cretaceus Campbell et Clark		cf			ļ						
Spongodiscus impressus Lipman											
Spongodiscus alveatus (Sanfilippo et Riedel)	cf										
Spongodiscus sp											
Spongotrochus polygonatus (Campbell et Clark)											
Stylotrochus sp											
Spongurus quadratus Campbell et Clark											
Spongurus quadratus Campoon of Clark											
Spongosaturnalis spiniferus Campbell et Clark		ĺ									
Protovinhotractus perplexus Dessagno											
Patulikraschium an							1				
Pauloculombacus en											
Pseudoaulophacus sp.											
Spummenaria gen. et sp. mdet.											
Neosciadiocapsa sp.											
Eucyrtis sp.											
Eucyfildium carnegiense Campbell et Clark									ļ		
Stichomitra livermorensis (Campbell et Clark)											
Stichomitra snirsnovica visnnevskaya				·					1		
Stichomitra sp.				ļ							
Novodiacanthocapsa manifesta (Foreman)											
Theocapsomma erdnussa (Empson-Morin)				ł							
Theocapsomma sp.											l
Amphipyndax stocki (Campbell et Clark)	1									1	
Amphipyndax stocki var. C Vishnevskaya											1
Amphipyndax streckta (Empson-Morin)											
Amphipyndax tylotus Foreman	1										
Amphipyndax sp.					1						

Таблица 4. Радиолярии из кремнистых прослоев в матриксе олистостромовой толщи. Заштрихованные поля обозначают присутствие вида в образце

Таблица 4. Окончание

	№ образцов										
Виды	47	56	57	64	75a	76a	76v	76g	77Ь	78b	78g
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Xitus asymbatos (Foreman)											
Lithostrobus rostovzevi Lipman											
Lithostrobus sp.											
Cornutella californica Campbell et Clark											
Theocampe altamontensis (Campbell et Clark)								l .			
Theocampe vanderhoofi Campbell et Clark											
Theocampe sp.								1			
Archaeodictyomitra regina (Campbell et Clark)			1								
Archaeodictyomitra sp.											
Dictyomitra andersoni (Campbell et Clark)											
Dictyomitra densicostata Pessagno			1								
Dictyomitra multicostata Zittel											
Dictyomitra sp.											
Clathrocyclas hyronia Foreman			cf		[
Clathrocyclas diceros Foreman			[
Clathrocyclas tintinnaeformis Campbell et Clark			1								
Clathrocyclas sp.											
Спикулы губок											

этот разрез представлял собой чередование грубообломочных терригенных пород с кремнями, лишенными терригенной примеси и базальтами, типичными для островных дуг – сочетание крайне маловероятное. Но даже если такой разрез существовал, то состав обломков в его терригенных породах не мог быть полным подобием состава залегающих в этом же разрезе кремнистых пород, как это наблюдается в олистостромовой толще.

При всей сложности внутренней структуры олистостромовой толщи в ее матриксе и крупных олистолитах (олистоплаках) преобладают субмеридиональные простирания с крутым падением на восток-юго-восток. Если считать, что толща залегает в виде моноклинальной структуры, то ее мощность должна превышать 500 м.

Обоснование возраста олистостромовой толщи. Из олистолитов и матрикса олистостромы отобраны пробы кремней и кремнистых аргиллитов для определения возраста по радиоляриям.

Датирование олистолитов. В изученных нами кремнистых породах из олистолитов в основном встречены радиоляриевые ассоциации кампан-маастрихтского возраста: обр. 42, 55, 60, 9918/2 – поздний кампан-маастрихт, обр. 44 – кампан-маастрихт, обр. 46, 53 – кампан, обр. 62, 9918/1 – средний кампан-маастрихт, 9918/7 – поздний кампан – ранний маастрихт (табл. 2, 5; фототабл. III). Кроме того, известны более древние ассоциации радиолярий кимеридж – нижневаланжинского, альб-сеноманского и коньякмаастрихтского возраста, выделенные, по-видимому, из олистолитов паланского разреза и изученные Д.В. Куриловым (2000).

Датирование матрикса олистостромы. Из песчаников и гравелитов матрикса олистостромы также получены многочисленные радиолярии (в 10 образцах) (табл. 3, 5; фототабл. І-П), свидетельствующие о кампанском возрасте вмещающих отложений. Наиболее представительные образцы: 75v, 77v – ранний-средний кампан, 76b – кампан, 76d – средний-поздний кампан. Очевидно, что в своем большинстве радиолярии из песчаников и гравелитов матрикса являются переотложенными. Поэтому позднекампан-маастрихский возраст этого комплекса отражает возраст преобладающей (по мощности) части той кремнистой толщи, которая была источником большинства олистолитов и кремнеобломочной части ма-



трикса. Из кремнистых прослоев в матриксе олистостромы также получены радиолярии (в 11 образцах) (табл. 4; фототабл. I–II) позднекампан-маастрихтского возраста (наиболее представительные обр. 76а, 76v, 77b). Однако, несмотря на большое количество форм радиолярий, скорее всего свидетельствующих о позднекампан-маастрихтском возрасте матрикса олистостромы, остается вероятность, что формирование изучаемой толщи продолжалось и в начале палеоцена, на что указывают находки таких форм: Amphisphaera goruna (Sanfilippo et Riedel), Orbiculiforma renillaeformis (Campbell et Clark), Spongodiscus alveatus (Sanfilippo et Riedel), Spongotrochus polygonatus (Campbell et Clark) и др. (табл. 5).

СООТНОШЕНИЕ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В 1.5 км к ЗЮЗ от устья р. Анадырки в обрыве морского берега виден контакт интенсивно деформированных туфогенно-осадочных пород вулканогенной толщи с конгломератами и песчаниками анадыркской (или хулгунской) свиты. По Ю.Б. Гладенкову с соавторами (1997) эта свита относится к палеоцену. Вместе с тем, согласно устному сообщению А.Е. Шанцера, появились новые биостратиграфические данные, указывающие на более молодой, эоценовый возраст анадыркской свиты. Контакт этой свиты с вулканогенной толщей осложнен почти перпендикулярным к берегу вертикальным разрывом. К западу от перекрытого осыпью интервала шириной около 2 м залегают дробленые вулканические брекчии и туфогенно-осадочные породы вулканогенной толщи. Только в 200 м западнее в них можно хорошо наблюдать слои, которые наклонены на запад-северо-запад 290-315 под углами 45-60 градусов (15 замеров на расстоянии около 100 м вдоль берега). Непосредственно к востоку от контакта двух свит залегают плохо обнаженные полурыхлые грубозернистые песчаники, которые примерно через 30 м перекрываются конгломератами, наклоненными на северо-восток под углами около 40 градусов. Далее на протяжении 200 м в

обрыве хорошо обнажена полого наклоненная на северо-восток толща линзовидного переслаивания косослоистых конгломератов, гравелитов и песчаников с отпечатками листовой флоры. Это основание анадыркской свиты подробно охарактеризовано в работе Гладенкова и др., (1997). Судя по этому описанию, залегание анадыркской свиты на протяжении 2 км к северо-востоку от устья Анадырки близко горизонтальному. В составе конгломератов основания анадыркской свиты резко преобладают базальты, в том числе пироксеновые и роговообманковые, типичные для вулканогенной толщи Паланского разреза. Таким образом, и литологические и структурные данные убедительно свидетельствуют о резком несогласии между анадыркской свитой и подстилающим мелом.

ОБСУЖДЕНИЕ

Комплексы радиолярий. Радиоляриевые комплексы исследованного объекта уникальны по своей полноте и сохранности. Из 60 образцов, отобранных на микрофаунистический анализ, практически во всех были выявлены радиолярии, причем в подавляющем большинстве хорошей сохранности.

Радиолярии были выделены как из кремнистых прослоев вулканогенной толщи, так и из олистолитов и матрикса олистостромовой толщи. Количество видов радиолярий в наиболее представительных пробах из паланского разреза составляет до 31 вида, относящихся к 25 родам. Сравнивая таксономический состав радиолярий, полученных из разных толщ паланского разреза (табл. 1-4), следует отметить большое сходство ассоциаций из прослоев кремней вулканогенной толщи, из матрикса олистостромовой толщи, из некоторых олистолитов, что, вероятно, свидетельствует о формировании толщ в непосредственной близости друг от друга. В изученных ассоциациях наряду с кампанскими и кампан-маастрихтскими формами радиолярий заметное место занимают виды, существовавшие в позднемаастрихт-палеоценовое время: Amphisphaera goruna

Фототаблица I. Радиолярни из олистостромовой толщи.

^{1, 2 –} Cromyosphaera vivenkensis Lipman, 1 – 76/b, ×100; 2 – 75/v, ×100; 3 – Lithomespilus mendosa (Krasheninnikov), 76/v, ×120; 4 – Acanthosphaera sp., 76/v, ×100; 5 – Amphisphaera goruna (Sanfilippo et Riedel), 76/v, ×200; 6, 7 – Praestylosphaera pusilla (Campbell et Clark), 6 – 76/a, ×200; 7 – 76/v, ×150; 8 – Protoxiphotractus perplexus Pessagno, 76/a, ×200; 9 – ? Staurodictya fresnoensis Foreman, 76/d, ×110; 10 – Spongosaturnalis spiniferus Campbell et Clark, 76/v, ×150; 11 – Phaseliforma carinata Pessagno, 75/a, ×100; 12 – Phaseliforma subcarinata Pessagno, 77/b, ×85; 13 – Phaseliforma laxa Pessagno, 77/b, ×100; 14 – Spongurus quadratus Campbell et Clark, 75/a, ×200; 15 – Spongurus sp., 76/v, ×150; 16 – Orbiculiforma rennilaeformis Campbell et Clark, 76/a, ×85; 17, 18 – Porodiscus cretaceous Campbell et Clark, 17 – 76/b, ×100; 18 – 77/v, ×100; 19 – Spongodiscus cf. alveatus (Sanfilippo & Riedel), 47, ×80; 20 – Spongotrochus polygonatus (Campbell et Clark), 76/a, ×150; 21 – Orbiculiforma quadrata Pessagno, 77/v, ×100; 22 – Pseudoaulophacus lenticulatus (White), 76/b, ×120; 23 – Patulibracchium sp., 77/b, ×100; 24 – Spongotripus cf. morenoensis Campbell et Clark, 75/v, ×120.



(Campbell et Clark), Lithomespilus mendosa (Krasheninnikov), Orbiculiforma rennilaeformis (Campbell et Clark), Spongodiscus alveatus (Sanfilippo et Riedel), S. rhabdostylus (Ehrenberg), Spongotrochus polygonatus (Campbell et Clark) и присутствующие в матриксе олистостромовой толщи (табл. 5), поэтому формирование олистостромовой толщи продолжалось, скорее всего, и в начале палеоценового времени.

В позднекампан-маастрихтских ассоциациях рапиолярий паланского разреза выделен широкий спектр форм: из спуммеллярий – это встречаемые практически во всех разрезах Олюторской зоны и Камчатки представители сем. Phaseliformidae, Orbiculiformidae, родов – Praestylosphaera, Lithomespilus; кроме этого, многосферные - Cromyosphaera, Actinomma; многочисленные Spongodiscidae - Spongodiscus alveatus, S. impressus, Porodiscus cretaceus, Spongotrochus polygonatus и др., и Sponguridae. Здесь встречены и псевдоауллофакоидные формы типа - Pseudoaulophacus lenticulatus. Из насселярий это – различные амфилиндациды: Amphipyndax stocki, A. streckta, A. tylotus, A. pseudoconulus; многочисленные циртиды: Archaeodictyomitra, Dictyomitra, Stichomitra., теокампиды – Theocampe altamontensis, T. vanderhoofi, T. yaoi; клатроциклиды – Clathrocyclas hyronia, Cl. diceros, Cl. tintinnaeformis. Отличительной особенностью изученных ассоциаций паланского района являются многочисленные трехсегментные насселярии – Theocapsomma amphora, T. erdnussa, Hemicryptocapsa conara, Novodiacanthocapsa manifesta, Sciadiocapsa campbelli и др.

В морфологическом отношении в изученных ассоциациях присутствуют различные типы структур стенки раковины – мелко-среднепористая до 70%, пористо-губчатая – 24%, псевдоаулофакоидная – 2%, кситоидная – около 4%, что свидетельствует об относительной высокоширотности описываемых комплексов радиолярий. Наш вывод подтверждается исследованиями кампанских радиолярий из различных точек земного шара (Empson-Morin, 1984). В своей работе она отмечает, что, например, род Prunobrachium, присутствующий в нашем материале, всегда указывает на высокие широты. Кроме этого встречены формы рода Neosciadiocapsa, областью обитания которого по данным М.Г. Петрушевской (1981), были преимущественно высокие и умеренные широты.

Из образцов паланского разреза определено 62 вида радиолярий. Из них 23 вида известны из позднесенонских отложений Калифорнии (Сатрbell, Clark, 1944), 12 - описаны из верхней части формации Фобес (Forbes formation) позднего кампана Северной Калифорнии (Pessagno, 1976), среди них Phaseliforma carinata Pessagno, являющийся индекс-видом подзоны низов позднего кампана Северной Калифорнии (Pessagno, 1976). Восемь видов встречены из позднемаастрихтских отложений Калифорнии (Foreman, 1968), а два вида, такие как Amphipyndax streckta (Empson-Morin). Theocapsomma erdnussa (Empson-Morin), описаны из комплекса кампанских радиолярий скв. 313 DSDP, пробуренной в центральной части Тихого океана (Empson-Morin, 1984). Отдельные виды встречены в кампанских отложениях северо-восточной части о-ва Хоккайдо (Iwata, Tajika, 1986), например Theocampe yaoi Taketani. Большая часть видов характерна и для кампан-маастрихтских комплексов Олюторской зоны Корякии (Вишневская, 1985; Палечек, 1997; Соловьев и др., 1998; Соловьев и др., 2000); 13 общих видов отмечено с кампан-маастрихтскими ассоциациями Западного Сахалина (Казинцова, 2000). Также наблюдается некоторое сходство с позднемеловымипалеоценовыми радиоляриями Новой Зеландии (Hollis, 1997). Все вышеперечисленные виды характерны для Тихоокеанского обрамления. В то же время, в Паланском разрезе встречено 7 видов (Lithostrobus rostovzevi, Histiastrum latum, Amphibrachium spongiosum и др.), описанных из позднемеловых отложений Западно-Сибирской низменности (Липман, 1962), что, вероятно, свидетельствует о связи Арктического и Тихоокеанского бассейнов в это время.

Реконструкции геологических событий по отложениям паланского разреза. Разрез, наблюдаемый в обрыве морского берега между р. Паланой и р. Анадыркой, отражает ряд последовательных

Фототаблица II. Радиолярии из олистостромовой толщи.

^{1 –} Amphipyndax stocki (Campbell et Clark), 76/a, ×150; 2 – Amphipyndax stocki var. C Vishnevskaya, 76/a, ×150; 3 – Amphipyndax streckta (Empson-Morin), 76/d, ×100; 4 – Amphipyndax tylotus Foreman, 75/a, ×150; 5 – Wildeus punctulatus (Pessagno), 75/v, ×120; 6 – Lithostrobus rostovzevi Lipman, 76/v, ×120; 7 – Xitus cf. asymbatos (Foreman); 76/v, ×100; 8 – Novodiacanthocapsa manifesta (Foreman), 76/b, ×150; 9, 10 – Stichomitra livermorensis (Campbell et Clark), 9 – 77/b, ×150; 10 – 76/a, ×200; 11 – Stichomitra cf. shirshovica Vishnevskaya, 76/v, ×120; 12, 13 – Theocapsomma erdnussa (Empson-Morin), 75/a, ×100; 14, 15 – Theocapsomma ? sp., 75/a, ×100; 16, 17 – Cornutella californica Campbell et Clark, 16 – 76/v, ×150; 17 – 76/v, ×180; 18 – Clathrocyclas hyronia Foreman, 76/v, ×150; 19 – Clathrocyclas diceros Foreman, 76/v, ×150; 20 – Clathrocyclas tintinnaeformis Campbell et Clark, 77/b, ×110; 21 – Clathrocyclas sp., 76/a, ×200; 22 – Cornutella californica Campbell et Clark, 77/b, ×100; 23, 24 – Archaeodictyomitra squinaboli Pessagno, 23 – 76/b, ×100; 24 – 76/d, ×190; 25, 26 – Dictyomitra densicostata Pessagno, 25 – 76/a, ×200; 26 – 77/v, ×100; 27, 28 – Theocampe vanderhoofi Campbell et Clark, 77/b, ×200.


геологических событий. Сюда включается накопление кремнистой толщи, реконструируемой по олистолитам и олистоплакам усть-паланской свиты, формирование вулканогенной толщи, образование олистостромовой усть-паланской свиты, отражающее совместную деформацию кремнистой и вулканогенной толщ и, наконец, совместная деформация усть-паланской свиты и вулканогенной толщи, приведшая к поднятию и размыву, завершившемуся накоплением континентальной молассы анадыркской свиты.

Накопление кремнистой толщи, послужившей источником большей части олистолитов и матрикса олистостромы, началось еще в конце юры и, по-видимому, продолжалось до конца мела (Курилов, 2000; Палечек и др., 2000). Тем не менее, подавляющая часть олистолитов относится к кампан-маастрихтскому интервалу. Это, скорее всего, означает, что мощность докампанских кремней была очень небольшой, а скорость осадконакопления в это время – очень низкой. Присутствие обломков иноцерам в коньяк-нижнекампанских олистолитах (Курилов, 2000) указывает на то, что, начиная с коньяка, на дне бассейна появляется много иноцерамовых банок, являвшихся источником обильного раковинного детрита, перемещавщегося течениями. В кампан-маастрихтское время кремнистая толща продолжала накапливаться в бассейне, где влияние источников туфогенного и терригенного материала было незначительным. По палеомагнитным данным кампан-маастрихтские кремнистые породы накапливались на 40-х широтах (среднее значение), то есть южнее современного места олистостромовой толщи в структуре Западной Камчатки (Чернов и др., 2000). Состав кремней, подтверждает этот вывод, поскольку такие породы могли осаждаться на значительном расстоянии от окраины северо-восточной Азии, поставлявшей огромное количество терригенного материала в смежные бассейны.

Во второй половине кампана начинается формирование вулканогенной толщи, в результате нескольких подводных извержений базальтов, разделенных короткими периодами накопления слоистых туфогенно-осадочных пачек. Состав базальтов вулканогенной толщи типичен для островных дуг. Ближайший их аналог в регионе – вулканиты кирганикской свиты в южной части Срединного хребта Камчатки (Флеров, Колосков, 1976).

Вопрос о возрастных соотношениях вулканогенной толщи и кампан-маастрихтской кремнистой толщи (Курилов, 2000), служившей источником большей части олистолитов не имеет прямого решения, так как их датировки в пределах точности анализа радиолярий совпадают. Поскольку никакой существенной примеси туфогенного материала в кремнях нет, области накопления этих толщ были разнесены либо в пространстве, либо во времени. Если это действительно одновозрастные толщи, то дуга находилась либо ближе к континенту, чем область накопления кремней, либо дальше от него. В первом случае трудно объяснить, как олистострома, сложенная кремнями, в современной структуре оказалась ближе к континенту, чем большая часть верхнемеловых островодужных толщ Камчатки, а во втором случае трудно согласовать палеомагнитные данные по кремням с палеомагнитными данными по Срединному хребту и о. Карагинскому, которые в кампан-маастрихское время находились на более высоких широтах (Коваленко, 1990; Левашова, Шапиро, 1999). Поэтому представляется более вероятным, что в пределах маастрихт-датского интервала толщи разновозрастны.

Формирование олистостромовой толщи указывает на кратковременные подвижки и, вероятно, надвигообразование, в ходе которого в подводных условиях происходило синхронное разрушение тектонических чешуй (блоков), сложенных вулканогенными и кремнистыми отложениями. Судя по возрасту матрикса олистостромы, этот процесс также происходил в интервале поздний кампан – маастрихт. Но поскольку в течение этого же интервала времени происходило накопление кремнистой, а затем и вулканогенной

Фототаблица III. Радиолярии из олистолитов олистостромовой толщи.

^{1-20, 25, 26 -} обр. 9918/2; 21-24 - обр. 44.

^{1, 2 –} Praestylosphaera pusilla (Campbell et Clark), $1 - \times 120$; $2 - \times 200$; 3 – Amphisphaera priva (Foreman), $\times 200$; 4 – Lithomespilus mendosa (Krasheninnikov), $\times 200$; 5 – Spongodiscus rhabdostylus (Ehrenberg), $\times 100$; 6 – Cromyodruppa concentrica Lipman, $\times 90$; 7 – Phaseliforma carinata Pessagno, $\times 100$; 8 – Spongodiscus impressus Lipman, $\times 100$; 9 – Spongosaturnalis spiniferus Campbell et Clark, $\times 100$; 10 – Stichomitra livermorensis (Campbell et Clark), $\times 100$; 11 – Stichomitra campi (Campbell et Clark), $\times 120$; 12 – Eucyrtidium carnegiense Campbell et Clark, $\times 100$; 13 – Stichopilium teslaense Campbell et Clark, $\times 100$; 14 – Xitus cf. asymbatos (Foreman), $\times 110$; 15 – Theocampe altamontensis (Campbell et Clark), $\times 200$; 16 – Clathrocyclas hyronia Foreman, $\times 200$; 17 – Clathrocyclas tintinnaeformis Campbell et Clark, $\times 180$; 18 – Clathrocyclas sp., $\times 100$; 22 – Patulibracchium cf. 20, 21 – Hemicryptocapsa aff. conara Foreman, $\times 200$; 22 – Patulibracchium cf. petroleumensis Pessagno, $\times 100$; 23 – Histiastrum sp., $\times 100$; 24 – Neosciadiocapsa cf. diabloensis Pessagno, $\times 90$; 25 – Dictyomitra multicostata Zittel, $\times 180$; 26 – Archaeodictyomitra regina (Campbell et Clark), $\times 100$.

ПАЛЕЧЕК и др.

Таблица 5. Распространение встреченных видов по литературным данным

	st		ср		n	n	d
Биды	SL	cp1	cp2	cp3	ml	m2	u
Archaeodictyomitra squinaboli Pessagno							
Dictyomitra densicostata Pessagno							
Orbiculiforma quadrata Pessagno							
Novodiacanthocapsa manifesta (Foreman)							
Theocapsomma erdnussa (Empson-Morin)							
Lithostrobus rostovzevi Lipman							
Kuppelella cayeuxi (Squinabol)							
Wildeus punctulatus (Pessagno)							
Cromyodruppa concentrica Lipman							
Pseudoaulophacus lenticulatus (White)							-
Patulibracchium petroleumensis Pessagno							
Amphibrachium spongiosum Lipman					•		
Archaeospongoprunum hueyi Pessagno							
Histiastrum latum Lipman							
Haliomma minor Campbell et Clark							
Praestylosphaera hastata (Campbell et Clark)							
P. pusilla (Campbell et Clark)							
Prothoxiphotractus perplexus Pessagno							
Spongosaturnalis spiniferus Campbell et Clark							
Phaseliforma carinata Pessagno							
P. subcarinata Pessagno							
P. laxa Pessagno							
Spongurus quadratus Campbell et Clark							
Amphipyndax streckta (Empson-Morin)							
A. tylotus Foreman							
Clathrocyclas hyronia Foreman				ļ			
C. diceros Foreman							
C. tintinnaeformis Campbel et Clark							
Archaeodictyomitra regina (Campbell et Clark)							
Dictyomitra andersoni (Campbell et Clark)							
Stichomitra livermorensis (Campbell et Clark)							
S. shirshovica Vishnevskaya							
S. campi (Campbell et Clark)							
Cornutella californica Campbell et Clark							
Theocampe altamontensis (Campbell et Clark)							
T. yaoi Taketani					ļ		
T. vanderhoofi Campbell et Clark					l		
Gongylothorax verbeeki (Tan Sin Hok)							
Staurodictya fresnoensis Foreman					ļ		
Neosciadiocapsa diabloensis Pessagno							
Hemicryptocapsa conara Foreman							
Amphibrachium sansalvadorensis Pessagno							
Amphisphaera priva (Foreman)							
A. goruna (Campbell et Clark)							
- Ber ann (campori et chark)	L			l	L	L	

Таблица 5. Окончание

	ct		ср		r	n.	d
Биды	31	cpl	cp2	cp3	ml	m2	u
Orbiculiforma renillaeformis (Campbell et Clark)							
Lithomespilus mendosa (Krasheninnikov)							
Spongodiscus alveatus (Sanfilippo et Riedel)							
S. rhabdostylus (Ehrenberg)							
Spongotrochus polygonatus (Campbel et Clark)							
Cromyosphaera vivenkensis Lipman							
Spongodiscus impressus Lipman							
Porodiscus cretaceus Campbell et Clark			<u></u>				
Spongotripus morenoensis Campbell et Clark							
Haliomma schucherti Campbell et Clark							-
Theocapsomma amphora Campbell et Clark						<u> </u>	
Sciadiocapsa campbelli Pessagno							-
Stichopilidium teslaense Campbell et Clark							
Eucyrtidium carnegiense Campbell et Clark						-	-
Xitus asymbatos Foreman							-
Dictyomitra multicostata Zittel							4
Amphipyndax stocki (Campbell et Clark)							
Amphipyndax stocki var. C Vishnevskaya			<u>·</u> ·		_		
	•			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		•	•

толщ, формирование олистостромы, скорее всего, относится к концу этого интервала. Возраст вулканогенной толщи обоснован не только радиоляриями как позднекампан-маастрихтский, но К/Аг датировками амфибола из андезибазальтов $(72.5 \pm 3.5$ и 72.0 ± 3.5 млн. лет) как раннемаастрихтский. Присутствие обломков пород вулканогенной толщи в олистостромовой позволяет нам считать, что возраст олистостромовой толщи постраннемаастрихтский. Таким образом, тектоническое скучивание и связанное с ним олистостромообразование, скорее всего, произошло после раннего маастрихта. С другой стороны, резкое несогласие в основании анадыркской свиты обусловлено общей деформацией паланского разреза. Если опираться на опубликованную датировку анадыркской флоры (Гладенков и др., 1997), это событие произошло не позже середины дания.

Авторы выражают признательность ПГО "Камчатгеология" (Лесновская партия, начальник Ю.А. Бурмаков) за помощь в организации полевых работ, благодарны Н.А. Богданову, В.С. Вишневской за постоянный интерес к исследованиям и многочисленные консультации. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 01-05-06205, № 00-05-64301, № 98-05-64525).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вишневская В.С. Биостратиграфия вулканогеннокремнистых образований позднего мела Беринговоморского региона СССР по радиоляриям // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 189–217.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 500 000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события) М.: ГЕОС, 1997. 367 с.

Двали М.Ф. Геологическое строение Паланского района (западное побережье п-ова Камчатка) // Тр. ВНИ-ГРИ, 1957. Вып. 102. 124 с.

Демидов Н.Т., Сулима Г.С. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Западно-Камчатская серия. Лист О-57-Х, ХІ (Палана, Кинкиль). Л.: ВСЕГЕИ. 1982.

Казинцова Л.И. Радиолярии альба-маастрихта Западного Сахалина. В сб. XI семинара по радиоляриям "Радиоляриология на рубеже тысячелетий: итоги и перспективы", СПб.-М.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 31-32. Коваленко Д.В. Палеомагнитные исследования островодужных комплексов о-ва Карагинский и хребта Малиновского (Олюторская зона): тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1990. № 4. С. 36–46

Курилов Д.В. Новые находки юрско-меловых радиолярий на Западной Камчатке // Исследования литосферы. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С. 40–42.

Левашова Н.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов Срединного хребта Камчатки // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 2. С. 65–75.

Липман Р.Х. Позднемеловые радиолярии Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба // Материалы по стратиграфии мезо-кайнозоя Тургайского прогиба, Северного Приаралья и Западно-Сибирской низменности. Тр. ВСЕГЕИ. 1962. Нов. сер. Т. 77. С. 271–323.

Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2 500 000 // Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН. 2000. 193 с.

Палечек Т.Н. Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевого анализа). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1997. 25 с.

Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н. Возраст докайнозойских комплексов района поселка Палана // Исследования литосферы. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С. 42–45.

Петрушевская М.Г. Радиолярии отряда Nassellaria Мирового океана. Л.: Наука, 1981. 405 с.

Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В. Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 88–96. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 92–105.

Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.

Чернов Е.Е., Коваленко Д.В., Курилов Д.В. Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов района устья реки Палана (Западная Камчатка) // Исследования литосферы. Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С. 39–40.

Campbell A., Clark B. Radiolaria from Upper Cretaceous of Middle California // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1944. № 57. P. 1–61.

Empson-Morin K. Depth and latitude distribution of Radiolaria in Campanian (Late Cretaceous) tropical and subtropical oceans // Micropaleontology. 1984. V. 30. \mathbb{N} 1. P. 87–115.

Foreman H. Upper Maastrichtian Radiolaria of California // The paleontol. assoc. Spec. Papers Paleontologic. London. 1968. № 3. 82 p.

Pessagno E. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontology. Spec. Publ. 1976. № 2. P. 1–95.

Iwata K., Tajika J. Late Cretaceous radiolarians of the Yubetsu group, Tokoro Belt, Northeast Hokkaido // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV. 1986. V. 21. № 4. P. 619–644.

Hollis C.J. Cretaceous-Paleocene Radiolaria from Eastern Marlborough, New Zealand. Institute of Geological and Nuclear Sciences. Monograph 17, 1997. 152 p.

> Рецензенты Ю.Б. Гладенков, А.Е. Шанцер

УДК551.7:551.781.3(470.5+571.1)

СТРАТИГРАФИЯ ТАЛИЦКОГО ГОРИЗОНТА (ПАЛЕОЦЕН) В СРЕДНЕМ ЗАУРАЛЬЕ

© 2003 г. Э. О. Амон, О. Н. Васильева, В. И. Железко

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, Екатеринбург Поступила в редакцию 03.07.2001 г., получена после доработки 09.01.2002 г.

По серии буровых скважин, пробуренных в Среднем Зауралье, стратиграфически охарактеризованы морские отложения талицкого горизонта палеоценового возраста, широко распространенного на территории Зауралья и Западной Сибири. Приведены данные о литологии пород горизонта, о распространении фоссилий (фораминифер, радиолярий, цист динофлагеллят, зубов акуловых рыб), сделаны палеогеографические заключения. Дополнительно кратко описаны отложения подстилающего ганькинского горизонта маастрихтского возраста и перекрывающего серовского горизонта танетского возраста. Показаны характер контакта меловых и палеогеновых пород, особенности положения границы мел/палеоген в изучаемом районе, которая совмещается с подошвой талицкого горизонта. Уточнены зональные шкалы по фораминиферам и диноцистам, освещены вопросы внутри- и межрегиональной корреляции по зонам.

Ключевые слова. Зауралье, Западная Сибирь, талицкий горизонт, палеоцен, фораминиферы, цисты динофлагеллят, радиолярии, зубы акуловых рыб, биостратиграфические зоны, граница мел/палеоген.

введение

На территории всего Зауралья от севера до юга и на примыкающей части Западной Сибири в составе мезозойско-кайнозойского покровного чехла широко распространен региональный талицкий горизонт палеоценового возраста, залегающий в основании толщи морских терригенных пород нижнего палеогена. В районах Среднего и Южного Зауралья, а также восточнее вне пределов Зауральской структурно-фациальной зоны, талицкий горизонт представлен преимущественно глинистыми, глинисто-песчаными образованиями талицкой свиты. На восточном склоне Среднего и, особенно, Южного Урала песчаные глины талицкой свиты латерально переходят в песчаники с глинисто-кремнистым цементом, часто сливные. На севере в районах Северного и Приполярного Зауралья талицкая свита замещена песчаными глинами, аргиллитами, глинистыми диатомитами марсятской и ивдельской свит, также входящих в состав талицкого горизонта. На севере Тургайского прогиба талицкие глины латерально переходят в толщу палеоценовых песков и глин (рис. 1).

Стратиграфия талицкого горизонта в Зауралье изучалась и впервые была описана более сорокапятидесяти лет назад сотрудниками ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, ГИН АН СССР, а также уральскими геологами Н.И. Архангельским, В.А. Лидером, С.Д. Рабинович, А.П. Сиговым, Л.А. Умовой, Г.Н. Папуловым и другими. Важное значение для

познания биостратиграфии данных отложений имеют фораминиферы, которые в тот же период были изучены и описаны Р.Х. Липман, Л.Г. Даин, А.И. Еремеевой, Н.А. Белоусовой, Ф.В. Киприяновой. Тогда же была произведена датировка талицкого горизонта в пределах палеоцена и установлено, что границу между меловой и палеогеновой системами следует проводить по подошве талицких отложений, а их кровля соответствует границе палеоцена и эоцена. Данные по зауральским разрезам (обнажениям, скважинам, карьерам) сыграли значительную роль в качестве опорных при изучении стратиграфии палеогена всей Западной Сибири; стратиграфические выводы и заключения по зауральским разрезам, в особенности по разрезам, расположенным в Среднем и Южном Зауралье, были экстраполированы на территорию Западной Сибири.

Позднее изучение стратиграфии палеогена в Среднем Зауралье было приостановлено, и в течение последних двадцати лет по стратиграфии палеогеновых (равно и меловых) отложений района получено и опубликовано весьма мало новой информации. С другой стороны, в тот же период в представлениях о стратиграфии палеогена Южного Зауралья, Тургая, Западной Сибири, сопредельных и сопоставимых территорий произошли серьезные изменения. Прежде всего они касаются решений о переводе датского яруса в состав палеоцена, пересмотре числа и объемов ярусов. Согласно новой геохронологической шкалы даний



Рис. 1. Распространение талицкого горизонта и свит, входящих в его состав, в Зауралье.

 современный контур Уральской горной страны, 2 – восточная граница распространения талицкого горизонта. А – область распространения марсятской и ивдельской свит в Северном и Приполярном Зауралье, Б – область распространения талицкой свиты, В – область распространения палеоценовых отложений в Северном и Центральном Тургае, Г – изучаемый район. представляет нижний палеоцен в объеме нанопланктонных зон NP1-NP4 (часть); зеландий и танет относятся к верхнему палеоцену (зеландий в объеме зон NP4 (часть), NP5, NP6 (часть), танет в объеме зон NP6 (часть) - NP9). Обсуждается вопрос о стратиграфической валидности и возможности введения в общую стратиграфическую шкалу монского яруса (Найдин, Беньямовский, 1988). Кроме того, была значительно детализирована и уточнена зональная стратиграфия фораминифер, позволившая производить более надежные и точные корреляции. В широкую праквведены исследования новых групп тику микрофоссилий, таких как нанопланктон, цисты динофлагеллят, радиолярии, что так же повысило надежность и точность внутри- и межрегиональных корреляций (Ахметьев и др., 2001). Все это потребовало пересмотра представлений о стратиграфии палеогена Среднего Зауралья, опирающихся на опубликованные в пятидесятые-шестидесятые годы устаревшие сведения и данные, так как, к сожалению, в современных обобщающих работах по стратиграфии палеогена Западной Сибири (напр., Подобина, 1998) эти устаревшие сведения по-прежнему активно используются.

В настоящей статье приводятся новые данные по стратиграфии талицкого горизонта палеогена Среднего Зауралья, восполняющие отмеченный недостаток. Они получены в результате изучения разрезов буровых скважин, пробуренных гидрогеологическими организациями на участке протяженностью от (приблизительно) г. Шадринска Курганской области на юге до г. Туринска Свердловской области на севере. Привлечены также ревизованные данные по Туринской опорной скважине, бурившейся по программе опорного бурения Западной Сибири (Папулов, Ситникова, 1964). Всего в поле нашего внимания попало более тридцати скважин. Излагаемые ниже сведения частично опубликованы (Амон, 1990; Ахметьев и др., 2001; Васильева и др., 2001).

Талицкий горизонт занимает пограничное положение на границе двух систем (меловой и палеогеновой), поэтому с необходимостью следует включать дополнительно в орбиту рассмотрения также подстилающие отложения меловой ганькинской свиты и перекрывающие отложения серовской свиты палеогена. Изучаемый район Среднего Зауралья мы условно разделяем на два участка: южный и северный (рис. 2). Первый из них имеет много черт, свойственных особенностям осадконакопления и распространения фоссилий в меловых и палеогеновых отложениях Южного Зауралья, последний по своим характеристикам стоит ближе всего к разрезам центра Западной Сибири. В южный участок включены разрезы скважин Шадринского месторождения, кроме того скважина ИГ-32, пробуренная в окрестности пос. Новопетропавловское, а также Першинский



Рис. 2. Расположение изучаемого района в Зауралье (А), схема границ северного и южного участков района (Б), местоположение изученных разрезов на южном (В, Г) и северном участках (Д).

На А, Б жирной линией показаны современные контуры Уральской горной страны, Казахского нагорья и Алтая, штриховой – границы участков. На Б цифрами помечены участки: 1 – южный, 2 – северный. На Г и Д звездочками отмечены места бурения скважин, цифрами – номера скважин.

карьер, расположенный в окрестности пос. Першинское (Курганская область). В составе северного участка находятся скважины, пробуренные в Камышловском, Ирбитском, Алапаевском и Туринском районах Свердловской области (рис. 2).

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ

На южном участке рассматриваемой территории разрез талицкого горизонта наиболее представителен в районе г. Шадринска на Шадринском месторождении подземных углекислых бальнеологических вод (скважины 3, 308, 304, 304-б, 306, 310, 310-а, рис. 2, 3). Здесь установлена следующая последовательность отложений. Глинистые породы талицкой свиты всюду несогласно, с характерным базальным горизонтом морской трансгрессии в основании толщи, залегают на глинистых, глинисто-карбонатных породах ганькинской свиты кампан-маастрихтского возраста. Перекрывается талицкая свита опоками серовской свиты согласно, без следов перерыва и размывов. Подошвы талицкой и серовской свит зафиксированы на глубинах (соответственно): в скв. 304–132.5/99.5 м (мощность талицкой свиты 33.0 м); в скв. 306– 135.0/115.9 м (мощность талицкой свиты 19.1 м); в скв. 310–187.7 м (разрез данной скважины неполон, мощность талицкой свиты может составить 27.9 м); в скв. 308–129.7/92.4 м (мощность талицкой свиты 37.3 м).

Верхняя часть ганькинской свиты и контакт ганькинской и талицкой свит в разрезах разных скважин на этом участке представлены различно. В скважинах 304, 306, 308 ганькинская свита представлена обычным трехчленным составом пород, характерным в целом для Южного Зауралья, где свита состоит из: а) нижней пачки позднекампанского возраста, сложенной бескарбонатными и



Рыс. 3. Схема геологического строения пограничных меловых/палеогеновых отложений в районе г. Шадринска на южном участке.

Ганькинская свита показана в объеме средней и верхней пачек, прочие свиты – в полных своих объемах. 1 – мергельные породы средней пачки ганькинской свиты; 2 – глинисто-карбонатные породы верхней пачки ганькинской свиты; 3 – глинисто-песчаные породы талицкой свиты; 4 – кремнистые породы серовской свиты; 5 – базальный песчано-гравийно-галечный горизонт; 6 – глинистые некарбонатные породы шадринских слоев; 7 – а – песок, 6 – пирит, 8 – а – цеолит, 6 – глауконит.

часто кремнистыми или слабо карбонатными глинами; б) средней пачки раннемаастрихтского возраста, сложенной мергелями в разной степени глинистыми; в) верхней пачки позднемаастрихтской возраста, сложенной известковистыми глинами. В скв. 310 в разрезе свиты отсутствует верхняя глинистая пачка и талицкая свита залегает непосредственно на мергелях средней пачки. Ганькинская свита прекрасно охарактеризована фораминиферами, в меньшей степени радиоляриями и диноцистами.

Верхняя пачка ганькинской свиты в скв. 304, 306 представлена зеленовато-серой известковистой слоистой глиной с редкими прослоями мергелей, с вкрапленностью пирита; местами порода биотурбирована; в основании отмечен 10-ти сантиметровый прослой глины с псевдобрекчированной структурой, с полуокатанной галькой кремня. Из органических остатков отмечены обломки двустворок, иглы морских ежей, обильные фораминиферы и редкие радиолярии. Некоторые особенности пачки, такие как характер осадков, их текстурно-структурные признаки, преобладание среди фораминифер бентосных форм, ограниченное площадное распространение позволяют сделать заключение, что осадки пачки формировались в условиях незначительной регрессии.

В разрезах скв. 304, 306 зафиксирована маломощная пачка пород, отсутствующая в разрезах остальных скважин. Эта пачка была выделена ранее в качестве отдельного стратона в ранге "слоев с фауной" под названием "шадринских слоев" (Амон, 1990, 1997). Шадринские слои занимают промежуточное положение между верхней пачкой ганькинской свиты и собственно отложениями талицкой свиты. Мощность их невелика, она составляет по разрезу скв. 304–2.1 м (интервал глубин 132.5–134.6 м), по разрезу скв. 306–2.0 м (интервал глубин 135.0–137.0 м).

Шадринские слои сложены светлой зеленовато-серой тонкоотмученной тонкослоистой глиной с кварцевым алевритовым материалом по плоскостям наслоения, с обильной вкрапленностью пирита (в виде стерженьков перпендикулярных наслоению), с обилием мелких белых изометричных и призматических включений, представляющих собой рыхлую известковую органику (полуразложившиеся обломки створок крупных двустворок из нижележащей мергельной пачки ганькинской свиты, включенные в мергельный матрикс). Нижний и верхний контакты отчетливые, волнистые; среди фаунистических остатков установлены фораминиферы.

Отложения талицкой свиты – это бейделлитовые буровато-серые и темно-серые глины, неравномерно обогащенные песчаным и алевритовым полевошпатово-кварцевым и глауконитово-кварцевым материалом, образующим гнезда разной формы и размера и прослои. Участками характерно почти ритмичное флишоидное переслаивание тонких слоев и прослоев песчанистой глины и глинистого песка. Отмечаются мелкие стяжения пирита, иногда окисленные; весьма характерны глауконит и цеолиты, прослои бурого криптозернистого крепкого сидеритолита. Нижний контакт представляет собой 10–15 сантиметровый базальный горизонт трансгрессии, с обилием гравийногалечного материала и со стяжениями фосфорита; верхний контакт линейный, отчетливый, резкий. Из органических остатков в талицкой свите отмечены многочисленные остатки костистых рыб (кости и чешуя), редкие зубы и позвонки акуловых рыб, планктонные и бентосные фораминиферы, радиолярии, споры и пыльца, морской микрофитопланктон, углистый растительный детрит. В подошве свиты встречены переотложенные маастрихтские фораминиферы с потертыми раковинками, покрытыми пленкой гидроокислов железа.

Глинистые отложения талицкой свиты кверху резко сменяются опоками серовской свиты. Опоки серовской свиты преимущественно однородные светло-серые, пористые с раковистым или скорлуповатым изломом. В нижней половине опоковой толщи отмечаются прослои глинистых опок и темно-зеленых алевритовых глин; всеми скважинами пройдены прослои брекчированных опок.

Интересный материал по контакту талицкой и серовской свит получен по Першинскому карьеру, который расположен на правом берегу р. Течи, в окрестности пос. Першинское. Разрез интересен тем, что здесь вскрыты контакты талицкой, серовской и ирбитской свит, и, кроме того, в породах найдены зубы ископаемых акул. Снизу вверх в стенке карьера обнажаются (описание и определения зубов акул В.И. Железко):

Верхи талицкой свиты:

1. Глина черная, тонколистоватая, сильно алевритистая с гнездами бурого песка. Мощность 0.6 м.

2. Песок грубозернистый кварцевый с обилием гравия кварца и других пород, с зубами акул. Определены Palaoehypotodus rutoti (Winkler), Striatolamia striata Winkler, Glueckmanotodus heinzelini Casier, Cosmopolitodus ex gr. nolfi (Zhelezko), Squatina sp. Мощность 0.4 м. 3. Глина темно-серая, алевритистая, тонкослоистая, плотная. Мощность 0.7 м.

Серовская свита:

4. Опока серая, крупнооскольчатая, крепкая. Мощность до 4 м.

5. Гравийный прослой: мелкий и крупный гравий с примесью разнозернистого песка. Найден зуб акулы Glueckmanotodus heinzelini Casier. Мощность 0.4 м.

6. Опоки серые и светло-серые, оскольчатые, неясно слоистые, участками ожелезнены. Мощность до 22 м.

Ирбитская свита:

7. Диатомиты палевые, желтые, белые, мягкие, однородные. Мощность до 4 м.

По заключению В.И. Железко, найденный в глинах талицкой свиты комплекс акуловых рыб является комплексом открытого моря, и полностью идентичен комплексу селяхий из палеоценовых отложений Англо-Франко-Бельгийского бассейна.

На северном участке последовательность и характер отложений ганькинской, талицкой и серовской свит близки к тому, что было описано для южного участка. Как и на всей территории Зауралья, талицкая свита здесь несогласно, с базальным горизонтом в основании, залегает на породах ганькинской свиты и перекрывается серовской свитой. На рисунке 2 показаны точки бурения скважин, в которых талицкая свита наиболее полно представлена.

Ганькинская свита в разрезе скважин 12, 19 сложена мергелем серым, светло-серым, с зеленоватым оттенком, плотным неслоистым; встречаются прослои сильно глинистого мергеля и мергеля алевритистого; нередки неопределимые обломки раковин двустворчатых моллюсков. В скважинах 18, 16 свита сложена светло-серой известковистой глиной, алевритистой, с голубоватым оттенком, с примесью обугленного растительного детрита. В скв. ЛД-1 свита представлена переслаиванием серых аргиллитоподобных глин и известковистых глин.

Талицкая свита наиболее полно представлена в разрезах скважин 19, ЛД-1. Здесь свита может быть подразделена на две пачки – нижнюю и верхнюю. Нижняя пачка в скв. 19 (инт. 163.0-185.0 м) сложена темно-серой песчаной глиной, в толще наблюдается неотчетливое горизонтальное переслаивание тонких слоев и слойков песчаной глины и глинистого песка. Песок средне- и мелкозернистый, состоящий из угловатых и полуокатанных зерен кварца, кремня, полевых шпатов, палеозойских эффузивов; обогащен глауконитом; встречаются пирит и фосфорит. В основании пачки пересечен 4-х метровый прослой глинистой песчаной опоки. Верхняя пачка в скв. 19 (инт. 142.0–163.0 м) сложена темно-серой, почти черной или темно-бурой тонкоотмученной глиной с примесью средне- и мелкозернистого песка. Толща биотурбирована; песчаный материал

распределен в виде небольших линз и гнезд. В основании пачки наблюдается интервал постепенного перехода от сильнопесчаных нижележащих глин к более пелитовым глинам верхней пачки. В скв. ЛД-1 разрез талицкой свиты в общих чертах повторяется (нижняя пачка инт. 243.0–278.0 м, верхняя пачка инт. 185.0–243.2 м), сохраняется его двухчленное строение, но глины, особенно в верхней части разреза, имеют аргиллитоподобный облик и мелкоплитчатую отдельность. Подобное двучленное деление свиты возможно не везде, например, в Туринской опорной скв. 1-К оно не наблюдается, также как и в разрезах южного участка.

В разрезах скв. 12, ЛД-1 в основании разреза талицкой свиты выделяются шадринские слои. В скв. 12 в интервале 224.0–230.0 м слои залегают непосредственно выше неровной верхней границы известковистых глин ганькинской свиты и под неровной подошвой типичных талицких глин, это прослой светло-серых с голубоватым оттенком плотных некарбонатных глин с примесью песка, с раковистым изломом. В скважине ЛД-1 в интервале 278.0–283.0 на том же самом стратиграфическом уровне залегает подобный прослой, однако строение его несколько иное: голубоватые глины неотчетливо переслаиваются с темно-серыми типичными талицкими глинами.

Серовская свита представлена толщей опок, глинистых опок, кремнистых глин.

Скважиной опорного бурения 1-К вблизи г. Туринска вскрыт разрез мезозойских и палеогеновых отложений свыше 1000 м мощности (Папулов, Ситникова, 1964). Интересующие нас палеоценовые отложения талицкой свиты залегают здесь в интервале глубин 196.0–313.0 м, подстилаются они глинистой толщей ганькинской свиты (инт. 313.0–364.7 м) и перекрываются опоковой толщей серовской свиты (инт. 130.0–196.0 м). Отложения талицкой свиты представлены довольно однородной толщей аргиллитов (аргиллитоподобных глин) с гнездами и маломощными прослоями песчаника и алевролита, с редкими тонкими прослоями сидеритолита.

Породы ганькинской, талицкой и серовской свит содержат довольно разнообразные органические остатки двустворчатых и головоногих моллюсков, селяхий и костистых рыб, фораминифер, радиолярий, остракод, диатомовых водорослей, силикофлагеллят, динофлагеллят, споры и пыльцу наземных растений, однако охарактеризованы отложения свит фоссилиями неодинаково. Например, комплексы фораминифер наиболее представительны в породах ганькинской свиты, они значительно беднее в талицкой свите, и почти полностью отсутствуют в серовской. Бедные по составу комплексы радиолярий обнаружены в низах ганькинской и талицкой свит, но они более многочисленны и разнообразны в серовской свите. Диноцисты установлены в ганькинской и талицкой свитах, и редко встречаются в серовской. Зубы акул встречены в талицкой свите, и очень редко они могут быть обнаружены в серовской. Наиболее важное значение для стратиграфического расчленения и корреляции отложений имеют фораминиферы и морской микрофитопланктон (цисты динофлагеллят), прочие группы фоссилий играют вспомогательную роль.

ФОРАМИНИФЕРЫ, РАДИОЛЯРИИ

В маастрихтских отложениях ганькинской свиты установлено распространение двух комплексов фораминифер – нижнего комплекса Gaudryina rugosa spinulosa и верхнего комплекса Spiroplectammina kasanzevi. Комплекс фораминифер Gaudryina rugosa spinulosa это очень богатый в количественном и качественном отношениях комплекс агтлютинирующих и секреционных бентосных, редко планктонных, фораминифер удовлетворительной и хорошей сохранности. Данный комплекс имеет раннемаастрихтский возраст и в настоящей работе не описывается.

Комплекс фораминифер Spiroplectammina kasanzevi в сравнении с предыдущим несколько обеднен в количественном и качественном отношениях. Фораминиферы, его составляющие, главным образом агглютинирующие и секреционные с примесью планктонных форм, сохранность раковинок чаще удовлетворительная и реже хорошая. Ядро комплекса составляют виды Rhabdammina sp., Bathysiphon sp., Glomospira spp., Ammodiscus sp., Spiroplectinella baudouiniana (Orb.), Spiroplectammina sp., S. kasanzevi Dain, S. variabilis Neck., S. brevis Kiss., Dorothia sp., D. cf. pupoides (Orb.), D. pupoides ovata Podob., Plectina convergens (Kell.), Orbignyna inflata (Reuss), Heterostomella foveolata (Marss.), Arenogaudryina granosa Podob., Martinottiella sp., Cyclogyra sp., Nodosariidae spp., Dentalina spp., Guttulina sp., G. acutata Kusina, G. trigonula Reuss., Angulogavelinella caucasica (Subb.), Valvulineria laevis Brotz., Gyroidinoides turgidus (Hag.), Eponides peracutus Lipm., E. proprius Podob., Gavelinella midwayensis Plumm., Cibicides globigeriniformis Neck., C. gankinoensis Neck., Praebulimina carseyae (Plumm.), Reussella minuta (Marss.), Bolivina plaita Carsey, Bolivinoides senonicus Dain; единичны планктонные Heterohelix spp.

На северном участке комплекс Spiroplectammina kasanzevi встречен в разрезах скважин 12, 16, 18, ЛД-1. Важно отметить, что в скв. 19 в составе маастрихтских отложений данный комплекс отсутствует и на его временной интервал приходится перерыв в осадконакоплении, а также то, что к северу от скв. 12 из состава комплекса исчезает значимый в стратиграфическом отношении вид Brotzenella praeacuta. На южном участке комплекс представлен во всех разрезах скважин. Описываемый комплекс является комплексом биостратиграфической фораминиферовой зоны Spiroplectammina kasanzevi, имеющей в Зауралье и Западной Сибири позднемаастрихтский возраст.

В Южном Зауралье в составе зоны Spiroplectammina kasanzevi нами выделены две подзоны – нижняя подзона Brotzenella praeacuta, датированная началом позднего маастрихта, и верхняя подзона Напzawaia ekblomi с датировкой конец позднего маастрихта (Амон, 1990, 1997); подзоны точно скоррелированы с фораминиферовыми зонами юго-востока Восточно-Европейской меловой палеобиогеографической области (Найдин и др., 1984). В центральных и юго-восточных районах Западной Сибири данным подзонам соответствуют подзоны Bolivina plaita (нижняя) и Heterostomella foveolata (верхняя) (Кисельман, 1974).

В скважинах 304, 306, 308 Шадринского месторождения может быть прослежена только одна из подзон зоны Spiroplectammina kasanzevi, а именно нижняя подзона Brotzenella praeacuta. В ее составе установлены Adercotryma glomerata (Brady), Spiroplectammina kasanzevi Dain, S. rosula (Ehr.), Siphogaudryina stephensoni distincta Podob., Nodosaria spp., Nodosaria cf. bacillum Defr., Dentalina spp., Guttulina spp., Valvulineria imitata (Olss.), Bolivina incrassata gigantea Wicher, Bolivinoides senonicus Dain, Gavelinella midwayensis (Plumm.), G. danica (Brotz.), G. welleri (Plumm.), Cibicidoides bembix (Marss.), Brotzenella praeacuta (Vass.), Cibicides kurganicus Neck., C. globigeriniformis Neck., C. gankinoensis Neck., Bulimina omskensis Kiss., B. rosenkrantzi (Brotz.), B. ovata Orb. и др. Как было сказано выше, возраст подзоны определяется как начало позднего маастрихта, следовательно, в западных, расположенных вблизи береговой линии разрезах ганькинской свиты из состава отложений может выпадать фрагмент в объеме части верхнего маастрихта.

На южном участке в вышележащих шадринских слоях обнаружены фораминиферы плохой и удовлетворительной сохранности Lenticulina roemeri (Reuss), L. sp., Nodosaria cf. bacillum Defr., Globulina sp., Cibicides sp., Bulimina ovata Orb., Globorotalia pseudobulloides (Orb.), Guttulina trigonula (Reuss) (скв. 304, 306). В скважине 3-К (глубина 110 м), пробуренной на окраине г. Шадринска (Папулов, Умова, 1956) подобный комплекс может иметь несколько иной состав: Globigerina bulloides Orb., G. pseudobulloides Plumm., G. triloculinoides Plumm., G. ex gr. aspera (Ehr.), Globigerinella voluta White, Glomospira charoides (Park. et Jones), Lenticulina romeri (Reuss), Ammodiscus sp., Trochammina sp., Haplophragmoides sp. (определения Ф.В. Киприяновой). Подобный комплекс фораминифер был идентифицирован нами как комплекс Globorotalia pseudobulloides и сопоставлен с комплексом зоны Globigerina taurica Тургая, NP 1– 2, нижний даний (Беньямовский и др., 1989а; Амон, 1990).

На южном участке в породах собственно талицкой свиты микрофоссилии распределены следующим образом: нижняя часть свиты содержит редкие фораминиферы и радиолярии, верхняя часть - споры и пыльцу растений. В скважине 304 фораминиферы и радиолярии установлены в интервале 120.1-132.5 м, споры и пыльца растений в интервале 102.8-119.6 м. Фораминиферы имеют плохую и удовлетворительную сохранность, видовой состав комплекса следующий: Lenticulina roemeri (Reuss), L. sp., Nodosaria cf. bacillum Defr., Bulimina ovata Orb., Globorotalia pseudobulloides (Orb.), Ceratobulimina cretacea Cushm. et Harr., Guttulina trigonula (Reuss), Globulina sp., Eponides sp., E. tenera Orb., Cibicides sp., Glomospirella sp., Rhizammina sp., Haplophragmoides sp., Bimonilina sp., Ammodiscus sp. Встречены переотложенные позднесенонские формы, в том числе Bulimina ovata Orb., Ceratobulimina cretacea Cushm. et Harr., Nodosaria cf. bacillum Defr. Это такой же комплекс Globorotalia pseudobulloides, что был выявлен в шадринских слоях.

На северном участке в отложениях талицкого горизонта выявлены два комплекса фораминифер – нижний комплекс Globorotalia pseudobulloides и верхний комплекс Glomospira gordialiformis – Cyclammina koksuvorovae. Комплекс фораминифер Globorotalia pseudobulloides распространен в низах нижней пачки талицкой свиты, наиболее полно он представлен в скв. 19 (интервал распространения 178.0-185.0 м). Фораминиферы в пробах довольно редки, но сохранность их раковинок удовлетворительная; присутствуют агглютинирующие, секреционные бентосные а также планктонные формы. В составе комплекса установлены Rhabdammina sp., R. irregularis Carp., R. cf. cylindrica Glaesn., Bathysiphon sp., B. rufescens Cushm., B. aff. nodosariaformis Subb., Proteonina sp., P. complanata (Franke), Probotellina distorta Bulat., Glomospira sp., G. charoides (Park.), Reophax difflugiformis Brady, Dentalina cylindrica Lipm., D. obliqua Orb., Reussella paleocenica (Brotz.), Globulina rotundata (Born.), Allomorphina hofkeri Pozar., Nonionella ovata Brotz., Globorotalia pseudobulloides (Plumm.), G. compressa (Plumm.), Globigerina triloculinoides Plumm., G. cf. kozlowskii Brotz. et Pozar., G. trivialis Subb., G. varianta Subb.

В скважинах ЛД-1, 12 рассматриваемый комплекс обеднен по составу за счет не вхождения в него планктонных форм, но полный набор агглютинирующих бентосных фораминифер сохраняется. В данных скважинах интервал распространения комплекса охватывает шадринские слои и низы нижней пачки собственно талицких глин. В скважинах 16, 18 комплекс не выявлен.

Вышележащий комплекс фораминифер Glomospira gordialiformis – Cyclammina koksuvorovae наиболее полно представлен в скв. 19 (интервал 161.0-173.0 м). Фораминиферы в пробах редки, сохранность их удовлетворительная; комплекс нацело составлен агглютинирующими бентосными формами. Определены Rhabdammina sp., R. irregularis Carp., R. discreta Brady, R. cylindrica Glaesn., Rhizammina algaeformis Brady, Proteonina cf. complata (Franke), Pelosinella didera Loebl. et Tapp., Technitella spiculitesta Bulat., Hippocrepinella acuta Hoegl., Hyperammina friabilis Brady, Probotellina distorta Bulat., Glomospira gordialiformis Podob., Reophax sp., R. difflugiformis Brady, R. ampullacea Brady, Ammoscalaria sp., A. cf. friabilis (Ehrem.), Haplophragmoides sp., H. granosum Lipm., H. periferoexcavata Subb., Trochammina sp., T. pentacamerata Lipm., T. complanata Lipm., Cyclammina koksuvorovae Uschak. Помимо скв. 19 описываемый комплекс установлен в скважинах 16, 18, 12, 11, но не выявлен в скв. ЛП-1.

Серовские отложения изучаемого района практически не содержат фораминифер. За исключением одного случая, когда в скв. 304 на глубине 91.8 м найдены единичные представители Spiroplectammina spectabilis (Grzyb.), фораминиферы в опоках серовской свиты не были обнаружены. Упомянутый вид – вид с широким возрастным диапазоном в пределах раннего эоцена, в стратиграфии палеогена имеет небольшое значение.

Меловые комплексы фораминифер Gaudryina rugosa spinulosa и Spiroplectammina kasanzevi являются комплексами одноименных фораминиферовых зон, выделяемых в Зауралье и Западной Сибири (Подобина, 1989; Амон, 1997), первый из них, как было сказано выше, имеет раннемаастрихтский, второй – позднемаастрихтский возраст. Данные по фораминиферам свидетельствуют, что местами ганькинская свита подвергалась размыву с уничтожением верхней части свиты (в разрезе скв. 19 северного участка и в скважинах Шадринского месторождения).

Комплекс Globigerina pseudobulloides, интервал распространения которого охватывает шадринские слои и низы талицкой свиты, может быть представлен двумя разновидностями: 1) с присутствием планктонных форм, и 2) с преимущественным развитием агглютинирующего бентоса. Благодаря присутствию планктонных фораминифер, в особенности таких значимых для стратиграфии раннего палеогена форм, как Globigerina triloculinoides Plumm., G. cf. kozlowskii Brotz. et Pozar., G. trivialis Subb., G. varianta Subb., возможны весьма точные и удаленные корреляции. По ним комплекс Globigerina pseudobulloides Среднего Зауралья параллелизуется с ассоциацией датских фораминифер эльбурганского горизонта и свиты Горячего Ключа Кавказа (Субботина, 1950), с комплексом зоны Globoconusa daubjergensis – Subbotina triloculinoides среднего дания Дагестана (Самышкина, 1983), с датским комплексом фораминифер Польши (Pozaryska, 1965), с комплексом зоны Globigerina edita среднего дания Южной Европы (Lamolda et al., 1983), с комплексом зоны Eoglobigerina danica нижнего дания Дании (Bang, 1979), с комплексом датской зоны P1 Globoconusa daubjergensis единой зональной шкалы планктонных фораминифер океанов (Berggren, 1972).

По общности группы видов, таких как G. varianta, G. triloculinoides, R. paleocenica, N. ovata, pacсматриваемый комплекс фораминифер корректно сопоставляется с раннепалеоценовой зоной Cibicidoides incognitus Западной Сибири (Кисельман, 1978). Несколько сложнее обстоит дело при корреляции нашего комплекса с зонами фораминиферовой зональной шкалы палеогена Западной Сибири, разработанной В:М. Подобиной (1998), но некоторые аналогии можно найти при сравнении составов комплексов Globigerina pseudobulloides и Аттоscalaria friabilis, особенно если иметь в виду состав комплекса Аттоscalaria friabilis из скв. I меридионального течения р. Васюган (Подобина, 1998).

Комплекс Globigerina pseudobulloides в той его разновидности, где преобладает агглютинирующий бентос, может быть корректно сопоставлен с комплексом агглютинирующих фораминифер Rzehakina fissistomata раннепалеоценового (датского) возраста из верхов свиты Солан и свиты Беловежа внешнего флиша Карпат (Магура, Чехия) (Bubik et al., 1999). По литологии верхи свиты Солан весьма напоминают талицкий горизонт (такое же тонкое и среднее переслаивание темных глин и глинистых песков), и так же содержат преобладающий агглютинирующий фораминиферовый бентос. Здесь важно то, что зона Rzehakina fissistomata внешнего флиша Карпат имеет совершенно определенную датировку нижней границы – эта зона располагается непосредственно над зонами СС26 (нанопланктон, терминальный верхний маастрихт), Abathomphalus mayaroensis (фораминиферовый планктон, терминальный верхний маастрихт), Amphipyndax tylotus (радиолярии, верхний маастрихт), по кровле отложений которых в регионе проводится граница между мелом и палеогеном.

Выше упоминалось о том, что комплекс Globorotalia pseudobulloides сопоставляется с комплексом зоны Globigerina taurica Северного Тургая, NP 1–2, нижний даний (Беньямовский и др., 1989а; Амон, 1990). Он также может быть сопоставлен с зоной Globoconusa daubjergensis из бельшерской и атанбасской толщ юго-запада Тургайского прогиба (Беньямовский и др., 1993). Согласно данным В.Н. Беньямовского и его коллег, последняя зона отвечает по нанопланктону зоне NP 3, а стратотип датского яруса Ютландии (Дания), охватывает зоны по нанопланктону NP 1–3. Учитывая проведенные корреляции и сопоставления, возраст комплекса Globorotalia pseudobulloides Среднего Зауралья можно определить как датский и, по-видимому, в объеме всего датского яруса.

Комплекс фораминифер Glomospira gordialiformis – Cyclammina koksuvorovae, распространенный в нижней пачке талицкой свиты рассматриваемого участка, является чисто сибирской бореальной ассоциацией фораминифер. Он идентичен комплексу зоны Glomospira gordialiformis – Cyclammina koksuvorovae, выделенной и описанной В.М. Подобиной в центральных и южных районах Западной Сибири. В соответствии с новой зональной шкалой фораминифер палеогена Западной Сибири, разработанной В.М. Подобиной (1998), последняя зона, имеющая ограниченное площадное распространение, рассматривается частью как аналог зоны Ammoscalaria friabilis (зеландий) и, частью, как аналог зоны Glomospira gordialiformis – Cibicidoides favorabilis (танет). Следовательно, возраст комплекса Glomospira gordialiformis – Cyclammina koksuvorovae Зауралья может быть определен в пределах зеландия - части танета, чему не противоречит сонахождение в скв. 18-А диноцист комплекса С. speciosum.

Скелеты радиолярий встречены в меловых и палеоценовых породах в тех же слоях, что и фораминиферы. В породах ганькинской свиты выявлены два комплекса радиолярий, в породах талицкой свиты - один. В низах ганькинской свиты распространен комплекс радиолярий Sethocyrtis tintinabulum, он встречен в отложениях, охарактеризованых комплексом фораминифер Gaudryina rugosa spinulosa, и в настоящей работе не рассматривается. Вышележащий комплекс радиолярий Diacanthocapsa foveata – D. ancus встречен в отложениях, охарактеризованных фораминиферами комплекса Spiroplectammina kasanzevi. Скелеты радиолярий немногочисленны, имеют удовлетворительную и плохую сохранность, в составе комплекса определены Cenosphaera sp., C. minor Lipm., Cromyodruppa sp., C. cf. concentrica Lipm., Orbiculiforma sp., O. maxima Pess., O. renillaeformis (Camp. et Clark), O. australis Pess., Patellula verteroensis Pess., Porodiscus sp., P. vulgaris Lipm., P. delicatulus Lipm., Tholodiscus cf. fresnoensis (Forem.), Crucella sp., Theocapsomma sp., T. comys Forem., Diacanthocapsa sp., D. ancus (Forem.), D. foveata Kozl., Amphipyndax sp., A. tylotus Forem., Stichocapsa asymbatos (Forem.), Dictyomitra multicostata Zittel. Комплекс установлен в скважинах 12, 18. В Зауралье данный комплекс радиолярий имеет возрастную датировку в пределах позднего маастрихта (Козлова, 1977; Амон, 1997). По группе видов, таких как A. tylotus, T. comys, S. asymbatos, O. renillaeformis, данный комплекс корректно сопоставляется с зоной Amphipyndax tylotus внешнего флиша Карпат (Bubik et al., 1999), где в районе Магуры зона Amphipyndax tylotus имеет четкую позднемаастрихтскую датировку по нанопланктону и планктонным фораминиферам.

Радиолярии в отложениях талицкой свиты представлены плохо, они единичны, сохранность их скелетов варьирует от плохой до очень плохой, и редко среди них возможны родовые и видовые определения. Интервал распространения приурочен главным образом к низам талицкой свиты (в скв. 19 интервал 178.0-184.0 м, скв. 18 инт. 158.0-171.0 м, скв. 16 инт. 117.0-151.0 м, скв. 12 инт. 200.0-209.0 м. скв. 11 гл. 204.5), охватывает интервалы распространения фораминиферовых зон Globorotalia pseudobulloides и Glomospira gordialiformis – Cyclammina koksuvorovae. B составе комплекса определены Cenosphaera sp., C. cf. irregularia Boriss., C. cf. micra Boriss., C. cf. pila Boriss., Carposphaera sp., Cenellipsis cf. variabilis Boriss., Cenodiscus cf. mirus Boriss., C. cf. magnus Boriss., C. cf. longus Boriss., Trochodiscus cf. aculeatus Boriss., Porodiscus sp., P. libum (Boriss.), Spongodiscus sp., S. cf. tritus Boriss., Stylotrochus sp., Cromyodruppa sp., C. singularia Boriss., Cromyocarpus ovatus Grig. Данный комплекс радиолярий соответствует зоне Cromyocarpus ovatus раннепалеоценового возраста, выделенной А.И. Григорьевой в нижнепалеогеновых отложениях Зауралья (Григорьева, 1975), его возрастная датировка может быть определена в пределах дания – зеландия.

Выше в отложениях талицкой свиты радиолярии практически отсутствуют, в пробах они представлены в единичных знаках (например, в скв. 18 инт. 150.0–154.0 м); сохранность их скелетов совершенно неудовлетворительная, первичный органогенный опал скелетов перекристаллизован и замещен кристаллическим кварцем или халцедоном.

МИКРОФИТОПЛАНКТОН – ЦИСТЫ ДИНОФЛАГЕЛЛЯТ

Диноцистами охарактеризованы отложения ганькинской свиты, представленные некарбонатными разностями, и отложения талицкой свиты по всем опробованным на микрофитопланктон разрезам скважин северного участка, разрез Першинского карьера и скв. ИГ-32 южного участка.

В осадках кровли ганькинской свиты скв. ЛД-1 установлен комплекс микрофитопланктона диноцист Thalassiphora pelagica – Spiniferites comutus cornutus, содержащий серию исключительно позднемеловых видов Disphaerogena carposphaeropsis O. Wetz., Senoniasphaera protrusa Clarke et Verd., Scriniodinium campanulum Gocht, Spongodinium delitiense Morg., Palaeotetradinium silicorum Defl. Кроме того, часть видов появляется в позднем маастрихте и распространена стратиграфически выше, это Thalassiphora pelagica Eis., Spiniferites cornutus cornutus Gerl., Senoniasphaera inomata (Drugg) Stover et Evitt, Muratodinum fimbriatum Drugg. Перечисленные виды, как было показано на типовых разрезах, имеют важное стратиграфическое значение для позднего маастрихта и обозначения границы мел/палеоген (Hansen, 1977, Wilson, 1987; Firth, 1987).

Талицкий горизонт опробован на диноцисты по скважинам ЛД-1, 18-А, Елань - 8, 91, 11. Нижняя подсвита талицкой свиты и шадринские слои охарактеризованы ассоциацией микрофитопланктона с Senoniasphaera inornata, которая содержит более 50 таксонов, со следующими стратиграфически значимыми видами: Carpatella cornuta Grig., Cribroperidinium wetzelii (Lejeune-Carp.) Sarj., Danea californica Cooks. et Eis., Fibradinium annetorpense Morg., Fibrocysta ovalis (Hansen) Lent. et Will., Spiniferites septatus Cooks. et Eis., Scuticulabolus lapidaris (O. Wetz.) Loebl., Palaeocystodinium benjamini Drugg., P. lidiae (Gorka) Dav., P. bulliformum Ioann., P. golzowenze Alb., Palaeoperdinium pyrophorum (Ehr.) Sarj., Phelodinium magnificum (Stenley) Stov. et Evitt, Senoniasphaera inornata (Drugg) Stover et Evitt, Spiniferites cornutus (Gerl.) Sarj., Spinidinium clavus Harl., Thalassiphora pelagica (Eis.) Eis. et Gocht, Th. delicata Will. et Down., Trithyrodinium evittii Drugg, Xenicodinium spp.

В комплексе Senoniasphaera inornata, наряду с присутствующими здесь позднемаастрихтскими видами, большое развитие получают те виды датского возраста, которые широко используются для межрегиональных корреляций и сопоставлений: C. cornuta, D. californica, F. ovalis, виды Xenocodinium (Hansen, 1977; Firth, 1987). Поэтому зауральскую ассоциацию Senoniasphaera inornata можно считать типичной датской по возрасту, а присутствие в комплексе вида Carpatella cornuta свидетельствует о самых ранних этапах датской эпохи. В соответствие с обобщениями А.Дж. Павелл, стратиграфическое распространение С. cornuta ограничено интервалом нанопланктонных зон NP 1 – NP 2 (часть) (Powell, 1992). В Среднем Зауралье стратиграфически нижние интервалы талицкой свиты, включая шадринские слои, содержат вид Carpatella cornuta, что дает основание предполагать отсутствие значительного регионального перерыва в основании палеоцена. Помимо Среднего Зауралья, описываемая ассоциация диноцист Senoniasphaera inornata установлена нами в Северном и Южном Зауралье, северной части Тургайского прогиба. Пыльца и споры растений в этой части разреза палеоцена единичны.

Выше, в породах верхней подсвиты талицкой свиты установлена ассоциация микрофитопланктона с Alterbidinium circulum – Cerodinium speciosum со следующими компонентами: Alterbidinium circulum (Heilm.-Claus.) Lent. et Will., A. minus (Alb.) Lent. et Will., Cerodinium speciosum (Alb.) Lent. et Will., C. markovae (Vozzh.) Lent. et Will., (Alb.), C. depressum (Morg.) Lent. et Will., C. striatum (Drugg) Lent. et Will., Deflandrea denticulata Lent. et Will., Fromea laevigata Drugg, Fibradinium annetorpense Morg., Isabelidinium acuminatum (Cooks. et Eis.) Stov. et Evitt, Palaeocystodinium australinum (Cooks.) Lent. et Will., P. lidiae (Gorka) Dav., P. golzowense Alb., Palaeocystodinium sp. A, Palaeoperidinium pyrophorum (Ehr.) Sarj., Palaeotetradinium minusculum (Alb.) Stover et Evitt, Phelodinium magnificum Stanley, Senegalinium ?dilwynense (Cooks. et Eis.) Stov. et Evitt, Spinidinium densispinatum Stanley.

Комплекс данного систематического состава имеет широкое географическое распространение в талицкой свите и ее аналогах в Зауралье (Васильева, 1990). Ассоциации с Cerodinium speciosum выделялись в Западной Сибири, Тургае, в палеоценовых отложениях верхнестрыйской свиты Скибовой зоны Украинских Карпат, инкерманской свиты Крыма, свиты Горячего Ключа Северного Кавказа (Андреева-Григорович, 1991; Кулькова, Шацкий, 1990; Ильина и др., 1991). Близкие по составу ассоциации диноцист описаны К. Хейлманн-Клаузен в основании типового разреза зеландия в Центральной Ютландии, Дания (зоны 1 и 2), на основании чего ассоциацию с Cerodinium speciosum обычно считают зеландской или даже танетской (Heilmann-Clausen, 1985, Powell, 1988). Несмотря на то, что большинство видов этого комплекса известно в зеландии, следует сказать, что зеландская, и тем более, танетская датировки вызывают сомнение, так как более тщательный анализ распространения отдельных таксонов диноцист в этом комплексе позволяет иначе оценить его возраст.

К такому выводу приводят следующие наиболее важные аргументы. Во-первых, характерный вид Alterbidinium circulum известен исключительно из отложений кровли датских известняков в районе стратотипа (Heilmann-Clausen, 1985). В зеландских отложениях этот вид практически не встречается, равно как и некоторые другие виды (S. densispinatum, S. clavus, S. ?dilwynense, I. acuminatum). Во-вторых, вид С. speciosum установлен в основании толщи "Kerteminde marl" собственно разреза зеландия, но С. speciosum и A. circulum совместно уже не встречаются (Heilmann-Clausen, 1985). В зауральских разрезах эти два вида появляются в толще талицкой свиты почти одновременно и стабильно "проходят" параллельно вверх по разрезу. Вероятнее всего, что С. speciosum появляется стратиграфически ниже, чем зеландий, в том интервале, на уровне которого в стратотипических разрезах фиксируется перерыв. Дополнительным аргументом в пользу этого является зональная шкала А.С. Андреевой-Григорович для Крыма и Кавказа, в которой основание зоны C. speciosum совпадает с основанием нанопланк-

Система	Отдел	Подотдел	Apyc	Дал зонл	нная работа: ы/комплексы	(Скв. ЛД-1	Скв. 18-А	Скв. Елань-8	Скв. 91	Карьер Першинский	Свиты Зауралыя
					A. homo- morphum		A. homo- morphum			Нет проб	A. homo- morphum	сров- кая
R		ний	Танет	E	A. margarita		Hambou		Нет керна		A. margarita	
алеогенова	Палеоцен	Bepx	еландий .	C. speciosu	I. viborgense		пет зон	Нет зон		C. speci- osum		Кая
П			Зел		A. circulum	A	. circulum		A. circulum		Нет	лиц
		ий	ıй		S. inornata	e.	5. inornata	S. inornata	S. inornata	Нет проб	отложение	Тай
		Нижни	Дань		C. cornuta		C. cornuta			S. inornata/C. cornuta		
Меловая	Верхний		Th. pela cornutus	. pelagica – S. nutus cornutus	Th corr	pelagica – S. autus cornutus		Нет зон	Нет проб		Ганькинская	

Таблица 1. Распространение комплексов диноцист в излученных разрезах

Примечание. Скважины пробурены на северном участие, Першинский карьер расположен на южном участке. Серым цветом показан стратиграфический хиатус.

тонной зоны NP 4 Ellipsolithus macellus, то есть расположено стратиграфически ниже основания зеландия (Андреева-Григорович, 1985).

Повсеместно в Зауралье одновременно с появлением в разрезе талицкой свиты охарактеризованного выше комплекса Alterbidinium circulum – Cerodinium speciosum в мацератах, выделенных из породы, среди палиноморф начинают появляться и количественно доминировать споры и пыльца растений. Палинокомплекс Trudopollis menneri – Anacolosidites insignis – Inaperturopollenites – Stereisporites установлен практически во всех точках опробования верхней подсвиты талицкой свиты северного участка и совпадает с интервалом распространения данного комплекса диноцист. Заметим дополнительно, что по материалам из скважин северного участка изучаемого района и других районов Зауралья отмечается определенная закономерность в стратиграфическом распространении и соотношении диноцист и спорово-пыльцевых остатков: в отложениях нижней подсвиты талицкой свиты доминируют диноцисты, в отложениях верхней подсвиты – споры и пыльца наземных растений. Эта особенность не входит в противоречие с данными, полученными по фораминиферам и радиоляриям и может служить прямым указанием на то, что море Зауралья в конце раннего палеоцена испытало кратковременную регрессию.

Стратиграфически более высокие горизонты распространения ассоциации микрофитопланктона с Cerodinium speciosum, включающие вид Isabelidinium? viborgense Heilm.-Claus., по всей вероятности, следует сопоставлять с собственно зеландским ярусом. В зауральских разрезах подобная ассоциация с Isabelidinium? viborgense – Cerodinium speciosum выявлена в верхах талицкой свиты (скв. ИГ-32 и другие скважины, пробуренные южнее вне пределов рассматриваемого района). Состав этого комплекса во многом носит унаследованный характер; важно, что в нем отсутствуют как Alterbidinium circulum, так и Alisocysta margarita (последний – зональный вид танетского яруса в стратотипе).

Ассоциация с Alisocysta margarita выявлена нами недавно в двухметровой темноокрашенной толще чередующихся прослоев глины и гравелита талицкой свиты и в нижней части опок серовской свиты в разрезе карьера у пос. Першинское Далматовского района Курганской области (Ахметьев и др., 2001). Комплекс микрофитопланктона Alisocysta margarita включает вид-индекс, кроме него – Lentinia wetzelii (Morg.) Bujak, Deflandrea dissoluta Vozzh., серию унаследованных видов: Deflandrea denticulata Alb., Cerodinium leptodermum (Vozzh.) Lent. et Will., C. medcalfii (Stov.) Lent. et Will., C. speciosum (Alb.) Lent. et Will., Senegalinium obscurum (Drugg) Stov. et Evitt и другие,

Меловая					Пале	огенова	я						÷	Система
Верхний					Па	леоцен		<u> </u>						Отдел
-		Нижн	ний					Верх	ний					Подотдел
Маастрихт верхний		Дани	ИЙ		Зел	андий				Тан	ет			Ярус
······································		P1		P2	P3				P4				P5	Планктонные фораминферы, зоны ОСШ
	NP1 NP2	NP	3	NP4	1	NP5	NI	P6	NP7	NF	8	N	P9	Нанопланктон, зоны ОСШ
	D1		D	2		D3				D4		D	5a	Диноцисты, зональный стан- дарт СЗ. Евпропы
P. grallator	D	anea mu	utabilis											Пиноцисты по Hapsen 1977
Th. pelagica	Ch. inorna	atum	H. cry vesicu	ypto- ulata				Нет	зон					Зоны/подзоны
	D. cal	ifornica												
	C. cornu	uta C.	. stri- tum		C.	speciosur	n			A	. homo	omorp	hum	Григорович, 1991
Th. pelagica – S. comutus comutus	S. in	ornata				C. spec	ciosum	1				A. h	omo-	Диноцисты, данная работа,
	C. cornuta			A. cire	culum	I. vibo	orgrnse	9	A	. margai	ita	mor	hum	Зоны/комплексы
Spiroplectammina kasanzevi – Bulimina rosenkrantzi			Am	imoscalar	ia friabilis				Glor C	nospira ibicidoi	gordia les fav	liform oribili	is – s	Фораминиферы, зональная шкала Западной Сибири по Подобина, 1989, 1998, с изме- нениями
Spiroplectammina kasanzevi	Globo pseudo	orotalia bulloide	es	Glomo	ospira gordial	iformis –	Cycla	ımmiı	na kok	suvorov	ae	Нет	зон	Фораминиферы, зоны, данная работа
Ганькинская			• •		Талицкая									
Верхняя пачка	Шадрин- ские слои	1	Нижня	я		В	ерхня	я				еровс	кая	Пачки, слои

Таблица 2. Схема корреляции комплексов микрофоссилий Среднего Зауралья с одновозрастными аналогами

АМОН и др.

стратиграфически менее значимые виды. Эта же ассоциация была выявлена в песчанистых отложениях соколовской толщи северной части Тургайского прогиба (Васильева, 1994). Отложения соколовской толщи в разрезах карьеров Соколовский, Белинский охарактеризованы многочисленными группами микрофоссилий, включая нанопланктон зоны NP 8 Heliolithus riedeli, и надежно датируются ранним танетом (Беньямовский и др., 1989б). Поэтому зауральская ассоциация диноцист Alisocysta margarita, характеризующая песчанистые отложения кровли талицкой и основания серовской свиты, имеет раннетанетский возраст. Отметим, что стратиграфическое распространение вида Alisocysta margarita coвпадает с верхним интервалом стратиграфического распространения вида Cerodinium speciosum. Таким образом, анализ состава комплексов микрофитопланктона талицкой свиты Зауралья дает основание полагать, что, во-первых, постоянно используемая в стратиграфических схемах зона Cerodinium speciosum, является сборной и нерасчлененной. Во-вторых, основание этой зоны, содержащей комплекс Alterbidinium circulum Cerodinium speciosum, должно быть датировано видом A. circulum, достоверно появляющимся в кровле дания стратотипической местности. Вероятно, ассоциация A. circulum – C. speciosum coorветствует возрасту монской эпохи. В-третьих, в толще верхней подсвиты талицкой свиты Зауралья возможно выделение собственно зеландского комплекса микрофитопланктона с Isabelidinium ?viborgense. Отложения кровли талицкой свиты и основание перекрывающей ее серовской свиты вмещают раннетанетскую ассоциацию с Alisocysta margarita. Следует подчеркнуть, что все три ассоциации совпадают с интервалом стратиграфического распространения зонального вида Cerodinium speciosum. Наиболее устойчиво в разрезах скважин встречается ассоциация с Alterbidinium circulum (табл. 1, 2). Для анализа распространения других комплексов микрофитопланктона необходимо изучение дополнительных материалов.

Вышележащие опоки серовской свиты в разрезах скважин Среднего Зауралья чаще всего диноцистами детально не охарактеризованы. В скв. ЛД-1 и на а юге рассматриваемой территории в Першинском карьере, в скв. ИГ-32, пробуренной вблизи пос. Новопетропавловское Курганской области, из толщи серовской свиты был выделен комплекс микрофитопланктона Apectodinium homomorphum – Cerodinium speciosum glabrum. Данный комплекс широко географически распространен в Южном Зауралье и в Северном Тургае, например в глинисто-опоковой пачке, залегающей на песчаниках соколовской толщи (Беньямовский и др., 19896; Васильева, 1994). Не проводя детальных сопоставлений, отметим, что позднетанетский возраст этого комплекса не вызывает сомнений. Корреляция разрезов по диноцистам и установленных зон показана в таблицах 1, 2.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные по стратиграфии раннепалеогеновых отложений Среднего Зауралья, изложенные в настоящей статье, показывают, что реальная стратиграфия и позднемеловых и палеоценовых отложений сложнее, чем это обычно представляется во многих обобщающих работах. Рассмотренный профиль скважин, пробуренных субмеридионально вдоль восточного склона Урала на удалении 30-120 км от горной части Урала, добавляет много новой информации о геологическом строении мелового-палеогенового разрезов, об особенностях распространения фоссилий, о комплексах и зонах руководящих ископаемых форм. Гипсометрический анализ положения подошвы талицкой свиты и литологический анализ осадков ганькинской свиты позволяют утверждать, в районе г. Ирбита (несколько юго-восточнее него) располагается выступ палеозойского фундамента, куполообразная меридионально вытянутая структура, которую профиль скважин пересек почти вкрест. Вероятно, это юго-восточный фланг Серовско-Ивдельского тектонического уступа, рассекавшего палеогеновые (возможно и меловые) трансгрессии, шедшие с северо-востока (рис. 4).

На рассматриваемой территории Среднего Зауралья в некоторых местах маастрихт и палеоцен могут быть выражены не в полных объемах. Полные объемы ганькинской и талицкой свит на- . блюдались в Южном Зауралье и восточнее в Западной Сибири. В более западных разрезах скважин (Шадринское месторождение) из разреза ганькинской свиты может выпадать часть позднего маастрихта. В скважинах, пробуренных в районе г. Ирбита, может отсутствовать часть верхнеталицкой пачки, заключающая комплекс фораминифер Glomospira gordialiformis – Cyclammina koksuvorovae. Напротив, нижнеталицкие отложения представлены повсюду. Наличие базального гравийно-галечного горизонта в подошве талицкой свиты, широкое распространение нижнеталицких отложений, по площади большее, чем распространение ганькинских отложений, а также характер осадков приводят к заключению, что палеоценовая трансгрессия моря была мощнее и активней, чем меловая. Раннепалеоценовая трансгрессия обусловлена общим эвстатическим повышением уровня вод Мирового океана. В рассматриваемом районе, судя по изменению характера осадков талицкой свиты и по составам комплексов микрофауны и фитопланктона, к концу раннего палеоцена трансгрессия несколько ослабевает или даже переходит в регрессию, зеландская и раннетанетская волны трансгрессий не отражены



Рис. 4. Схематический профиль по пробуренным скважинам в меридиональном направлении юг-север. Линия корреляции проведена по подошве талицкой свиты. Скв. 304 расположена на южном участке, Туринская и другие скважины – на северном. 1–6 – свиты и пачки: 1 – серовская, 2 – талицкая, 3 – нижняя пачка талицкой свиты, 4 – верхняя пачка талицкой свиты, 5 – шадринские слои, 6 – ганькинская.

повсеместно и наиболее мощно трансгрессия проявляется в позднетанетское (серовское) время.

Раннепалеоценовая трансгрессия, начало которой датируется данием, в первой своей датской фазе имела активный "ударный" характер; быстро прибывавшее море эродировало палеозойские скалы близкого берега, а также дно мелкого бассейна, которое повсюду было выполнено маастрихтскими осадками ганькинской свиты. Часть смытого ганькинского материала выносилась за пределы территории, а часть, "разбавленная" терригенным сносом с запада и северо-запада, местами переотлагалась in situ, образуя маломощный прослой шадринских голубоватых некарбонатных глин (напомним факт, что в шадринских глинах и в подошве талицких глин встречены переотложенные "потертые" маастрихтские фораминиферы). Поскольку процесс переотложения был кратковременным, шадринские слои имеют очень незначительное площадное распространение. Похоже, что размыв верхов ганькинских отложений - явление довольно распространенное в окраинных частях Западносибирского бассейна. Подобный размыв, более значительный по масштабам, достигавший в отдельных случаях половины маастрихта, наблюдался на юго-востоке Западной Сибири (Подобина, 1998). Описанная общегеологическая ситуация согласуется с планетарной моделью датского яруса и границы мел/палеоген, разработанной Д.П. Найдиным и подтвержденной М.А. Ахметьевым (Найдин, 1985; Найдин, Беньямовский, 1988; Ахметьев и др., 2001).

Для детальной стратиграфии талицкого горизонта ведущее значение имеют фораминиферы и цисты динофлагеллят. На границе ганькинской и талицкой свит, особенно в тех случаях, когда в разрезах отсутствуют шадринские слои и датский фораминиферовый планктон, смена составов фораминиферовых ассоциаций настолько резка, что это позволяет ставить вопрос о массовом вымирании здесь фораминиферовой биоты в конце маастрихта.

Фораминиферовые комплексы и зоны, распространенные в маастрихтских и палеоценовых отложениях изучаемой территории хорошо представлены, разнообразны в отношении видового состава, выдержаны на площади распространения, не имеют возрастного "скольжения", легко распознаются, не образуют "перекрывания" границ и являются надежными возрастными маркерами. Многие из них или их аналоги могут быть прослежены на значительные расстояния как в Западной Сибири, так и за ее пределами. Ассоциации радиолярий играют вспомогательную стратиграфическую роль. Талицкий комплекс радиолярий Cromyocarpus ovatus, почти нацело составленный перитетическими видами юга Русской платформы, хотя и имеет в районе довольно широкое площадное распространение, в пробах почти всегда представлен формами с плохой сохранностью. Не совсем ясен его стратиграфический возраст и, если нижняя граница зоны Cromyocarpus ovatus может быть уверенно совмещена с нижней границей дания, то положение верхней границы точно не определено, она может проходить где-то внутри зеландия, либо может быть совмещена с кровлей зеландия.

В отложениях талицкого горизонта Зауралья возможно выделение четырех стратиграфически значимых комплексов микрофитопланктона. Нижним из них является комплекс Senoniasphaera inornata датского возраста с характерным видом Carpatella cornuta, фиксирующим основание датского яруса. Выше, в пределах выделяемой ранее зоны Cerodinium speciosum, установлены: комплекс Alterbidinium circulum, соответствующий стратиграфическому уровню монса; комплекс Isabelidinium ?viborgense зеландского возраста и комплекс Alisocysta margarita раннетанетского возраста. Последний характеризует отложения кровли талицкого и основания серовского горизонтов. Расположенные выше толщи серовского горизонта охарактеризованы позднетанетским комплексом Apectodinium homomorphum - Cerodinium speciosum glabrum, соответствующем стандартной зоне Apectodinium hyperacanthum (табл. 2).

Зубы акуловых и скатовых рыб (селахий) встречаются в разрезах скважин очень редко, однако это не означает, что в прибрежных водах палеоценового западносибирского моря они не обитали или были угнетены; блестящий пример обилия селяхиевой фауны дает разрез Першинского карьера. Селахиазоны палеоцена пока еще являются в некоторой степени "палеонтологической экзотикой", но накопленный к настоящему времени объем сведений по распространению селахий в отложениях палеогена Евразии позволяет использовать селахиазоны в качестве надежного инструмента межрегиональных и субглобальных корреляций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Амон Э.О. Схема стратиграфии меловых отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой). Екатеринбург, 1997. С. 27–60.

Андреева-Григорович А.С. Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону. Автореф. дис.... докт. геол.-мин. наук. Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, 1991. 47 с.

Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О. и др. Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 2. С. 30–57.

Беньямовский В.Н., Левина А.П., Найдин Д.П. и др. Новые данные о морских палеогеновых отложений Тургайского прогиба // Геология и геофизика. 1989а. № 9. С. 47-56.

Беньямовский В.Н., Левина А.П., Пронин В.Г. и др. Палеоценовые отложения в Тургайском прогибе // Изв. вузов. Геология и разведка. 19896. № 10. С. 3–14.

Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П., Пронин В.Г. Палеоген Южного Зауралья. Ст. 1. Палеоген Южной части Тургайского прогиба // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 22–56.

Васильева О.Н. Палинология и стратиграфия морских отложений палеогена Южного Зауралья. Свердловск: УрО РАН, 1990. 54 с.

Васильева О.Н. Диноцисты верхнего палеоцена в соколовской толще Тургайского прогиба // Палинологические критерии в биостратиграфии Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1994. С. 109–113.

Васильева О.Н., Амон Э.О., Железко В.И. Диноцисты, фораминиферы и стратиграфия талицкой свиты (палеоцен) в Среднем Зауралье // Ежегодник-2000 Ин-та геол. и геохим. УрО РАН. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 3–10.

Григорьева А.И. Радиолярии верхнего мела и палеогена восточного склона Урала и Зауралья // Труды Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР. Вып. 119. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 102–110.

Ильина В.И., Кулькова И.А., Лебедева Н.К. Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. 193 с.

Кисельман Э.Н. Верхнемеловые комплексы фораминифер зоны Spiroplectammina kasanzevi восточной части Западно-Сибирской равнины // Труды СНИИГ-ГИМС. 1974. Вып. 192. С. 122–127.

Кисельман Э.Н. Комплексы фораминифер палеогеновых отложений Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 41–50.

Козлова Г.Э. Особенности зональных комплексов радиолярий маастрихта // Тез. докл. VIII Всесоюзн. микропалеонтол. совещ. М.: ГИН АН СССР, 1977. С. 84– 85.

Кулькова И.А., Шацкий С.Б. Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 25–31. Найдин Д.П. Граница мела и палеогена: стратиграфические аспекты // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1985. Т. 60. Вып. 5. С. 71–85.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О верхнем ограничении датского яруса. Статья 1. Стратотипы ярусов палеоцена // Изв. вузов. Геологи и разведка. 1988. № 10. С. 3–15.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Вестн. МГУ. 1984. Серия 4. Геология. № 5. С. 3–15.

Папулов Г.Н., Ситникова З.И. Мезозойские и палеогеновые отложения района Туринской опорной скважины в Среднем Зауралье // Тр. Ин-та геол. и геохим. УФ АН СССР. Вып. 68. 1964. 98 с.

Папулов Г.Н., Умова Л.А. Меловые и палеогеновые отложения правобережья р. Исети в пределах Шадринского района // Сборник по вопросам стратиграфии № 3. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 178–186.

Подобина В.М. Фораминиферы и зональная стратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Издво ТГУ, 1989. 232 с.

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 1998. 338 с.

Самышкина К.Г. Фораминиферы и стратиграфия меловых отложений Восточного Кавказа. М.: Наука, 1983. 168 с.

Субботина Н.Н. Микрофауна и стратиграфия эльбурганского горизонта и горизонта Горячего Ключа // Тр. ВНИГРИ. Вып. 51. 1950. С. 5–112.

Bang I. Foraminifera in the Lowermost Danian of Denmark // Cret.-Tert. Boundary events. V. 1. Copenhagen, 1979. P. 108-115.

Berggren W.A. Cenozoic time scale – Some implications for regional geology and paleobiogeography // Lethaea. 1972. V. 5. № 2. P. 195–215.

Bubik M., Bak M., Svabenicka L. Biostratigraphy of the Maastrichtian to Paleocene distal flysch sediments of the Raca unit in the Uzgrun section (Magura group of Nappes, Czech Republic) // Geol. Carpathica. 1999. V. 50. $N \ge 1$. P. 33–48.

Firth J.V. Dinoflagellate biostratigraphy of the Maastrichtian to Danian interval in the US Geological Survey Albany core, Georgia, USA // Palynology. 1987. № 11. P. 199–216.

Hansen J.M. Dinoflagellate stratigraphy and echinoid distribution in Upper Maastrichtian and Danian deposits from Denmark // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1977. V. 26. P. 1–26.

Heilmann-Clausen C. Dinoflagellate stratigraphy of the Uppermost Danian to Ypresian in the Viborg 1 borehole, Central Jutland, Denmark // Geol. Surv. Denmark. 1985. Ser. A. № 7. 69 p.

Lamolda M.A., Crue-Etxelarria X., Proto-Decima F. The Cretaceous – Tertiary boundary in Sopelana (Biscay, Basque Country) // Zitteliniana. 1983. V. 10. P. 663–670.

Powell A.J. A modified dinoflagellate cyst biozonation for Latest Palaeocene and Earlist Eocene sediments from the central North Sea // Rev. Palaeobot. Palynol. 1988. V. 56. \mathbb{N} 3/4. P. 327–344.

Powell A.J. Dinoflagellate cysts of the Tertiary/Ed. Powell A.J.: A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts //British Micropaleontol. Soc. Publ. Ser. London. 1992. P. 155–251.

Pozaryska K. Foraminifera and biostratigraphy of the Danian and Montian in Poland // Paleontol. Polonica. 1965. № 14. 156 p.

Wilson G.J. Dinoflagellate biostratigraphy of the Cretaceous – Tertiary boundary, Mid-Waipara River section, North Canterbury, New Zealand // N.Z. Geol. Surv. Rec. 1987. № 20. P. 8–15.

> Рецензенты Г.Н. Александрова, М.А. Ахметьев

УДК. 563.12:551.78/79 (261)

БИОСТРАТИГРАФИЯ ПЛИОЦЕН-НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СКВАЖИНЫ 677А И ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

© 2003 г. Н. В. Бубенщикова

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва Поступила в редакцию 19.07.2000 г., получена после доработки 23.11.2000 г.

Петально изучены планктонные фораминиферы из плиоцен-нижнечетвертичных отложений скв. 677А Проекта глубоководного бурения. Показано, что большинство обнаруженных зональных таксонов являются надежными биостратиграфическими реперами. В интервале 30-210 м выделены зоны по планктонным фораминиферам с PL1b по Pt1 по сводной шкале В.Бергтрена (Berggren et al., 1995). Изменения комплексов планктонных фораминифер из отложений скв. 677А тесно связаны с климатически контролируемым развитием поверхностных водных масс восточно-экваториальной Пацифики в течение 4.6-0.65 млн. лет назад. Резкое уменьшение содержания экваториально-тропических видов около 3.4 млн. лет назад коррелирует с прекращением поверхностного водообмена между тропическими областями Тихого и Атлантического океанов в результате образования Центрально-Американского перешейка. Для восстановления поверхностных температур использован палеотемпературный метод М.С. Бараша (Бараш, 1970). Максимальные температуры реконструированы в конце раннего плиоцена (26.4°С) и в позднем плиоцене (26.6°С), а минимальные – в начале раннего плиоцена (18.4°С), в середине позднего плиоцена (19.6°С). Холодные события отмечались: 4.6-4.3, 2.8-2.5 и 1.7-1.2 млн. лет назад, а теплые: 4.3, 4.18-3.4, 2.5-2.3 и 1 млн. лет назад. В целом, середина раннего плиоцена, середина позднего плиоцена и начало плейстоцена характеризуются холодноводными условиями, а окончание раннего и позднего плиоцена тепловодными условиями.

Ключевые слова. Планктонные фораминиферы, плиоцен-четвертичные отложения, биостратиграфическое распространение, датировочные уровни, палеоклиматические события, палеотемпературы.

введение

История развития восточно-экваториальной Пацифики в течение позднего неогена неоднократно становилась объектом для исследований палеоокеанологов (Saito, 1976; Keigwin, 1982a; 1982b; Prell, 1985; Farrell, Prell, 1991; Ушакова и др. 1995). Была показана климатическая роль образования Центрально-Американского перешейка в изменениях поверхностной и глубоководной циркуляции в этом регионе и Мировом океане (Keigwin, 1982b; Haug, Tiedemann, 1998). Изменения гидрологических условий в Панамском бассейне исследуются в настоящей работе с использованием детальной зональной стратиграфии и метода палеотемпературного анализа данных о количественном распределении планктонных фораминифер в плиоцен-нижнечетвертичных отложениях скважины 677А.

Современная поверхностная циркуляция в Панамском бассейне определяется преимущественным влиянием Перуанского течения (ветви Южного Пассатного течения) или Экваториального (Межпассатного) противотечения (рис. 1) (Тихий океан, 1981). Калифорнийское течение с севера, а Перуанское – с юга транспортируют в этот регион океана холодные воды, которые, достигая экватора, поднимаются к поверхности, образуя апвеллинг у берегов Америки. Этот апвеллинг совпадает с Экваториальной дивергенцией. Среднегодовая температура в регионе составляет 24°С (Тихий океан, 1981), однако сезонные изменения компонентов системы циркуляции обуславливают колебания поверхностной температуры в Панамском бассейне (в пределах 50 м) от 17° до 27°С (Levitus, 1982). Динамичный океанографический режим, характерный для восточно-экваториальной Пацифики в целом, обеспечивает существование широтного пояса (от 4°ю.ш. до 2°с.ш.) высокой биологической продуктивности и необычную для экваториальных районов ассоциацию планктонных организмов: в планктонных ловах поверхностных осадках тропические виды фораминифер наблюдаются вместе с холодноводными видами (Thunnel, Reynolds, 1984; Chen, Prell, 1998).

В Панамском бассейне расцвет вида Neogloboquadrina (N.) dutertrei, а также максимумы содержаний видов N. pachyderma dex. и Globorotalia (Gr.) menardii наблюдаются в течение февраля-марта, когда апвеллинг наиболее интенсивен и ассоциируется с неглубоким термоклином и низкими по-



Рис. 1. Схема поверхностной циркуляции восточноэкваториальной Пацифики (Тихий океан, 1981) и местоположение скважины 677А.

ЮПТ – Южное Пассатное течение; ЭПТ – Экваториальное противотечение; ПТ – Перуанское течение; ЮТФ – Южный тропический фронт; ЭФ – Экваториальный фронт; СбЭФ – Субэкваториальный фронт; стрелками указаны направления течений, точками – положение фронтов.

верхностными температурами (табл. 1). Другая группа планктонных фораминифер: виды Globigerinita (Gt.) glutinata, Globigerinoides (Gs.) ruber, Globigerina (G.) bulloides образует максимальные концентрации летом и связана с более глубоким термоклином и высокими поверхностными температурами (Thunnel, Reynolds, 1984). Преобладание видов, развитых в современном Панамском басссейне (табл. 1) в комплексах планктонных фораминифер из плиоцен-четвертичных отложений, может служить индикатором гидрологических условий близких современным.

материалы и методы

Скважина 677А (1°12.14' с.ш., 83°44.22' з.д.) была пробурена в рейсе 111 проекта ОDP на юж-

Таблица 1. Соотношение видов планктонных фораминифер в седиментационных ловушках в Панамском бассейне (Thunnel, Reynolds, 1984).

Виды	Диапазоны концентраций, (%)	Средние концентрации, (%)
N. dutertrei	7.0–59.5	27.23
Gt. glutinata	5.3-43.5	23.53
Gs. ruber	4.6-26.8	14.88
G. bulloides	0.6–19.0	13.32
Gr. menardii	1.1–9.0	4.65
N. pachyderma dex.	0.2–7.4	2.99
Gs. sacculifer	0.8–13.0	2.86
Другие	0.0-29.1	10.54

ном фланге Костариканского рифта на глубине 3461 м. Плиоцен-нижнечетвертичные отложения, вскрытые скважиной, представлены, главным образом, кремневыми и кокколитово-фораминиферовыми илами. Современные отложения в Панамском бассейне накапливаются в пределах глубин фораминиферового лизоклина 3200-4000 м (Chen, Prell, 1998). В разрезе скв. 677А нами обработано 66 образцов, что дает среднее временное разрешение в 60 тыс. лет. Количественный фораминиферовый анализ проведен во фракции >100 им. Около 300 раковин фораминифер было подсчитано в каждом образце и вычислены процентные концентрации видов без учета вклада вида Gt. glutinata. Вид Gt. glutinata широко распространен в плиоцен-нижнечетвертичных отложениях Северной Пацифики и его концентрации нередко достигают 30-60% от всего комплекса фораминифер, что позволило считать этот вид космополитичным (Бубенщикова, 1996). Результаты проведенного фораминиферового анализа представлены в таблице 2. Также получены данные о соотношении планктонных и бентосных фораминифер, фораминиферовом числе (количество раковин в 1 г осадка) и числе видов. Были использованы таксономическая классификация и сокращения родовых названий, предложенные Дж. Кеннеттом и М. Сринивазаном (Kennett, Srinivasan, 1983) с некоторыми дополнениями (Rogl, Bolli, 1973). В качестве основы для палеоокеанологических реконструкций принята сводная зональная шкала позднего неогена Берггрена с соавторами (Berggren et al., 1995). Граница неогеновой и четвертичной систем в этой шкале помещается в основание палеомагнитного события Олдувей (1.81 млн. лет назад).

Для восстановления среднегодовых поверхностных температур по соотношению климатических групп видов планктонных фораминифер был использован метод палеотемпературного анализа М.С. Бараша (Бараш, 1970; Бараш, Блюм, 1975 и др.) и полученная на его основе Е.В. Ивановой таблица для пелагической области Мирового океана с температурами поверхностной воды 8-30°С (Иванова, 1983).

Ранее было установлено принципиальное сходство современных и плиоцен-раннечетвертичных танатоценозов (Бубенщикова, 1996) на основании количественного изучения комплексов планктонных фораминифер в 576 образцах кернов скважин, пробуренных в Северной Пацифике, и обобщения опубликованных фактических данных. Например, в изученных танатоценозах скв. 677А содержания нынеживущих видов в комплексах снижаются по мере увеличения возраста отложений и составляют 94–100% в раннем плейстоцене, 70–100% в позднем плиоцене, 52–85% в конце и 50–77% в начале раннего плиоцена. Проведенные ранее реконструкции экологии плиоценовых видов на основе сравнения

елопе	nvoiro	Зона		Возраст, млн. лет	Глубина, м	Секция	Керн	Интервал	Глубина, м	ļ	Цатир	ов	очн	ые	уро	вни	t
Плейстоцен	Ранний	PtI	ab	1.81	<u>30</u> 75	4H 5H 5H 6H 6H 7H 7H 7H 7H 8H 8H	4 5 6 cc 1 3 4 1 3 4 cc 3 5 1	(86-89) (44-48) (7-9) (55-58) (105-108) (88-90) (53-55) (96-98) (67-70) (8-10) (65-68) (65-67) (53-55)	30 40 50 60 70	sis	Gs. obliquus	-	sa			SH SH	Gr. truncatulinoides
		PL6		2.30	88	9H 9H 9H 9H 10H 10H 10H	4 5 6 6 4 5 7 1	(53-55) (106-108) (83-85) (44-46) (48-52) (4-6) (80-83)	80 90	N. acostaens	r. limbata		N. humeros	s. fistulosus		Gs. extrem	
	Поздний	PLS		3.09	128	11H 11H 12H 12H 12H 13H 13H 13H 13H 13H	4 6 cc 2 6 cc 2 4 5 7 4 6	(66-68) (60-63) (7-9) (90-93) (50-53) (17-19) (74-76) (88-90) (95-97) (60-63) (67-69)	100 110 120				. paenedehiscens		Gs. fistulosus		
оцен		PL3 PL4		3.12	136	14H 15H 15H 15H 16X 16X	6 3 5 6 2 3	$\begin{array}{c} (07-09) \\ (8-10) \\ (45-48) \\ (48-50) \\ (58-60) \\ (15-18) \\ (48-50) \end{array}$	130 140		ulina		Ss		D. altispira	[-
Пли	Ранний	PL2		3.58	144	16X 16X 17X 17X 17X 17X 17X 17X 18X 18X 18X 19X 19X 19X 19X 19X	5 cc 1 3 4 5 cc 1 2 3 1 2 3 4 5 1	(53-55) (6-8) (65-68) (65-68) (70-73) (123-126) (63-65) (73-75) (60-63) (59-61) (65-67) (50-53) (42-44) (63-65) (63-65) (63-65)	150 160 170		os. ko Ss. semin				-		Gr. margaritae
:		PLI	٩	4.18	210	20X 20X 21X 21X 22X 22X 22X 22X 23X 23X	2 5 2 2 1 3 5 2 5	(20-23) (60-63) (82-85) (18-20) (30-32) (17-19) (3-5) (20-23)	180 190 200 210		U. nepennes				Gr. crassaformis	-	

Рис. 2. Биостратиграфическое расчленение плиоцен-нижнечетвертичных отложений скв. 677А по зональной шкале Берггрена (Berggren et al., 1995).

Усл. обозначения см. на рис. 3.

карт ареалов видов в пределах одного возрастного среза (Бубенцикова, Блюм, 1996) позволили причислить каждый из вымерших видов к одной из климатических групп: субполярной (СП), умеренной (У), субтропической (СГ), тропической (Т) и экваториально-тропической (ЭТ) (табл. 2). Это дает возможность использовать известные для современного океана связи: содержания климатических групп видов планктонных фораминифер – среднегодовые поверхностные температуры (Бараш, Блюм, 1975; Иванова, 1983) для палеореконструкций в плиоцене.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ. БИОСТРАТИГРАФИЯ

Выделение зональных подразделений тропических шкал по планктонным фораминиферам в

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 11 № 3 2003

Образец	Виды:	Gq. venezuelana CT	G. nepenthes T	Gr. margaritae H	Ss. kochi Э Т	Ss. seminulina JT	Ss. paenedehiscens JT	D. altispira H	Gr. puncticulata CT	Gr. exilis JT	Gr. multicamerata 3T	Gr. pertenuis H	Gr. limbata 3 T	Gs. extremus T	Gs. obliquus T	Ge. praecalida CT	G. decoraperta T	Gr. flexuosa T	N. acostaensis CT	N. humerosa CT	Pu. primalis Э Т	B. praedigitata H	Gq. pseudofoliata 3 T	Gr. menardii Э Т	Gr. scitula CT	Gr. pumilio T	Gs. nber T	Gs. conglobatus T	Gs. quadrilobatus 3 T
4H	4																							17.9	0.5		9	0.5	1.5
5H	5																							34	0.6		5		1.6
5H	6																					0.2		6.6	0.8		9.2	+	1.8
5H	cc																							23.2	0.8		10.5	+	0.8
6H	1																							17	0.3		20.2	1.6	5
6H	3																0.3	3						3.5			11.1		4.5
6H	4																					0.5		12.8			16.6	0.8	3
7H	1														+						0.3	0.3		`16.3	1.1	2	22.9	1.1	3.1
7H	3														0.3						0.6			8.3	0.3		36.1	0.3	3
7H	4																				0.4			+	0.4		15.4		1.6
7H	cc													• •	+				• •		1.5			12.3	1		26.6	+	0.8
8H	3													0.9					0.9	3.5	0.9			13		6	20.7		2.7
8H	.) . 1	D+1																	3.9	2.2	٨	0.4		19.5	07	4.4 0	19.4	0.5	0.5
911 011	1	F()		-	_										<u> </u>		-		-0.4	$\frac{0.7}{24}$	-4-	0.4 -07		43 	<u> </u>	- <u></u>	19.5		- <u>^</u> -
911 0H	•														Ŧ		0	r U. 4	0.4	2.4	0.4	0.4		- 	15	J.2 4 3	30	0.4	4.2
9H	6												03					+	12	25	03			9.8	1.5	4.5	247	0.7	5.7
9H	cc												0.0					•	1.3	1.7	0.2			14.4	1.4	3	24.4	0.0	4
10H	4	PL	6											0.5			0.5	5	2.8	2.4	4.3	0.5	0.5		0.5	2.8	38.4	1	5.5
10H	5				-	_				0.2	+		1.5		—				0.8	7.3	-2.7			16.9	1.9	3.8	21.8	1.1	-1.1
10H	7												0.4	0.8							3.5		0.4	14.6	2.8		29.8	0.4	2.8
11H	1												0.8				0.4	ł	2	3.6	1.6		+	16.2	0.4	+	29.7		3.3
11H	4												8	+		+	0.8	3	3.7	10.4	3			28.3	0.8	1	15.2	+	+
11H	6												5.4			0.4			0.4		1.5			7.3	0.4		6.5	0.4	14
11H	cc												0.6	0.6	0.3	0.4				2	2			9.2	0.6	0.6	9.3	0.8	5.3
12H	2						0.7						2.7	0.7					6.8	10.3				15.7			28.8		4.2
12H	6												+	0.6	2.2				1.9	0.6				2	0.9		13		9.5
12H	cc												5.1	0.9	1.3				7.4	2.9	0.6	0.3		11.6			31.1		7.3
13H	2							0.2	2				3.8		0.8		1		5.2	4	0.8		+	8.4	1.5		19.4	0.2	8.2
13H	4												0.5	0.5	1.2		1.4	ļ	10.4	5.2	0.5			5.5	0.3		17.6	+	6.6
13H	5												2.4	3	5.1	0.3	5.4	ι	8	7.5	1.6		~ •	4.6	0.6		13.6	+	4.3
13H	7												0.3	0.7	1.7		4.4	ŀ	5	4.1	1.9		0.5	+	0.9		16.3	0.3	14.6
14H	4	ы	5				0.3	24	r				0.5	2.4	11.2	0.5	0.3	5 + 	5.5 4	3.5	4			+	0.8		32.8		8.2
14m	0			_	-	_		.د جر–	; –				$-\frac{1.0}{1.1}$	- 1-1	0.8			- <u>.</u> -	-4-3	-0.9				1.0	$\frac{0.5}{0.7}$			—	0.2
141	. CC							0.7	, 2 0 4				1.1	1.1	5.0 6.5	1	2	+	0.2	2.8	2	0.2	0.2	9.8	0.7		9.2		7.8 0
151	5	р	4		<u>т</u>	06	06	0	0.0				5.5	07	0. <i>J</i>	1	0 3	2	3.0	23	2.0	U.J	0.5	12.0	13		2.1	1	0
1511	6	ĽĽ		_	-	0.0		- 13	. –			— •		- 1-				, 	- <u>3.5</u>	46	-1-	-'-			05		- <u></u>	<u>+</u>	$\frac{13}{12}$
16X	2					0.0	1.5	1	•					•	8.4		•	0.5	2	1	4.3	+	0.5	7.7	1		7.4	0.5	
16X	3							13	0.5				2	0.7	3	0.2	1.5	1 +	3	1.2	13.5	0.7	0.5	9.6	1		15	0.5	4.2
16X	5	PL	3	0.6				1.2	2.2			0.6	10.8	0.6	3.6			•	4.8	1.2	17.5		3	18.6	- 0.6		5.5	+	9.1
16X	сс			_	-	2.2		7.7	7 -				1.6		3.2				2.2	3.2	<u>-3.8</u>		0.6	13.2			11	0.6	24.8

Таблица 2. Распределение видов планктонных фораминифер в плиоцен-нижнечетвертичных отложениях скв. 677А и климатическая группировка видов

БУБЕНЩИКОВА

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ tom 11 **№** 3 2003

	10		 -		0.0		0.8	0.3	0.5	0.8				+								0.4	1	0.5	0.3	0.6		0.8							0.3	+	0.6	0.3	+	1.5	+		Gs. sacculifer ЭT
		2	2	4	ωľ	9	4.9	4.	2	N	4.0	0.9	сı La	2	45	0.5	2	13.2	8.8	0.8	2	6.3	, v	2.3	1.6	4.6	3.6	اي:	0.5	3.9	15	2.7	3.6	ω	ы	3 S	2.5	2.2	ω	4.8	-		G. bulloides Y
	- 1- 			Ŭ	دا ان	1.3	1.4	-	10.8		Ū,	-	•	0.2				0.3		0.8			0.8	0.5	-	1.5	1.4	1.2		-		0.8	0.4		1.4		0.6	0.6		0.5	ω ů	0.5	G. falconensis CT
	1		-		1	•	•	3	0.5		0.2			• -														2				1.5	1.2	0.6	1.8	2.5	-	0.6	0.8	3.4	-	-	G. quinqueloba Y
	I I				ີ ພ			- 1															2!			0.3		· .											0.4	0.4	0.2	1	Gt. uvula Y
	I				وا			1.4						10.3		19.4	0.7	8.7					0.4			0.3						0.8	0.4						0.4	0.2		-	N. pachyd. sin. CΠ
·		2:		ω	~	6.7	8.4	3	2.4	2.6	2.9	3.7	2.6	1.5	1.6	10.6	-	Ξ	3.5	2.1	0.8	0.4	ျှိ	0.5	2.7	2.1	0.7	-3.2	-	1		18.8	25.8	16.4	18.8	19.6	38	12.5	13.1	23.7	0.7	, I	N. pachyd. dex. Y
			0	13	17	16.	2	19.	 90 10	ω.	12	H.	Ś	S	Ś	.ω 	7.	2	5.2	2	5	S		5.0	<u>∞</u>	S		ا ا	0	4.9	10.4	6.4	11.4	4	2	6.4	4.2	7.1	4.1	8.7	9.1	19.4	N. pseudopima Y
				10.5	+		5	5		7 0.5	10.3	1 0.3	19		-	5 0.6	0	1.1	30.4	7	7	5 O.4		0	0.3	0.3	0.7	ļ		Ŭ	-	-	10.4			-		0.3		0.4	-	-	O. suturalis T
		4		+	ω ω	+	-	0.3	0.8	2.1	0.5	1.6	0.9	0.8		2.2		3.7	0.4		0.4	0.4		0.5	1.7	2.8	0.7	0.4			0.9	+	З	0.9	0.9	0.8	0.6	0.6		0.4	0.5	1	O. universa T
					I							+		+									0.4																	+			C. nitida ЭT
	0		- ;	1.5	0.8 8.0	0.6	3.2	0.3	+	0.5	-	+	0.2	0.4	0.3	0.3		0.6	0.4	0.8	0.4	0.4	1.5	0.5	0.7			0.4							0.9	1.2	0.3	0.3				-	Gd. hexagona ЭТ
		5	-		+ļ	0.3	-	0.3		0.5	0.3	0.6	0.2	0.2					0.4	0.3	0.4	0.4			0.7	0.6	0.7	l					+		0.3	0.5	0.6	0.3	+	0.5	0.5	•	Ge. aequilateralis ЭT
	+1 +1				1	•	+	•••			•••	•					+			•	•	•	ו ו			+		1													+		St. tokelauae CT
		0.4	2		1			l				0.6				0.3			1.1									l															T. humilis CT
	- 21 21	, ,	- - {	0.5	הו	-		0.6	0.5	0.5	1.7	0.3	0.2	0.2	0.9	+	0.7	0.5	+	0.8	0.4	0.4	94	1	0.3	0.6	1.4	0.4	1.8	0.5		0.4			0.3	0.5	0.9	+			0.5		Sa. dehiscens Э T
	4 ∞		- 5	28.4	12	1.6	+	0.3	3	6.1		0.6		0.8	1.3	1.8		0.3	1.2	-	4.4	1.2	<u>6</u>	з.8	S	00	0.7	10.6	5.1	0.5	0.9	3.5		4.5	2.3	4.3	0.6	ы	2.3	1.5	17.3	ι 	Gr. tumida T
		-		-	+	•			1		0	•		•••	•	•••					+	+	ol			1.2				1.6	0.9			0.3	1.4			0.3	1.1	+		-	Gr. ungulata Э Т
	- 0.0 2.2		7	11.4	17.2	12.2	6.7	16.8	- 7.7	6.7	5 13.8	15.6	28	18.4	15.7	23	12.2	16.8	21	13.1	15.4	13.8	9.2	15.6	19.4	10.5	20.4	9	3.6	27.4	20	15.3	29.6	12.8	6.8	18.3	14.7	18.3	18.4	21	14.7	31.8	N. dutertrei blowi T
		5		0	20	2		1.4	0.0		•••	4	5.8	.3	0.6	6.4	0	6.5	19.2	3.2	10.5	S	ן יי הו	4	5.7	9.3	2.2	Ξ	-	9.3	14	-	4.7	4.8	6.5	ŝ	8	7	13.9	7.6	Ś	6	N. dutertrei T
		Ę	- - /	•	<u>ଥ</u> ା	0.3	0.3	-				-	0.2		•	+	+	0.3		0.5	4	2.8	04		-		••	0.4			+		-						+			1.5	Gr. crassaformis CT
	1	:	ა ი	6	N	6	μ	2	س ا	4	11.0	د ب	ω in	2	1.8	0.6	5.6	1.4	1.5	2	1.5	0.4	بہا ب		1.3	ω	1.4	22	0	0.5	2.6	3.8	1.2	1.8	4	2.6	ω	1.9	3.7	4.6	2	2.9	G. rubescens T
		ľ	•				-				0			1		0.	0.	10.6		1		1.s	<u>0</u>	•••	•		-			•••	•	•••			0.3	0.5		-	0.8	•		-	Pu. obliq. dex. Э Т
	1				1			I										-					04	0.5	0.3			1	0.5				+	1.8	2.3	0.8	4.4	1.6	2.3	ю	2.4	+	Pu. obliq. sin. ЭТ
											+							0.6																	+	0.8							Gr. inflata CT
	t				I			l	l		+	+						+			0.4	+	I			0.3		I	l														Gs. fistulosus ЭT
					1																											0.8											Gr. tosaensis CT
	I				I.			l	l														I					I)			Ν					0.3						Gr. truncat. dex. CT
																								0.5	0.7	0.6		0.4	0.4		+	+			0.6	0.5	+		0.4	0.2	0.6)	Ge. calida CT
ſ	0 1 0 1 0	17	3 1	4 5	- 17	21	11	18	15	7	19	31	20	17	18	13	8	34	22.5	15	9	36	28 -	20	23	32	26	29	12	23	27	21	12	19.5	4	36	26	27	24	26	21	9	Gt. glutinata

Габлица	2.	Окончание
---------	----	-----------

Образец	Виды:	Gq. venezuelana CT	G. nepenthes T	Gr. margaritae Э Т	Ss. kochi Э Т	Ss. seminulina JT	Ss. paenedehiscens JT	D. altispira ƏT	Gr. puncticulata CT Gr. exilis 3T	Gr. multicamerata 3 T	Gr. pertenuis Э Т	Gr. limbata 3 T	Gs. extremus T	Gs. obliquus T	Ge. praecalida CT	G. decoraperta T	Gr. flexuosaT	N. acostaensis CT	N. humerosa CT	Pu. primalis Э Т	B. praedigitata JT	Gq. pseudofoliata Э Т	Gr. menardii Э Т	Gr. scitula CT	Gr. pumilio T	Gs. ruber T	Gs. conglobatus T	Gs. quadrilobatus H
17X	1						0.9	2.5				5.2		7.2		0.9	0.6	2.2	2	8.1			20.3	0.6		10.6	0.3	6
17X	3			0.3		0.3		1.6				1.1		1.9				10	5.7	0.6	0.3		36.6	0.8		10.5	0.8	4.3
17X	4					0.4	+	0.4	+		0.7	1	1.4	7.7				7.7	6.6	0.7	1.4		25	0.3		9.5	2.4	6.3
17X	5					0.5	+	1.4				1.7	0.3	6.3		0.9		1.9	0.7	15.7	+	0.3	14.7	0.9		3.9		22.8
17X	cc					0.8	1.1	3.8					0.4	6				0.8	0.8	8.3	0.4	0.4	34	0.8		3		14.4
18X	1					+		2.5				+	0.6	9		0.3	0.3	3.7	1.4	18			5.9	2		0.6		9.3
18X	2					1.2	0.5	10.5				1.7		13			0.5	1.5	0.9	12.5			11.5			1.5	0.3	13.2
18X	3					0.5	2.8	1				2.3		12.2			0.5	1.4	1.4	7.5	0.5	1	23.9	0.5		2.3		11.7
19X	1					1.9	0.9	5.6				3.3			0.9		+	1.4	0.5		+	•	11.2	1.9		0.5	0.5	14
19X	2					+	+	21.3				+	0.6	2.8	+	0.5	+	3.4	3.4	2.2	1.7	+	9.5	1.8		+	+	10.3
19X	3					+	1	3.4					0.5	10.3		0.5	2	2		0.5	1.5	1	5.9	0.5				24.7
19X	4				+	1.3	1.6	1.6				2.2		6		0.9	0.3	1.6	1.3	4.1			17.4	0.6		0.3	+	6.7
19X	5					0.4	1.6	3.2				2	+	4	0.8	2	0.4	4		2.8		+	10.8	0.4		13.7	0.4	11.2
20X	1	PL	2			0.8	0.8	9.8		0.4	1	9	0.4	6.2		1.9	0.4	2.5	1.4	9.5			16	1				10
20X	2		+	1		0.6	1.2	8.4				11.1	0.6	12.2		3.7	1.2	2.2	3.7	1.2	. –	—	<u>1</u> 6	0.3		0.3	0.6	-8 -
20X	5		0.8	0.3		0.3	0.9	7.5				1.6	1	17		5	+	8.8	3.9	4.3			9.8	0.3				6.8
20X	сс		+	0.4		1.6	4	9.1				13	+	6.3		0.8	0.4		3.2	7.9			12.7	1.2				10.5
21X	2				+	1.6	1.2	9.2				5	0.7	7.9		1.8	0.2	4.2	2.8	1.8		0.2	6.7	0.2			1.8	13.4
21X	сс	PL	lb		+	0.4	1.2	15.5				2.8	2.4	12.7		0.8		0.8	2.7	2.4		0.8	14.7	0.2			0.4	11.5
22X	1		0.3			2	0.5	0.8				2.6	0.6	7.7		1.5	0.3	1.5	1.3	2.3		1.3		1			0.3	10.9
22X	3	+	0.5		0.6	1.3	3.4	7.1				4.2	1.8	4.5	+	1.3		1.8	2.1			0.3	3.2	1.3		0.3	0.3	10.5
22X	5	+	0.8			0.4	1	4.2				4.8	0.4	7.5	0.4	0.6		4.2	1.3	1.3		0.2	11.9	1.4				7
23X	2	+			0.2	0.6	2.5	3.8				3.3	1	7.3		1.4		1.5	0.4	0.5		0.6	2	0.6			0.2	4
23X	5	+	2.9		1.4	2.2	5.8	6.8				4	1	11		2.5	0.9	7.2	0.8			0.8	2.5	0.6		0.4		3.6

Примечание. Климатические группы видов: СП – субполярная, У – умеренная, СТ – субтропическая, Т – тропическая, ЭТ – экваториально-тропическая; + – вид присутствует; вид О. bilobata присутствует в обр. 14Н4.

отложениях позднего неогена восточно-экваториальной Пацифики традиционно затруднено изза отсутствия стратиграфически важных видов. Благодаря наличию большего фактического материала нами был обнаружен ряд видов, среди них и виды зональные маркеры (рис. 2), которые не указаны для скважины 677А предшествующими исследователями (Jenkins, Houghton, 1989). Это виды: G. nepenthes, Gr. margaritae, Gr. truncatulinoides, Gr. limbata (синоним Gr. pseudomiocenica по принятой нами классификации), Sphaeroidinellopsis (Ss.) paenedehiscens, Ss. kochi, Globoquadrina (Gq.) pseudofoliata и некоторые другие виды (табл. 2). Несколько отличаются наши оценки стратиграфических диапазонов и некоторых других видов: G. decoraperta, Gs. obliguus, Gs. extremus, N. humerosa, N. acostaensis, Ss. seminulina, Gr. crassaformis, Gr. flexuosa, Sa. dehiscens Gq. venezuelana, Dentoglobigerina (D.) altispira, Pulleniatina (Pu.) primalis, Pu. obliquiloculata и Gs. fistulosus. Полученные данные позволяют применить зональную шкалу Бергтрена (Berggren et al., 1995) с некоторыми изменениями (рис. 2) для расчленения отложений скв. 677А, в отличие от традиционно использованных ранее шкал (Jenkins, Orr, 1972; Keigwin, 1982a; Saito, 1985; Jenkins, Houghton, 1989 и др.).

Уровни эволюционных и экологических изменений планктонных фораминифер успешно используются для биостратиграфического расчленения глубоководных морских отложений. Одновременно целый ряд специальных исследований свидетельствует о несовпадении датировочных уровней и уровней появления или вымирания видов в различных климатических зонах и отдель-

Gs. sacculifer 3 T	G. bulloides Y	G. falconensis CT	G. quinqueloba Y	Gt. uvula Y	N. pachyd. sin. C∏	N. pachyd. dex. Y	N. pseudopima Y	O. suturalis T	O. universa T	C. milda J1 Gd hornsonn 3T	OU. INVASOIN OI	Ge. aequilateralis H	St. tokelauae CT	T. humilis CT	Sa. dehiscens JT	Gr. tumida T	Gr. ungulata Э Т	N. dutertrei blowi T	N. dutertrei T	Gr. crassaformis CT	G. rubescens T	Pu. obliq. dex. ЭТ	Pu. obliq. sin. ЭT	Gr. inflata CT	Gs. fistulosus H T	Gr. tosaensis CT	Gr. truncat. dex. CT	Ge. calida CT	Gt. glutinata
0.3	2.5	1.3				2.5	8.7			1	.2	0.6		-	0.3	3.7		8.4			3.1		_						19
	6.7					1.4	8.1		0.3	0	.5				0.6	2.7		3.8	1.1										9
0.7	5.6					1.7	12.2		0.3	0	.4		+		0.4	1.7		3.5			2								28
0.6	1.9	0.3		0.2		2.9	5.3	0.3	0.4	0	.7	0.7	+					10.6	1.2		2.9								23
0.8	6.8					0.4	5.2			0	.4				2	2.2		6.4	0.8	+	+								47
	7.9					9	13	0.6	I.	2	.5	0.6	+			0.6		9.2	2		1								19
	0.5	0.2				1	14.7			0	.5	0.3			0.3			7.7	0.5	5	0.5								25
	1.4	0.5				0.9	3.2	0.5		1	.4	1			0.5	8.9		6.1	0.5	4.7	0.9								21
0.5	2.3					4.7	23.8			1		-				4.2		17.3	2.3		1.3								53
0.6	3.9	1.1				3.4	4.5	+	+	1	.7	1.7		0.5		11.2		12.9	+	+	1								4
0.5	2			0.4		2	10.8		+	0	.5	1			+	0.5		25.1	3.4										42
0.3	8.9	0.3				4.1	10.6	0.3	0.3	1	.6	0.9				10.1		13	0.6		3.1								31
1	1.2	4				6.4	17.3			0	.4	0.4	+			1.6		8.8			1.2								12
-	0.7	1			2.8	1.4	8.5	0.4	0.7	1	.4	0.8	+			3.2		9											48
0.6	3.1	1.8			5.3	1.5	7.7	0.6	0.3	0	.9	+				2.5		3.4											24
0.6	0.7	0.6	· —		$\frac{1}{2.4}$	2.6	9.5		0.3	-1	.6	0.5	-+-			0.8		12.1	-	—					—				46
	0.4	3.2		0.4	4.3	9.1	2.7	+	1.2	-	+	+	+		1.2	1.6		4.8											29
	2.2	0.7	0.5		16.6	6.5	2.8	0.2				0.5	+		0.7	3		6.2	1.4										31
0.4		0.8				3.6	11.2		+	1	.2	0.8			+	+		12.7											45
	1.3				24	0.7	13.6		0.3	1	.3	0.5				8		10.8	2.6		2								32.5
	1				15.7	2.7	9	0.3		0	.3	1				13.2	2	8.3	1.6	0.3	2.1								18.5
	0.8				5.6	3.5	18		0.2	4	.4		+			9.8		8.3	0.6	0.4	1								39
0.2	2	0.6			32	8	8.6			1						6.9)	5.4	-		5.4								32
	0.4	2		1	1	12	8	1	0.4	1	.8	0.8				10		5	0.4		1.8								43
																					-								

ных районах. Можно предположить, что в регионах с динамичным океанографическим режимом, каким является Панамский бассейн, возраст первого и последнего присутствия видов в разрезе может не совпадать с датировками уровней эволюционного появления и вымирания этих видов. Сравнение кривых скоростей осадконакопления (рис. 3), построенных по уровням появления и исчезновения видов нанопланктона (Houghton, 1989), радиолярий (Alexandrovich, 1989) и планктонных фораминифер, свидетельствует о том, что большинство зафиксированных событий являются изохронными аналогичным событиям в других районах Тихого океана (Berggren et al., 1995). Большинство датировочных уровней планктонных фораминифер (рис. 3) являются надежными биостратиграфическими реперами для расчленения плиоцен-нижнечетвертичных отложений Панамского бассейна. Если полагать, что осадконакопление в точке скв. 677А шло равномерно, то первые находки стратиграфически важных видов Sa. dehiscens (около 4.35 млн.лет назад) и Gs. fistulosus (2.9) и последнее присутствие вида Gr. limbata (2.0) отмечены в разрезе скв. 677А позднее, а исчезновение вида Gs. fistulosus (1.9) обнаружено раньше (рис. 3), чем датировочные уровни, приведенные Берггреном с соавторами (Berggren et al., 1995).

В разрезе скв. 677А выделены зоны с Pl1b по Pt1 по планктонным фораминиферам (рис. 2, табл. 2). Изученный интервал не вскрывает границу миоцена и плиоцена и в полном объеме нижнеплиоценовые отложения. В отложениях зоны PL1b (ранний плиоцен) в основном распространены виды, перешедшие из миоцена: Gr. margaritae, D. altispira, Ss. aenedehiscens, Ss. kochi, Ss. seminuliпа и др., а также обнаружены последние находки видов Gq. venezuelana и G. nepenthes и первые – видов Gr.crassaformis и Sphaeroidinella (Sa.) dehiscens. Следующие зоны, относящиеся к раннему плио-



Рис. 3. Схема сопоставления изменений скоростей осадконакопления в скважине 677А. 1 – по уровню появления вида, 2 – по уровню исчезновения вида планктонных фораминифер (настоящая работа) с возрастными оценками млн. лет назад (Berggren et al., 1995); 3 – по нанопланктону (Houghton, 1989); 4 – по радиоляриям (Alexandrovich, 1989).

цену PL2, PL3, PL4 определяются датировочными уровнями Gr. margaritae, Ss. seminulina, D. altispira. Кроме этого в отложениях зон PL2 и PL3 обнаружены единичные находки видов Gr. pertenuis и Gr. multicamerata, а у подошвы зоны PL3 исчезает вид Ss. kochi.

Комплекс планктонных фораминифер зоны PL5 (поздний плиоцен) претерпевает существенные изменения. В отложениях зоны последовательно исчезают виды Ss. paenedehiscens, Ge. praecalida, Gq. pseudofoliata, Gr. limbata и появляются виды: Gs. fistulosus, Gr. pumilio, Pu. oblicuiloculata, Ge. calida, Gr. ungulata. Обнаружены также единичные раковины плиоценовых видов Gr. exilis, Gr. multicamerata, Gr. conomiosea, Gr. puncticulata и современного вида Gr. inflata. В зоне PL6, относящейся к позднему плиоцену, вымирают виды Gs. extremus, N. acostaensis, N. humerosa Gr. flexuosa, G. decoraperta. Komплексы планктонных фораминифер зоны Ptla наиболее близки современным. В кровле зоны вымирают виды Gs. obliquus, Gs. fistulosus, Pu. primalis, а в середине зоны исчезает вид Gr. pumilio. В отложениях зоны отмечены единичные находки раковин видов Gr. tosaensis и Gr. truncatulinoides.

Таким образом, установлено стратиграфическое распространение 60 видов и морфологических разновидностей планктонных фораминифер, 34 вида из них – современные (табл. 2). За изученное время вымерло 25 видов, появилось 9 видов. В соответствии с принятой климатической группировкой фораминифер (табл. 2) сокращение видового разнообразия происходило за счет исчезновения тропических и экваториально-тропических видов, а среди эволюционно развивающихся видов преобладали субтропические. В целом, видовое разнообразие сократилось от 48 в раннем плиоцене до 34 видов в раннем плейстоцене.

В соответствии с изменениями кривой скоростей осадконакопления, построенной на основании 9 датировочных уровней по планктонным фораминиферам, граница раннего и позднего плиоцена (3.08 млн. лет назад) располагается около 128 м, а граница плиоцена и четвертичного периода (1.81 млн. лет назад) около 75 м (рис. 3). Скорости осадконакопления по планктонным фораминиферам уменьшаются от 54 м/млн. лет в раннем плиоцене и 44 м/млн. лет в позднем плиоцене до 41 м/млн. лет в раннем плейстоцене.

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Высокие скорости осадконакопления и литологические особенности разреза показывают, что плиоцен-четвертичные отложения, вскры-



Рис. 4. Реконструкции горизонтов в разрезе плиоцен-нижнечетвертичных отложений скв. 677А, сформировавшихся при подъеме уровня критической глубины карбонатонакопления (КГК) в Панамском бассейне. ПФ – планктонные фораминиферы, БФ – бентосные фораминиферы; устойчивые к растворению виды планктонных фораминифер: Gr. tumida, Gr. menardii, Pu. primalis; 1–9 – номера горизонтов.

тые скважиной 677А, формировались при высокой биологической продуктивности, характерной для современного Панамского бассейна. Для реконструкции условий накопления комплексов планктонных фораминифер в отложениях скв. 677А и колебаний уровня КГК (критическая глубина карбонатонакопления) были определены следующие характеристики: численность фораминифер; соотношение бентосных и планктонных фораминифер, вычисленное по формуле (БФ/БФ + ПФ) × 100%; содержания вида Gt. glutiпаta от всего комплекса фораминифер, число видов фораминифер, суммарные концентрации наиболее устойчивых к растворению видов фораминифер: Gr. tumida, Gr. menardii, Pu. primalis (рис. 4).

Использование концентраций вида Gt. glutinata в качестве одного из анализируемых параметров обусловлено особенностями его широтного распределения в плиоцен-нижнечетвертичных отложениях Северной Пацифики. Проведенное ранее исследование (Бубенщикова, 1996) позволило считать этот вид космополитичным (концентрации вида достигают 30-60% от всего комплекса фораминифер), хотя отмечалось его преимущественное распространение в субтропических и тропических областях, а также связь вида с высокопродуктивными зонами океана. Было определено также, что значительные вариации концентраций вида 0.5–60% обусловлены не только экологическими причинами, но и связаны с растворением его раковин.

Несмотря на сложный характер кривых (рис. 4), удается отметить некоторые закономерности изменений полученных данных. В раннем плиоцене с 4.6 до 3.8 млн. лет назад (интервал разреза 210-155 м) условия осадконакопления (продуктивность планктонных фораминифер, уровень КГК, свойства донных водных масс) были относительно постоянными. Сохранность комплексов планктонных фораминифер была относительно хорошей, что следует из высоких концентраций вида Gt. glutinata, относительно низких содержаний устойчивых к растворению видов и низких значений соотношения бентосных и планктонных фораминифер (рис. 4). В последующем периоде времени с 3.8 до 0.65 млн. лет назад (интервал разреза 155-30 м) выделяются девять длительных интервалов, которые маркируются уменьшением численнос-



Рис. 5. Палеоклиматические и палеотемпературная кривые по соотношению климатических групп видов в танатоценозах планктонных фораминифер из плиоцен-нижнечетвертичных отложений скв. 677А. СП – субполярная группа; У – умеренная группа; СТ – субтропическая группа; Т – тропическая группа; ЭТ – экваториально-тропическая группа.

ти и видового разнообразия планктонных фораминифер, концентраций вида Gt. glutinata, а также увеличением содержания устойчивых к растворению видов и соотношения бентосных и планктонных фораминифер (рис. 4). Эти данные свидетельствуют об уменьшении продуктивности планктонных фораминифер и/или подъеме уровня КГК и усилении растворения карбоната раковин планктонных фораминифер в течение интервалов 1-9 (рис. 4). Однако содержания устойчивых к растворению видов не превышают 25%, что показывает относительно хорошую сохранность комплексов фораминифер за исключением двух образцов (5Н5, 9Н1) (рис. 4, табл. 2), которые исключены из палеотемпературного анализа. По данным глубоководного бурения зафиксировано улучшение сохранности карбонатов в отложениях Атлантики и ухудшение - в отложениях Пацифики начиная с 4.6 млн. лет, связанное с постепенным закрытием Панамского пролива и изменениями в придонной и поверхностной циркуляции (Haug, Tiedemann, 1998), что согласуется с полученными нами результатами по скв. 677А.

Рассмотрим полученные данные о соотношениях климатических групп видов и определенные на их основе поверхностные температуры (рис. 5). В нижнеплиоценовых отложениях (4.6-3.09 млн. лет назад) обнаружены контрастные танатоценозы фораминифер, в которых преобладают несмежные климатические группы СП-У и ЭТ (рис. 5). Содержания видов Т- и СТ-групп существенно снижены по сравнению с ассоциациями, характерными для низких широт открытого океана (Иванова, 1983). Комплексы, в которых преобладают несмежные климатические группы видов (контрастные танатоценозы), характерны для фронтальных зон и апвеллингов (Оськина, Блюм, 1984). Таким образом, в раннем плиоцене существовал более резкий сезонный контраст поверхностных температур, чем в современном Панамском бассейне. Поверхностная циркуляция в целом была более интенсивной, чем в настоящее время. Минимальные температуры, по-видимому, определялись влиянием экваториальной дивергенции, Перуанского течения и связанного с ними апвеллинга. Максимальные связаны с периодами ослабления подъема вод и усилением экваториального противотечения, а также существованием связи между тропическими областями Атлантики и Пацифики.

Анализ изменения вклада видов филогенетической линии вида N. dutertrei (N. pachyderma sin.– N. pachyderma dex.–N. pseudopima–N. dutertrei blowi), являющихся индикаторами условий апвеллинга в Панамском бассейне (табл. 1, 2), позволяет сделать выводы об интенсивности циркуляции: с 4.6 до 4.3 млн. лет назад апвеллинг был наиболее холодноводный и сильный, с 4.3 до 4.18 млн. лет назад он постепенно ослабевал, 4.18–3.4 млн. лет назад его влияние было минимальным за все изученное время, с 3.4 до 3.09 млн. лет назад подъем вод усилился, но не достигал интенсивности середины раннего плиоцена.

Данные изотопных исследований показывают увеличение δ^{18} О в составе раковин планктонных фораминифер в отложениях экваториальной Пацифики в интервале 4.2–4.0 млн. лет назад (Whitman, Berger, 1992), 4.45–4.325 млн. лет назад (Whittice et al., 1993), 4.6–4.3 млн. лет назад (Jansen et al., 1993), 4.0 млн. лет назад (Shackleton et al., 1995), что подтверждает полученные нами данные об относительно холодных условиях в это время (рис. 5). В целом, как микропалеонтологические, так и изотопные данные из экваториальной Пацифики указывают на относительно теплые условия с 5.0 до 3.3–3.0 млн. лет назад (Keigwin, 1982a, 1982b; Prell, 1985; Whitman, Berger, 1992; Prentice et al., 1993; Jansen et al., 1993).

Высокие концентрации видов ЭТ-группы (Gs. quadrilobatus, D. altispira, Gr. menarii, Gr. limbata) в раннем плиоцене (рис. 5, табл. 2) показывают, что поверхностные температуры в периоды ослабления подъема вод в Панамском бассейне были выше, чем в настоящее время, а максимальных значений они достигали 4.18-3.4 млн. лет назад (рис. 5). Резкое уменьшение содержаний ЭТ-группы и в целом контрастности танатоценозов около 3.4 млн. лет назад (рис. 5) свидетельствует о смене гидрологических условий, по-видимому, в результате подъема Центрально-Американского порога и прекращения связи между поверхностными водными массами тропических областей Тихого и Атлантического океанов. Судя по нашим данным (рис. 5), это событие, обусловившее изменение комплексов планктонных фораминифер, произошло очень быстро, однако по различным микрофаунистическим биогеографическим данным это событие фиксируется в более длительном интервале времени от 3.8 до 3.0 млн. лет назад (Jenkins, Orr, 1972; Saito, 1976; Keigwin, 1982b и др.). Подъем Центрально-Американского перешейка обусловил образование близкой современной конфигурации бассейнов Атлантики и Пацифики и переход к сходной с четвертичными донной циркуляции и свойствам придонных вод (Haug, Tiedemann, 1998), что нашло отражение в карбонатном осадконакоплении в скважине 677А по нашим данным с 3.8 млн. лет назад (рис. 4).

Отложения позднего плиоцена (3.09–1.81 млн. лет назад) характеризуются увеличением содержаний Т- и СТ-групп и уменьшением содержаний ЭТ- и У-групп, т.е. контрастность танатоценозов снижается (рис. 5). Среди Т-видов преобладают Gs. ruber и N. dutertrei blowi, среди СТ-видов -N. acostaensis, N. humerosa, а среди У-видов -N. pseudopima (табл. 2). В интервале 2.8-2.5 млн. лет назад контрастность танатоценозов резко возрастает, а по своей структуре они становятся близкими к танатоценозам середины раннего плиоцена (4.6-4.3 млн. лет назад), но содержания в них СПи ЭТ- групп ниже. В верхнем горизонте позднего плиоцена 2.5-1.81 млн. лет назад танатоценозы становятся наиболее близкими по структуре к тропическим, характерным для низких широт открытого океана (Иванова, 1983). В комплексах преобладают виды характерные для современного Панамского бассейна: Gr. menardii, Gs. ruber, N. dutertrei blowi и N. dutertrei.

Структура комплексов, видовой состав планктонных фораминифер и изменения содержаний видов филогенетической линии N. dutertrei в позднем плиоцене показывают, что сезонный контраст поверхностных температур, по-видимому, был меньше, чем в раннем плиоцене. Апвеллинг с 3.09 до 2.8 млн. лет назад ослабевал по сравнению с окончанием раннего плиоцена, с 2.8 до 2.5 млн. лет – усиливался, а с 2.5 до 1.8 млн. лет назад – был близок современному тропическому апвеллингу в Панамском бассейне.

В настоящее время получены многочисленные доказательства того, что крупное оледенение Северного полушария началось 2.8-2.4 млн. лет назад (Keigwin, 1982b; Prell, 1985 и др.). Изотопнокислородные исследования раковин планктонных и бентосных фораминифер свидетельствуют о том, что максимум оледенения наблюдался по различным оценкам 2.4 млн. лет назад (Keigwin, 1982b), 2.54 млн. лет назад (Jansen et al., 1993), 2.8-2.85 млн. лет назад (Whitman, Berger, 1992). Танатоценозы среднего горизонта позднего плиоцена, близкие по структурам раннеплиоценовым, сформировались, по нашим данным, с 2.8 до 2.5 млн. лет назад (рис. 5), по-видимому, во время усиления поверхностной циркуляции и снижения поверхностных температур в результате оледенения в Северном полушарии. Сравнение полученных значений температур для раннего плиоцена и середины позднего плиоцена (рис. 5) позволяет также предположить, что оледенение Северной полярной области оказало меньшее воздействие на гидрологические условия в Панамском бассейне, чем изменения условий в Южном полушарии, обусловившие холодное событие в раннем плиоцене.

Плиоцен-плейстоценовая граница в отложениях, вскрытых скв. 677А, отмечается началом относительно холодноводного события, которое зафиксировано около 1.7 млн. лет назад, а последующий интервал времени характеризуется относительно холодноводными условиями в регионе (рис. 5). По видовому составу танатоценозы этого горизонта близки современным (табл. 1, 2), но отличаются большим развитием видов У-группы, среди которых преобладают виды N. расhyderma dex. и Gq. pseudopima. Эти танатоценозы, по-видимому, отражают изменения поверхностной циркуляции и формирование комплексов микрофауны в условиях, в целом более холодноводных, чем в настоящее время в Панамском бассейне, и близких условиям окончания раннего и начала позднего плиоцена.

Таким образом, проведенное исследование показывает, что изменения комплексов планктонных фораминифер из отложений скв. 677А тесно связаны с климатически контролируемым развитием поверхностных водных масс восточно-экваториальной Пацифики в течение 4.6–0.65 млн. лет назад.

Палеотемпературная кривая скв. 677А (рис. 5) отражает усредненную температуру за время формирования танатоценозов планктонных фораминифер в условиях значительных колебаний поверхностных температур. Максимальные поверхностные температуры реконструированы в конце раннего плиоцена (26.4°С) и в позднем плиоцене (26.6°С), а минимальные – в начале раннего плиоцена (18.4°С), в середине позднего плиоцена (19.6°С) и в начале раннего плейстоцена (20.2°С). Амплитуда температурных колебаний составила 8°С. Детальность температурной кривой не позволяет сопоставить температурные пики с изотопнокислородными стадиями плиоцена (Shackleton, et al., 1995), которых для скв. 677А за последние 3 млн. лет выделено около сотни (Shackleton, Hall, 1989). Следует отметить, что глобальные палеореконструкции для среднего плиоцена (оптимума плиоцена) для всего Мирового океана не показали в низких широтах существенных повышений поверхностных температур по сравнению с современными (Dowsett et al., 1996).

Анализ температурной кривой (рис. 5) и кривой изменения скоростей осадконакопления (рис. 3) позволяет выделить некоторые температурные события. Холодные события отмечались: 4.6–4.3, 2.8–2.5 и 1.7–1.2 млн. лет назад, а теплые: 4.3, 4.18–3.4, 2.5–2.3 и 1 млн. лет назад. В целом, середина раннего плиоцена, середина позднего плиоцена и начало плейстоцена характеризуются холодноводными условиями, а окончание раннего и позднего плиоцена тепловодными условиями.

выводы

Впервые для расчленения отложений скв. 677А использована сводная зональная шкала Берггрена с соавторами (Berggren et al., 1995) и выделены фораминиферовые зоны с PL1b и Pt1 в интервале 30–210 м. Граница раннего и позднего плиоцена (3.09 млн. лет назад) располагается около 128 м, а граница плиоцена и четвертичного периода (1.81 млн. лет назад) около 75 м.

Обнаружено, что большинство датировочных уровней планктонных фораминифер являются надежными биостратиграфическими реперами для расчленения отложений Панамского бассейна. Установлена диахронность следующих событий: появление видов Sa. dehiscens (4.35 млн. лет назад) и Gs. fistulosus (2.9) и последнее присутствие видов Gr. limbata (2.0) и Gs. fistulosus (1.9) по сравнению с данными, приведенными Берггреном с соавторами (Berggren et al., 1995).

Реконструированы интервалы понижения продуктивности планктонных фораминифер и/или изменения Тихоокеанских донных водных масс с 3.8 млн. лет назад, которые маркируются уменьшением численности, видового разнообразия планктонных фораминифер, концентраций вида Gt. glutinata, увеличением концентраций устойчивых к растворению видов и соотношения бентосных и планктонных фораминифер.

Установлено, что изменения комплексов планктонных фораминифер из отложений скв. 677А тесно связаны с климатически контролируемым развитием поверхностных водных масс восточно-экваториальной Пацифики в течение 4.6– 0.65 млн. лет назад.

Резкое уменьшение содержаний экваториально-тропических видов около 3.4 млн. лет назад свидетельствуют о смене гидрологических условий и коррелирует с прекращением поверхностного водообмена между тропическими областями Тихого и Атлантического океанов в результате образования Центрально-Американского порога.

Автор выражает свою благодарность руководству программ глубоководного бурения DSDP и ODP за предоставление кернового материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН, грант № 350/1999 г. 6-го конкурса экспертизы молодых ученых РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бараш М.С. Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики М.: Наука, 1970. 103 с.

Бараш М.С., Блюм Н.С. Современные танатоценозы планктонных фораминифер Северной и Экваториальной Атлантики // Океанология. 1975. Т. 15. Вып. 1. С. 108–115.

Бубенщикова Н.В. Палеоокеанология Северной Пацифики в плиоцен-раннечетвертичное время по планктонным фораминиферам // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т океанологии, 1996. 31 с.

Бубенщикова Н.В., Блюм Н.С. Биогеография и особенности эволюции плиоцен-четвертичных планктонных фораминифер в Северной Пацифике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 71–80.

Иванова Е.В. О палеотемпературном анализе по планктонным фораминиферам // Океанология. 1983. Т. 23. № 3. С. 456–463.

Оськина Н.С., Блюм Н.С. Структура танатоценоза планктонных фораминифер как индикатор океанских круговоротов и фронтов // Океанология. 1984. Т. 24. № 6. С. 942–947.

Тихий океан. Л.: Наука, 1981. 388 с.

Ушакова М.Г., Блюм Н.С., Бубенщикова Н.В. Тенденции изменения климата в восточной экваториальной Пацифике в неоген-четвертичное время // Современный и ископаемый микропланктон Мирового океана. М.: Наука, 1995. С. 119–131.

Alexandrovich J.M. Radiolarian biostratigraphy of ODP Leg 111, Site 677A, Eastern Equatorial Pacific, Late Miocene through Pleistocene // Proc. ODP. Sci. Res. 1989. V. 111. P. 245–263.

Anderson C. Pliocene calcium carbonate sedimentation patterns of the Ontong Java Plateau // Marine Geology. 1998. V. 150. № 1-4. P. 51-71.

Berggren W.A., Hilgen, F.J., Langereis C.G. et al. Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy // Geol. Soc. Amer. Bull. 1995. V. 107. № 11. P. 1272-1287.

Chen M.T., Prell W.L. Faunal distribution patterns of planktonic foraminifers in surface sediments of the low latitude Pacific // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1998. V. 137. P. 55-77.

Dowsett H., Barron J., Poore R. Middle Pliocene sea surface temperatures: a global reconstruction // Marine Micropale-ontol. 1996. V. 27 (1–4). P. 13–25.

Farrell J.W., Prell W.L. Pacific CaCO₃ preservation and δ^{18} O since 4 Ma: paleoceanic and paleoclimatic implication // Paleoceanography. 1991. V. 6. No 4. P. 485–498.

Haug G.H., Tiedemann R. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic ocean thermohaline circulation // Nature. 1998. V. 393. P. 673–676.

Hougton S.D. Late Neogene Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoceanography of ODP Hole 677A, Panama Basin // Proc. ODP. Sci. Res. 1989. V. 111. P. 277–285.

Jansen E., Mayer L.A., Backman J. et al. Evolution of Pliocene climate cyclity at Hole 806B (5–2 Ma): Oxygen isotope record // Proc. ODP. Sci. Res. 1993. V. 130. P. 349–360. Jenkins D.G., Houghton S.D. Late Miocene to Pleistocene planktonic foraminifers from ODP Site 677, Panama Basin // Proc. ODP. Sci. Res. 1989. V. 111. P. 289–294.

Jenkins D.G., Orr W.N. Planktonic biostratigraphy of the Eastern Equatorial Pacific DSDP Leg 9 // Init. Rep. DSDP. 1972. V. 9. P. 1059–1193.

Keigwin L.D. Neogene planktonic foraminifera from Deep Sea Drilling Project sites 502 and 503 // Init. Rep. DSDP. 1982a. V. 68. P. 296–289.

Keigwin L.D. Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: Role of Panama uplift in late Neogene time // Science. 1982b. V. 217. P. 350–353.

Kennett J.P., Srinivasan M.S. Neogene Planktonic foraminifera: A filogenetic atlas. Hutchinson, Strousburg, 1983. 265 p.

Levitus S. Climatological Atlas of the World Ocean // Department of Commerce, NOAA. Prof. Pap. 13. 1982. 173 p.

Prell W.L. Pliocene stable isotope and carbonate stratigraphy (Holes 572C and 573A): Paleoceanographic data bearing of the question of Pliocene glaciation // Init. Rep. DSDP. 1985. V. 85. P. 723–734.

Prentice M.L., Fries J.K., Simonds G.G. et al. Neogene trends in planktonic foraminifer δ^{18} O from site 807: implication for global ice volume and Western Equatorial Pacific Sea-Surface temperatures // Proc. ODP. Sci. Res. 1993. V. 130. P. 281–306.

Rogl F., Bolli H.M. Holocene to Pleistocene planktonic foraminifera of Leg 15, site 147 (Cariaco Basin Trench, Caribbean Sea) and their climatic interpretation // Init. Rep. DSDP. 1973. V. 15. P. 553–615.

Saito T. Geological significance of coiling direction in the planktonic foraminifera Pulleniatina // Geology. 1976. V. 4. P. 305–309.

Saito T. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of Equatorial Pacific sediments // Init. Rep. DSDP. 1985. V. 85. P. 621–654.

Shackleton N.J., Hall M.A. Stable Isotope history of the Pleistocene at ODP site 677 // Proc. ODP. Sci. Res. 1989. V. 111. P. 295–316.

Shackleton N.J., Hall M.A., Plate D. Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846 // Proc. ODP. Sci. Res. 1995. V. 138. P. 337–357.

Thunell R.C., Reynolds L.A. Sedimentation of planktonic foraminifera: seasonal changes in species flux in the Panama Basin // Micropaleontology. 1984. V. 30. P. 241–260.

Whitman J.M., Berger W.H. Pliocene-Pleistocene oxygen isotope record Site 586, Ontong Java Plateau // Marine Micropaleontol. 1992. V. 18. P. 171–198.

Рецензенты И.А. Басов, Т.А. Хусид

УДК 551.583

К ВОПРОСУ О ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ЦИКЛАХ МИЛАНКОВИЧА

© 2003 г. А. А. Косов

Институт динамики систем и теории управления СО РАН, Иркутск Поступила в редакцию 15.05.2000 г., получена после доработки 12.12.2001 г.

Предлагается гипотеза, поддерживающая выдвинутую В.А. и П.В. Большаковыми новую концепцию астрономической теории палеоклимата, в которой изменениям эксцентриситета придается существенно большее значение, чем в теории М. Миланковича. В периоды максимальных значений эксцентриситета существенно (на 17%) увеличиваются действующие на Землю солнечные приливные силы, что может приводить к усилению вулканической активности и вызывать увеличение концентрации парниковых газов в атмосфере. В эти же периоды в соответствии с теорией Миланковича увеличивается на 0.1% интегральная инсоляция всей поверхности Земли. Оба фактора способствуют потеплению климата синхронно в обоих полушариях планеты.

Ключевые слова. Палеоклимат, оледенения, теория Миланковича, эксцентриситет, наклон эклиптики, климатическая прецессия, приливные силы, палеовулканизм, парниковый эффект.

введение

Сразу после того, как в XIX веке были выявлены факты неоднократных оледенений Земли, покрывавших в прошлом значительно большие, чем в современный период территории, начали появляться гипотезы и научные теории, призванные объяснить причины колебаний климата, возникновение оледенений и межледниковий. Изменения климата связывали с вариациями солнечной постоянной, с прохождением солнечной системы при движении вокруг центра галактики через разреженные облака космической пыли, уменьшающей количество поступающей на поверхность Земли солнечной энергии, с изменением концентрации в земной атмосфере углекислого или других газов, вызывающих парниковый эффект и т.д. (Берг, 1938; Монин, 1972; Величко, 1973; Будыко и др., 1985; Котляков, 1994). Наибольшее признание заслуженно получила астрономическая теория климата М. Миланковича (Миланкович, 1939), который полагал, что оледенения Северного полушария совпадают по времени с наиболее глубокими минимумами инсоляции высоких широт этого полушария за периоды летних калорических полугодий. Отметим, что, несмотря на совершенно разные конечные причины изменений климата в трех вышеназванных теориях, они принципиально отличаются от теории Миланковича синхронностью изменений климата обоих полушарий Земли, тогда как согласно последней вместо синхронности должна скорее наблюдаться даже противофазность.

Спектральный анализ палеоклиматических записей из океанских донных отложений (Shackleton et al., 1990), ледовых кернов из Гренландии

(GRIP, GISP-2) и Антарктиды (Котляков, 1994), глубоководных донных отложений Байкала (Качуков и др., 1998), четко показывает наличие периодов в 100, 41, 23 и 19 тыс. лет, совпадающих соответственно с периодичностью изменения "орбитальных параметров" – эксцентриситета орбиты Земли е, наклона плоскости экватора к плоскости эклиптики & и углового расстояния от точки весеннего равноденствия до перигелия орбиты (прецессии) ω. Такое соответствие частот не может быть объяснено простым случайным совпадением, поэтому модуляция колебаний климата вариациями орбитальных параметров сейчас не вызывает сомнений. Поскольку в теории Миланковича инсоляция за калорические полугодия для каждой широты представлена в виде явной функции от трех названных орбитальных параметров, то, казалось бы, совпадение частот является доказательством адекватности теории Миланковича. Однако детальное сопоставление показало (Большаков, Большаков, 1999), что кривые инсоляции по Миланковичу и реальный палеоклиматический сигнал имеют существенные расхождения:

1). Несоответствие количества и возраста оледенений, выявленных и датированных по изотопно-кислородным океаническим данным, минимумам инсоляции высоких широт Северного полушария за летние калорические полугодия, отсутствие критериев выделения оледенений по таким инсоляционным диаграммам.

2). Проявление оледенений в периоды пониженных значений эксцентриситета, необъяснимое в рамках теории Миланковича. 3). Наиболее четкое проявление в экспериментальном палеоклиматическом сигнале последнего миллиона лет периодичности в 100 тыс. лет, свойственной частоте изменения эксцентриситета по теоретическим данным, получаемым приближенным интегрированием уравнений вековых возмущений небесной механики. В инсоляционной теории Миланковича эта периодичность должна проявляться значительно слабее по сравнению с частотами изменения наклона эклиптики и прецессии, поскольку вклад эксцентриситета Миланкович полагал только косвенным, через так называемую "климатическую прецессию" *esin*@.

В дополнение отметим, что сделанные В.А. Большаковым на основе анализа океанических изотопно-кислородных данных выводы 1–3 полностью подтверждаются и данными по байкальским отложениям за последние 5 миллионов лет, полученными в проекте "Байкал-бурение" (Качуков и др., 1998). Далее, сопоставление данных ледовых кернов Гренландии и Антарктиды приводит к следующему выводу (Котляков, 1994):

4). Температура в полярных районах обоих полушарий Земли изменялась синхронно (по крайней мере, на одном полном климатическом цикле 100 тыс. лет) и так же синхронно с температурой изменялась концентрация парниковых газов (углекислый газ, метан) в атмосфере.

Объяснение этого факта в рамках теории Миланковича затруднительно, поскольку составляющая "климатической прецессии" в формулах для инсоляции за летние калорические полугодия присутствует с противоположным знаком для разных полушарий, а по абсолютной величине она для высоких широт при большом эксцентриситете сопоставима с влиянием наклона эклиптики. Отметим, что еще в 30-е годы XX столетия, когда не было никаких изотопных данных по океаническим отложениям и ледовым кернам, Л.С. Берг, исходя из биогеографических данных о биполярном распределении морских животных, считал потепления и похолодания в обоих полушариях синхронными и на этой основе полагал "маловероятными астрономические причины оледенений, которые требуют попеременности ледниковых эпох в обоих полушариях" (Берг, 1938, с. 420). На основании сопоставления континентальных геолого-палеогеографических данных и инсоляционных кривых в работах (Величко, 1973, 1991) было установлено, что теория Миланковича "не согласуется с конкретными палеогеографическими данными" (Величко, 1991, с. 11).

В работе (Большаков, Большаков, 1999) была предложена новая концепция, модифицирующая инсоляционную теорию Миланковича. В ней существенно большее значение придается вариациям эксцентриситета, увеличение которого согласно формулам Миланковича вызывает возрастание интегральной годовой инсоляции всей Земли пропорционально $(1 - e^2)^{-1/2}$. Значение же вариаций наклона и прецессии считается существенно меньшим за счет сглаживания температурных градиентов течениями в атмосфере и гидросфере, хотя и имеющим ту же направленность, как и по Миланковичу.

Таким образом, предложенная В.А. Большаковым новая концепция фактически объясняет колебания климата так же, как теория Миланковича, изменениями инсоляции, вызываемыми вариациями орбитальных параметров (с возможными изменениями солнечной постоянной), при этом радиационно-климатическая кривая (РК) строится как линейная комбинация вариаций трех параметров во времени с постоянными весовыми коэффициентами, выбираемыми исходя из качественных "индикаторных" соображений. На наш взгляд, лучшее соответствие РК Большакова реальному палеоклиматическому сигналу достаточно очевидно, а качественные выводы о направленности и значимости вариаций орбитальных параметров в работе (Большаков, Большаков, 1999) вполне обоснованны.

С выводом работы Большаковых (1999) о том. что задача построения количественных оценок палеоклиматических параметров по вариациям орбитальных параметров может быть успешно решена только после создания полномасштабной модели, включающей наряду с инсоляцией и все другие факторы (конфигурация материков и океанов, рельеф суши и морского дна, состав атмосферы и гидросферы в динамике с учетом источников и стоков ключевых элементов, циркуляция воздуха и океанские течения, отражение и переизлучение энергии, альбедо и т.д.), безусловно, необходимо согласиться. В то же время, на наш взгляд, представляет несомненный интерес и качественное развитие новой концепции Большакова, в том числе и вскрытие новых, альтернативных инсоляционному, механизмов воздействия вариаций орбитальных параметров на климат. Это, в частности, позволит более точно и обоснованно определить структуру и состав полномасштабной количественной модели палеоклимата.

Основная цель данной статьи – обратить внимание специалистов на возможность существования такого альтернативного инсоляционному канала воздействия изменений эксцентриситета на климат за счет модуляции действующих на Землю солнечных приливных сил, что может приводить (в вероятностном плане) к усилению вулканической активности при возрастании эксцентриситета и вызывать глобальные потепления из-за соответствующего повышения концентрации углекислого газа в атмосфере и усиления парникового эффекта. Это вызывает увеличение удельного весового значения вариаций эксцентриситета и, тем самым, полностью согласуется с концепцией Большаковых и поддерживает ее. Построена модификация ПК-палеоклиматической кривой (поскольку учитывается не только инсоляция, то кривую не обязательно называть "радиационной"), подобная предложенной в работе (Большаков, Большаков, 1999) РК, но с другими весовыми коэффициентами, показано, что эта кривая хорошо согласуется с изотопно-кислородной кривой с учетом запаздывания на 8 тыс. лет.

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА КЛИМАТ

Вулканы при извержениях выбрасывают в атмосферу огромные массы пепла, пыли, газов и аэрозолей, что приводит к изменению состава атмосферы и влияет на климат, причем изменения могут носить как кратковременный (не более 10 лет), так и более длительный характер. Выбросы пепла и аэрозолей при катастрофических извержениях приводят к снижению прозрачности атмосферы и вызывают кратковременные похолодания (Будыко и др., 1986). В то же время вулканическая деятельность реализует, по-видимому, один из основных каналов дегазации мантии и обеспечивает существенную часть прихода углекислого газа в атмосферу, поддерживая его баланс. Как надежно установлено по геохимическим данным (Будыко и др., 1985, рис. 24, 25), изменения концентрации углекислого газа в атмосфере за последние 500 млн. лет четко коррелируют с изменениями скорости формирования вулканических пород. При этом проявляется тенденция к постепенному снижению вулканической активности, объясняемая израсходованием радиоактивных элементов, распад которых обеспечивает разогрев глубоких слоев Земли, и цикличность этого процесса с периодом порядка 100 млн. лет, объясняемая периодичностью процессов термической конвекции в мантии (Будыко и др., 1985, с. 128). Как указывают авторы (Будыко и др., 1985, с. 129), вполне могут существовать и более кратковременные ритмы. Возможно, что вызывать их могут разные причины, в том числе внешние по отношению к происходящим в мантии и земной коре процессам.

Для вулканизма Юго-Восточной Азии такого рода периодичности, в том числе порядка 400 и 100 тыс. лет, были выявлены С.В. Рассказовым (1998) на основе аргон-аргоновых датировок. Им же высказано предположение, что "с проявлением орбитальных циклов Земли может быть связана и ее эпизодическая эндогенная активность, проявляющаяся в периодически возобновляющемся вулканизме". Какими именно причинами объясняется наличие периодичностей такого рода для Юго-Восточной Азии, носят ли они глобальный характер, т.е. справедливы ли для всей Земли – в настоящее время неизвестно. Однако проявление в колебаниях вулканической активности "частот Миланковича" 400 и 100 тыс. лет изменений эксцентриситета орбиты Земли указывает на возможную взаимосвязь этих двух процессов. Такая связь может, на наш взгляд, проявляться как своеобразная "модуляция" вулканической активности возмущающими силами, в качестве которых выступают приливные силы, солнечная составляющая которых зависит от расстояния от Земли до Солнца.

Действующий вулкан перед началом извержения можно рассматривать с точки зрения теории устойчивости (Абдуллин и др., 1987) как находящуюся в равновесном состоянии систему, где равновесие обеспечивается за счет компенсации сил давления жидкой магмы и вулканических газов силами гравитации и прочностью твердой поверхностной части вулкана (а для подводных вулканов – еще и давлением вышележащего столба воды). Это равновесие имеет малый "запас устойчивости", тем меньший, чем более назревшим и подготовленным по законам собственной эволюции вулкана является очередное извержение. В таком критическом состоянии даже относительно небольшие по сравнению с каждой из взаимно уравновешенных сил внешние возмущающие силы могут нарушить равновесие, система потеряет устойчивость и произойдет переход к другому состоянию устойчивого равновесия (процесс извержения). Чем больше величина таких внешних возмущающих сил в тот или иной геохронологический период, тем выше вероятность нарушения устойчивости равновесия такой критической системы как действующий вулкан и, соответственно, выше вероятность извержения. Поэтому при прочих равных условиях в такие периоды вулканическая активность на планете в целом может заметно повышаться, причем доля катастрофических извержений при этом, возможно, может даже уменьшиться (увеличенные возмущения приводят к более раннему и менее катастрофическому "стравливанию пара").

В качестве такого рода возмущающих сил могут выступать приливные силы, солнечная составляющая которых будет изменяться вместе с изменением эксцентриситета орбиты Земли.

ЗАВИСИМОСТЬ СОЛНЕЧНЫХ ПРИЛИВНЫХ СИЛ ОТ ЭКСЦЕНТРИСИТЕТА ОРБИТЫ ЗЕМЛИ

Величина приливных сил, как известно (Монин, 1972; Белецкий, 1977), прямо пропорциональна массе притягивающего тела и обратно пропорциональна кубу расстояния до него:

$$F = k \frac{M}{r^3}.$$
 (1)
Для Земли реальное значение имеют приливные силы, вызываемые притяжением Луны и Солнца. Из формулы (1), подставляя соответствующие значения масс и расстояний, получаем, что в настоящую эпоху солнечные приливные силы составляют 0.46 от лунных, т.е. влияние Солнца примерно вдвое слабее, чем Луны (Монин, 1972, с. 15).

За последние несколько миллионов лет параметры орбиты Луны, по-видимому, существенно не менялись (Монин, 1972; Авсюк, 1996), поэтому характер лунных приливных сил в этот период можно считать неизменным. Что касается солнечной составляющей приливных сил, то при увеличении эксцентриситета орбиты от e = 0 (круговая орбита) до величины e = 0.05 (достигавшейся на протяжении последнего миллиона лет согласно (Berger et al, 1991)) и сохранении по теореме Лапласа величины большой полуоси а, расстояние от Земли до Солнца в перигелии r_{π} , равное в соответствии с (Белецкий, 1977, с. 17) $r_{\pi} = a(1-e)$, будет составлять лишь 0.95 от расстояния при круговой орбите. Поэтому из (1) вытекает увеличение в такие моменты времени солнечных приливных сил в 1/0.95³ = 1.166 раз, т.е приблизительно на 17%, а значит величина приливных сил в целом может возрастать примерно на 5.4%, что существенно больше относительного прироста интегральной инсоляции Земли, вытекающего из формул Миланковича (0.1%).¹

Далее, в эпохи повышенных значений эксцентриситета возрастают не только значения солнечной составляющей приливных сил в моменты прохождения Землей перигелия орбиты, но возрастает и интегральная работа этой составляющей за весь годовой цикл. Действительно, пусть $t \in [0, 1]$ – время внутри одного годового цикла, r(t) и v(t) – соответственно расстояние от Земли до Солнца и истинная аномалия в момент времени t, тогда в силу первого и второго законов Кеплера они связаны соотношениями (Белецкий, 1977, с. 17)

$$r = \frac{a(1-e^2)}{1+e\cos\nu}, \quad r^2 \frac{d\nu}{dt} = \sqrt{\mu a(1-e^2)}, \quad (2)$$

где µ – некоторый коэффициент, пропорциональный постоянной всемирного тяготения.

Интегральная за год работа солнечных приливных сил, как вытекает из (1) и (2), пропорцио-

нальна величине интеграла

=

$$\int_{0}^{1} \frac{dt}{r^{3}(t)} = \int_{0}^{2\pi} \frac{dv}{r(v)\sqrt{\mu a(1-e^{2})}} =$$
$$= \frac{1}{a^{3/2}\sqrt{\mu}(1-e^{2})^{3/2}} \int_{0}^{2\pi} (1+e\cos v) dv =$$
$$= \frac{2\pi}{a^{3/2}\sqrt{\mu}(1-e^{2})^{3/2}},$$

поэтому при увеличении эксцентриситета от нуля до 0.05 она возрастет на 0.37%, т.е. также на относительно большую величину по сравнению с возрастанием интегральной инсоляции.

Таким образом, относительный прирост солнечной составляющей и приливных сил в целом, как в моменты прохождения перигелия орбиты, так и интегрально за годовой цикл, при увеличении эксцентриситета орбиты Земли является существенно большим, чем прирост интегральной инсоляции в соответствии с теорией Миланковича. Конечно, реакция – увеличение вулканической активности на модулирующий сигнал – увеличение приливных сил вовсе не обязательно является линейной и проявляется, по-видимому, только в вероятностном плане, однако направленность и относительная величина самого модулирующего сигнала для канала "эксцентриситетприливные силы-вулканическая активностьпарниковые газы-температура" могут приводить к эффекту нисколько не меньшему, чем для канала "эксцентриситет-интегральная инсоляция-температура". Важно отметить также, что оба эти канала действуют сонаправленно, что должно привести к повышению удельного весового значения вариаций эксцентриситета в полном соответствии с концепцией, предложенной в работе Большаковых (1999). Кроме того, оба эти канала действуют синхронно для обоих полушарий, в отличие от теории Миланковича, где формулы инсоляции за летние калорические полугодия для разных полушарий содержат противофазные компоненты "климатической прецессии".

Относительно более важная по сравнению с другими орбитальными параметрами роль эксцентриситета в климатических изменениях может быть связана с воздействием через изменения приливных сил и по другим каналам, не обязательно связанным с вулканической активностью. Заметим, что как указано в статье (Шило и др., 1989), приливные силы можно рассматривать как насос направленного действия, поставляющий из глубинных слоев Земли через зоны активной тектоно-магматической деятельности пары и газы к поверхности планеты. В периоды повышенных значений эксцентриситета возрастание в соответ-

2003

¹ Примечание редакции. Автором в расчетах использована только кеплерова часть солнечного воздействия.

ствии с приведенной выше формулой среднегодовой работы солнечных приливных сил пропорционально $(1 - e^2)^{-3/2}$ повлечет увеличение мощности этого насоса и, соответственно, скорости поступления парниковых газов в атмосферу.

Влияние вариаций приливных сил на тектонические процессы на Земле, происходящие в реальном времени, выявлено экспериментально. Как установлено в результате измерений (Володичев и др., 1997), в моменты полнолуний и новолуний, когда приливные силы максимальны, в тектонически активных районах (Памир) возрастает интенсивность нейтронного излучения, что вероятнее всего объясняется увеличением поступления радиоактивного радона из глубоких трещин и разломов. Установлено также, что крупные серии землетрясений коррелируют с фазами новолуний и полнолуний, т.е. периодами максимумов приливных воздействий (Володичев и др., 2001), которые выступают в роли "спускового крючка" или триггерного механизма, запускающего "вызревший" по законам своего развития тектонический процесс. Аналогичная корреляция приливных и тектонических процессов для Луны, которая в силу соотношения масс Земли и Луны проявляется более отчетливо, была выявлена давно и описана Ю.Н. Авсюком (1996).

Поэтому и долгопериодические вариации приливных сил, связанные с изменениями эксцентриситета орбиты Земли, могли менять эффективность действия приливного триггерного механизма в отношении вулканической активности и приливного насоса, поставляющего парниковые газы из глубин мантии и земной коры. Результаты работы (Шило и др., 1989) дают основания рассматривать и еще один возможный канал влияния эксцентриситета через приливные силы на климат, уже не триггерный, не требующий сравнимых с вариациями инсоляции количеств энергии, а прямо обуславливаемый вариациями мощности приливных сил в различные геохронологические периоды. Согласно приведенным в статье Н.А. Шило и др. (1989) оценкам в современную эпоху суммарная мощность солнечных и лунных приливных сил, выделяемая в земной коре (и превращающаяся согласно законам физики в конце концов в тепло), на порядок больше мошности потока всей поступающей к Земле солнечной энергии. Поэтому при увеличении эксцентриситета орбиты возрастание составляющей примерно 32% солнечной доли этого "приливного тепла" пропорционально $(1 - e^2)^{-3/2}$ вызовет даже большее увеличение в годовом балансе земной энергетики, чем вытекающее из формулы Миланковича возрастание интегральной годовой инсоляции пропорционально $(1 - e^2)^{-1/2}$.

Подчеркнем, что все рассмотренные потенциальные каналы влияния вариаций эксцентриситета синхронны и синфазны для обоих полушарий планеты и приводят к возрастанию его относительной роли по сравнению с двумя другими орбитальными параметрами в полном соответствии с концепцией, предложенной в работе (Большаков, Большаков, 1999). Вопрос о том, какова реальная доля вклада каждого из названных каналов в колебания климата, и насколько полно они исчерпывают связь колебаний эксцентриситета и климата, на наш взгляд можно решить только после создания полномасштабной модели на основе комплексного междисциплинарного анализа экспериментальных данных.

ПОСТРОЕНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЙ КРИВОЙ

Обозначим через $\tau > 0$ время (возраст) в тыс. лет, $e(\tau)$, $\varepsilon(\tau)$, $\omega(\tau)$ – соответственно изменения эксцентриситета орбиты, наклона плоскости экватора к плоскости эклиптики и долготы перигелия в прошедшие периоды. Тогда в соответствии с предложенным в статье (Большаков, Большаков, 1999) подходом проблема Миланковича построения ПК кривой $K(\tau)$, отражающей эволюцию во времени какого-либо индикатора палеоклимата, по полагаемым известными из теоретических положений небесной механики эволюций орбитальных параметров $e(\tau)$, $\varepsilon(\tau)$, $\omega(\tau)$ может быть сформулирована следующим образом: определить характер функциональной зависимости $K(\tau) = f(\tau, e(\tau), \epsilon(\tau), \omega(\tau)), \tau.e.$ сконструировать функцию $f(\tau, x, y, z)$. Как справедливо отмечено в статье (Большаков, Большаков, 1999), точное теоретическое решение этой проблемы весьма затруднительно. Поэтому вполне естественно прежде всего попытаться использовать в качестве искомой функции линейную комбинацию, причем в стационарном варианте, т.е. без явной зависимости коэффициентов от времени.

Приведем методику построения такого рода функции. Некоторые отличия от подхода (Большаков, Большаков, 1999) связаны в основном с привлечением при построении кривой информации по обоим полушариям.

Пусть рассматривается отрезок времени $T = [\tau_1, \tau_2]$, положим $e_{\max} = \max_{\tau \in T} e(\tau)$, $e_{\min} = \min_{\tau \in T} e(\tau)$, $e_0 = (e_{\max} + e_{\min})/2$, $\Delta e(\tau) = 2(e(\tau) - e_0)/(e_{\max} - e_{\min})$. Совершенно аналогично строятся кривые относительных вариаций остальных параметров $\Delta \varepsilon(\tau)$, $\Delta \omega(\tau)$ соответственно наклона $\varepsilon(\tau)$ и "климатической прецессии" $e(\tau)\sin\omega(\tau)$, при этом для любого отрезка времени T все три кривые будут изменяться между (-1) и (+1), достигая крайних значений, причем масштабы для отрицательной и положительной ветвей будут одинаковы. Для Северного полушария ПК кривую $K_N(\tau)$ с учетом влияния каждого орбитального параметра, выбо-



Рис. 1. Палеоклиматическая полоса, июльская инсоляция широты 65° Северного полушария и морские изотопные стадии для последних 300 тыс. лет. Тонкие сплошные линии – ПК $K_N(\tau)$ в $K_S(\tau)$ для Северного и Южного полушарий соответственно. Жирная линия – ПК $K_1(\tau)$, синтезирующая вариации параметров для обоих полушарий. Штриховая линия – нормированная на отрезок [-1, 1] июльская инсоляция широты 65° Северного полушария, сдвинутая на 1 вверх. Сверху цифрами обозначены соответствующие морские изотопные стадии.

ра начала отсчета для прецессии и соображений наглядности будем строить по формуле

$$K_{N}(\tau) = a_{e} \Delta e(\tau) + a_{\varepsilon} \Delta \varepsilon(\tau) - a_{\omega} \Delta \omega(\tau) + 1, \quad (3)$$

где неотрицательные весовые коэффициенты $a_e, a_{\varepsilon}, a_{\omega}$ отражают удельное влияние каждого орбитального параметра и в сумме дают единицу, поэтому значения $K_N(\tau)$ будут располагаться между 0 и 2, причем крайние значения могут и не достигаться.

Аналогичным образом, для Южного полушария климатическая кривая строится по формуле

$$K_{S}(\tau) = -[a_{e}\Delta e(\tau) + a_{e}\Delta \varepsilon(\tau) + a_{\omega}\Delta \omega(\tau)] - 1, \quad (4)$$

и ее значения будут располагаться между (-2) и 0, причем крайние значения могут и не достигаться. Таким образом, построенные на одном графике кривые (3) и (4) никогда не будут пересекаться, образуя некоторую полосу, ширина которой может варьировать от 0 до 4. Эта "палеоклиматическая полоса" имеет наглядную интерпретацию: ее "узким местам" должны соответствовать периоды похолоданий климата (оледенения), а наиболее широким – потепления (межледниковья).

Полушария планеты существенно отличаются конфигурацией суши и океанов, поэтому, например, даже при совершенно одинаковых условиях инсоляции, отклики климатических изменений могут быть разными. Поэтому при построении палеоклиматической кривой для Земли в целом целесообразно предусмотреть для полушарий разные весовые коэффициенты:

$$K_{1}(\tau) = a_{N}K_{N}(\tau) - (1 - a_{N})K_{S}(\tau),$$

$$K_{0}(\tau) = K_{1}(\tau) - 1,$$
(5)

где $a_N \in [0, 1]$ – весовой коэффициент, соответствующий Северному полушарию. Обычно Северному полушарию придают ведущее значение в климатических изменениях, чем и объясняют синхронность колебаний температуры в разных полушариях², не вытекающую прямо из инсоляционной теории Миланковича. При $a_N = 0.5$, т.е. при симметричном подходе к полушариям, обе кривые (5) не будут зависеть от вариаций "климатической прецессии". При других значениях этого весового коэффициента кривые (5) будут синтезировать вариации всех трех орбитальных параметров с учетом значимости каждого полушария. Кривая $K_1(\tau)$ при этом будет располагаться вблизи кривой $K_N(\tau)$, тем ближе, чем ближе a_N к 1, а кривая $K_0(\tau)$ будет ограничена по модулю 1.

При построении ПК важное значение имеет выбор конкретных числовых значений весовых коэффициентов a_e , a_{ε} , a_{ω} , a_N . Приведенные ниже на графиках ПК были построены при следующих значениях: $a_e = 0.44, a_{\varepsilon} = 0.33, a_{\omega} = 0.23, a_N = 0.65,$ которые подбирались так, чтобы добиться по возможности наилучшей корреляции кривых. Если ПК на рис. 2 и 3 интерпретировать как кривую для Северного полушария $K_N(\tau)$, то этим коэффициентам будет отвечать отношение масштабов 1:0.75:0.16, довольно близкое (кроме прецессии) к использованному в работе Большаковых (1999). Числовые данные для построения кривых изотопии кислорода и вариаций орбитальных параметров были взяты соответственно из работ (Shackleton et al., 1990) и (Berger et al, 1991).

Как можно видеть из рис. 1, холодным четным стадиям соответствуют "узкие места" палеокли-

² Отметим, что при этом приходится пренебрегать инерционностью накопления и таяния полярных ледниковых щитов.



Рис. 2. Сопоставление палеоклиматической и изотопно-кислородной кривых в течение палеомагнитной эпохи Брюнес (последние 800 тыс. лет). Жирная линия – смещенная на 8 тыс. лет в будущее ПК $K_0(\tau)$, тонкая линия – нормированная на отрезок [-1, 1] ИК-кривая ODP-677, сглаженная осреднением по пяти точкам.



Рис. 3. Сопоставление палеоклиматической и изотопно-кислородной кривых в течение 1000–2000 тыс. лет до настоящего времени. Жирная линия – смещенная на 8 тыс. лет в будущее ПК $K_0(\tau)$, тонкая линия – нормированная на отрезок [-1, 1] ИК-кривая ODP-677, сглаженная осреднением по пяти точкам.

матической полосы, теплым нечетным – участки ее расширения. ПК $K_1(\tau)$ сглаживает прецессионные отличия полушарий. Вариации летней инсоляции плохо соответствуют ИК: самые глубокие минимумы инсоляции оказались на теплых нечетных стадиях 5 и 7, а на месте одного из самых холодных периодов с возрастом 150 тыс. лет располагается локальный максимум инсоляции. Все отмеченное сохраняется и для более древних возрастов, возрастная граница 300 тыс. лет для рис. 1 взята только из соображений наглядности.

Из рис. 2 вытекает явная "индикаторная" связь между ПК и реальным палеоклиматическим сигналом, записанным в ИК кривой: практически все изменения орбитальных параметров отражаются в той или иной степени в изменениях климата через 8 тыс. лет. Степень влияния для разных участков оказывается различной, поэтому формальный коэффициент корреляции двух кривых невысок (он равен 0.55), но визуальное подобие кривых совершенно очевидно. Максимальное отличие кривых на рис. 2 (как и на РК Большаковых) приходится на возраст около 170 тыс. лет, соответствующий холодной 6-й стадии. Здесь на ИК ODP-677 нет заметного отклика на локальный максимум на ПК. Отметим, что на известной ИК SPECMAP, приведенной в работе (Качуков и др., 1998), локальный максимум для этого участка выражен довольно четко.

"Индикаторная" связь ПК-кривой $K_0(\tau)$ и ИКкривой ODP-677 сохраняется и на интервале возрастов 1–2 млн. лет. Как видно из рис. 3, практически все минимумы и максимумы этих кривых совпадают (несовпадения по времени могли быть вызваны реально имевшим место непостоянством запаздывания в 8 тыс. лет и/или погрешностями датировки ИК-кривой). Характер отклика реального ИК-сигнала был нелинейным и менялся во времени, но похожесть кривых на рис. 3 проявляется не менее четко, чем для эпохи Брюнес на рис. 2.

Соответствие ПК (5) и реальных палеоклиматических сигналов имеет место и для еще более древних возрастов и проявляется не только по океаническим ИК-записям, но, например, и по записям континентального климата Азии в осадках озера Байкал (Качуков и др., 1998). Важность сопоставления с континентальными записями отмечалась Большаковыми (1999).



Рис. 4. Сопоставление ПК кривой, осредненной для каждого момента времени за предшествующие 300 тыс. лет, и кривой содержания диатомовых (в % по объему) в байкальских отложениях для первого оледенения Байкала. Жирная линия и правая ось – осредненная за предшествующие 300 тыс. лет ПК $K_0(\tau)$, тонкая линия и левая ось – снятый с рис. 7 из (Качуков и др., 1998) профиль содержания диатомей в осадке.

Полученная в рамках проекта "Байкал-Бурение" непрерывная запись палеоклимата последних 5 млн. лет позволила выявить два длительных (около 300 тыс. лет) холодных интервала (Качуков и др., 1998, рис. 7): первый 2.82–2.48 млн. лет и второй 1.75–1.45 млн. лет назад. Именно в эти периоды на горных хребтах, окружающих Байкал, впервые возникали оледенения, проявившиеся в глубоководных отложениях слоями тонкодисперсных (осажденное "ледниковое молоко") глин с практически полным отсутствием остатков панцирей диатомовых водорослей, ставшими позднее характерными для всех плейстоценовых холодных интервалов.

Первому оледенению Байкала соответствует один из самых глубоких³ за последние 5 млн. лет относительных минимумов ПК $K_0(\tau)$, равный – 0.619 и достигаемый при возрасте 2.819 млн. лет. Отметим, что июльская инсоляция⁴ широты 65 градусов Северного полушария для этого возраста (430 ед.) (да и для отрезка 2.82-2.75 млн. лет, где инсоляция не менее 422 ед.) практически не отличается от современного значения (426 ед.) и существенно превосходит минимальную за последние 5 млн. лет (387 ед.), так что теория Миланковича не предсказывает сильного похолодания для этого момента времени. Кроме того, например, при возрасте 2.937 млн. лет июльская инсоляция 65-й широты Северного полушария падала существенно ниже – до 401 ед., но соответствующее похолодание на рис. 7 статьи Качукова и др. (Качуков и др., 1998) имело намного меньшую глубину и не достигало масштабов оледенения. Первому оледенению второго холодного интервала с возрастом 1.67 млн. лет соответствует тоже весьма глубокий (равный –0.526) относительный минимум ПК $K_0(\tau)$, достигаемый при возрасте 1.679 млн. лет. Июльская инсоляция широты 65 градусов Северного полушария для этого возраста (433 ед.) также практически не отличается от современного значения, как и на отрезке 1.7–1.65 млн. лет, где она не меньше 422 ед. Таким образом, вывод В.А. Большакова о том, что инсоляционные диаграммы не дают даже критериев выделения оледенений, сделанный по сопоставлению с ИК-кривыми океанических записей, подтверждается и континентальной Байкальской записью.

Длительность отмеченных холодных интервалов (300 тыс. лет), выявленных в результате проекта "Байкал-бурение", не может быть объяснена вариациями инсоляции: глубоких минимумов июльской инсоляции широты 65 градусов Северного полушария в интервале 2.7-3.0 млн. лет не имеется, а средняя инсоляция за 300 тыс. лет на этом интервале практически не отличается от среднего для любого временного интервала такой же длины. Как можно видеть из рис. 4, первое сильное похолодание климата, приведшее к первому оледенению на Байкале, четко коррелирует с поведением осредненной за предшествующие 300 тыс. лет ПК $K_0(\tau)$: для возраста 2.65 млн. лет осредненная ПК достигает одного из самых глубоких за последние 5 млн. лет относительных минимумов, опускаясь ниже -0.1.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из изложенного выше вытекают следующие выводы.

1. Предложенная В.А. и П.В. Большаковыми новая концепция астрономической теории палеоклимата, в которой вариациям эксцентриситета орбиты придается существенно более важное значение, чем вариациям наклона плоскости экватора к плоскости эклиптики и вариациям положения перигелия орбиты (прецессии), значитель-

³ Меньшее значение –0.625 достигалось только при возрасте 1.302 млн. лет.

⁴ Здесь и далее речь идет о среднемесячной инсоляции, измеряемой в ваттах на квадратный метр, и используются числовые данные (Berger et al., 1991).

но лучше соответствует реальным палеоклиматическим сигналам как изотопно-кислородных океанических, так и континентальных байкальских диатомовых записей за последние 3 миллиона лет, чем концепция Миланковича, связывавшего оледенения с минимумами инсоляции за летние калорические полугодия.

2. Реальные каналы воздействия вариаций орбитальных параметров на климат не обязательно должны ограничиваться исключительно изменениями инсоляции, но могут проявляться и через альтернативные механизмы, например, модуляцию вулканической активности приливными силами, зависящими от расстояния от Земли до Солнца, и приводящими к изменениям концентрации парниковых газов в атмосфере. Могут существовать и иные каналы воздействия вариаций орбитальных параметров на климат.

3. Доказательные и достоверные расчеты количественных оценок динамики изменения палеоклимата в зависимости от изменения орбитальных параметров и других исходных внешних факторов можно будет получать только на основе полномасштабных моделей, для определения состава которых принципиальное значение имеет как сохраняющая свое непреходящее значение классическая инсоляционная теория М. Миланковича, так и ее развитие в новой концепции Большаковых, лучше соответствующей современному объему фактических данных о палеоклимате.

Автор благодарен члену-корреспонденту РАН Ю.Н. Авсюку и А.А. Величко за ценные критические замечания, способствовавшие более глубокому пониманию автором роли приливных сил и улучшению первоначального варианта статьи.

Работа выполнена при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и администрации Иркутской области (проект № 01-01-97201-р2001Байкал) и Интеграционной программы СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллин Р.З., Анапольский Л.Ю., Козлов Р.И. и др. Метод векторных функций Ляпунова в теории устойчивости / Ред. Воронов А.А. и Матросов В.М. М.: Наука, 1987. 312 с.

Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.

Белецкий В.В. Очерки о движении космических тел. М.: Наука, 1977. 432 с. Берг Л.С. Основы климатологии. Л.: Учпедгиз, 1938. 455 с.

Большаков В.А., Большаков П.В. Астрономическая теория палеоклимата – новая концепция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 6. С. 3–13.

Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 208 с.

Будыко М.И., Голицин Г.С., Израэль Ю.А. Глобальные климатические катастрофы. М.: Гидрометеоиздат, 1986. 160 с.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.

Величко А.А. Глобальные изменения климата и реакция ландшафтной оболочки // Изв. АН СССР. Сер. географическая. 1991. № 5. С. 5–22.

Володичев Н.Н., Кужевский Б.М., Нечаев О.Ю. и др. Явление возникновения всплесков интенсивности нейтронов во время фаз новолуний и полнолуний // Космические исследования. 1997. Т. 35. № 2. С. 144–154.

Володичев Н.Н., Подорольский А.Н., Левин Б.В. и др. Корреляция появления крупных серий землетрясений со временем фаз новолуния и полнолуния // Вулканология и сейсмология. 2001. № 1. С. 60–67.

Качуков В., Лыков Д., Певзнер Л. и др. Непрерывная запись климатических изменений в отложениях озера Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 139–156.

Котляков В.М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 286 с.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.-Л.: ГОНТИ, 1939. 207 с.

Монин А.С. Вращение Земли и климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 112 с.

Рассказов С.В. Вулканическая периодичность 5 млн. лет в геодинамической иерархии позднего кайнозоя Юго-Восточной Азии // Metallogeny, fuell resourses, and geodynamics of the North Asian craton and framing orogenic belts. Irkutsk.: Institute of Geochemistry, 1998. P. 69–70.

Шило Н.А., Ващилов Ю.Я. Земные приливы как тектонический насос и вибратор // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 4. С. 833–836.

Berger A., Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quaternary Sci. Rev. 1991. V. 10. P. 297-317.

Shackleton N.J., Berger A., Peltier W. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677 // Trans. Roy. Soc. Edinb. 1990. V. 81. P. 251-261.

Рецензенты Ю.Н. Авсюк, А.А. Величко



Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке

Acoustical Physics Applied Biochemistry and Microbiology Astronomy Letters Astronomy Reports Automation and Remote Control **Biochemistry (Moscow) Biology Bulletin Biophysics** Colloid Journal **Computational Mathematics and Mathematical Physics** Cosmic Research Crystallography Reports **Differential Equations Doklady Biochemistry and Biophysics Doklady Biological Sciences Doklady Chemistry Doklady Earth Sciences Doklady Mathematics Doklady Physical Chemistry Doklady Physics Entomological Review Eurasian Soil Science** Geochemistry International Geology of Ore Deposits Geomagnetism and Aeronomy Geotectonics Glass Physics and Chemistry Herald of the Russian Academy of Sciences High Energy Chemistry **High Temperature** Human Physiology **Inorganic Materials** Instruments and Experimental Techniques Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics Izvestiya, Physics of the Solid Earth Journal of Analytical Chemistry Journal of Communications Technology and Electronics Journal of Computer and Systems Sciences International Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology Journal of Experimental and Theoretical Physics Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters Journal of Ichthyology Kinetics and Catalysis Laser Physics Lithology and Mineral Resources Microbiology

Molecular Biology Oceanology Optics and Spectroscopy Paleontological Journal Pattern Recognition and Image Analysis Petroleum Chemistry Petrology Physics of Atomic Nuclei Physics of Particles and Nuclei Physics of the Solid State Plasma Physics Reports Polymer Science, Series A Polymer Science, Series B Polymer Science, Series C Problems of Information Transmission Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics Programming and Computer Software Protection of Metals Radiochemistry Russian Journal of Applied Chemistry Russian Journal of Bioorganic Chemistry Russian Journal of Coordination Chemistry Russian Journal of Developmental Biology Russian Journal of Ecology Russian Journal of Electrochemistry Russian Journal of General Chemistry **Russian Journal of Genetics** Russian Journal of Inorganic Chemistry Russian Journal of Marine Biology **Russian Journal of Mathematical Physics** Russian Journal of Nondestructive Testing Russian Journal of Organic Chemistry Russian Journal of Physical Chemistry **Russian Journal of Plant Physiology** Russian Metallurgy (Metally) Russian Microelectronics Semiconductors Solar System Research Stratigraphy and Geological Correlation Studies on Russian Economic Development **Technical Physics Technical Physics Letters** The Physics of Metals and Metallography Theoretical Foundations of Chemical Engineering Thermal Engineering Water Resources

"НАУКА" •••• МАИК"НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА"

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

Автоматика и телемеханика* Агрохимия Азия и Африка сегодня Акустический журнал* Алгебра и анализ Астрономический вестник* Астрономический журнал* Биологические мембраны Биология внутренних вод Биология моря* Биоорганическая химия* Биофизика* Биохимия* Ботанический журнал Вестник РАН* Вестник древней истории Водные ресурсы Вопросы истории естествознания и техники Вопросы ихтиологии* Вопросы философии Вопросы языкознания Восток Вулканология и сейсмология Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)* Генетика* Геология рудных месторождений* Геомагнетизм и аэрономия* Геоморфология Геотектоника Геохимия' Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология Государство и право Дефектоскопия* Дискретная математика Дифференциальные уравнения* Доклады Академии наук* Журнал аналитической химии* Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова Журнал вычислительной математики и математической физики* Журнал научной и прикладной фотографии Журнал неорганической химии* Журнал общей биологии Журнал общей химии' Журнал органической химии* Журнал прикладной химии Журнал технической физики* Журнал физической химии* Журнал эволюционной биохимии и физиологии* Журнал экспериментальной и теоретической физики* Записки Всероссийского минералогического общества Зашита металлов Земля и Вселенная Зоологический журнал Известия АН. Механика жидкости и газа Известия АН. Механика твердого тела Известия АН. Серия биологическая* Известия АН. Серия географическая Известия АН. Серия литературы и языка Известия АН. Серия математическая Известия АН. Серия физическая Известия АН. Теория и системы управления* Известия АН. Физика атмосферы и океана* Известия АН. Энергетика Известия русского географического общества Исследование Земли из космоса Кинетика и катализ* Коллоидный журнал* Координационная химия* Космические исследования* Кристаллография* Латинская Америка Лесоведение Литология и полезные ископаемые* Математические заметки Математический сборник Математическое моделирование Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО) Микология и фитопатология Микробиология* Микроэлектроника* Мировая экономика и международные отношения Молекулярная биология*

Наука в России Научная книга Научное приборостроение Нейрохимия Неорганические материалы* Нефтехимия' Новая и новейшая история Общественные науки и современность Общество и экономика Океанология' Онтогенез* Оптика и спектроскопия* Отечественная история Палеонтологический журнал* Паразитология Петрология* Письма в Астрономический журнал* Письма в Журнал технической физики* Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики* Поверхность Почвоведение* Приборы и техника эксперимента* Прикладная биохимия и микробиология* Прикладная математика и механика Природа Проблемы Дальнего Востока Проблемы машиностроения и надежности машин Проблемы передачи информации* Программирование* Психологический журнал Радиационная биология. Радиоэкология Радиотехника и электроника* Радиохимия* Расплавы Растительные ресурсы Российская археология Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова Русская литература Русская речь Сенсорные системы Славяноведение Социологические исследования Стратиграфия. Геологическая корреляция* США. Канада. Экономика - политика - культура Теоретическая и математическая физика Теоретические основы химической технологии* Теория вероятностей и ее применение Теплофизика высоких температур' Труды Математического института имени В.А. Стеклова* Успехи математических наук Успехи современной биологии Успехи физиологических наук Физика Земли* Физика и техника полупроводников* Физика и химия стекла* Физика металлов и металловедение* Физика плазмы* Физика твердого тела* Физиология растений* Физиология человека* Функциональный анализ и его применение Химическая физика Химия высоких энергий* Химия твердого топлива Цитология Человек Экология Экономика и математические методы Электрохимия* Энергия, экономика, техника, экология Этнографическое обозрение Энтомологическое обозрение* Ядерная физика

* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке