

Том 2, Номер 1

Январь - Февраль 1994

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК НАУКА

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 2 № 1 1994 Январь - Февраль

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией Т. В. Тришкина
Науч. редактор А. С. Тарабанова

Адрес редакции: 109180, Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы РАН, комн. 2, тел. 231-21-64

Москва
Международная академическая ·
издательская компания “Наука”

СОДЕРЖАНИЕ

Том 2, номер 1, 1994

Уран-свинцовый возраст кислых магматитов сумия Северной Карелии

О. А. Левченков, А. А. Николаев, Е. С. Богомолов, С. З. Яковлева 3

Рубидий-стронциевая геохронология протерозойских метаморфических пород Северной Кореи

*И. М. Горохов, Цой Вон Чен, В. А. Глебовицкий, А. В. Баскаков, А. К. Буйко,
С. А. Бушмин, Ким Ён Мук, Ким Ре Су, Ким Чу Рёль, И. Н. Крылов,
Э. П. Кутявин, Н. Н. Мельников, Н. Е. Морозов, И. С. Седова* 10

Микрофоссилии в кремнях из мезопротерозойской (среднерифейской) дебенгдинской свиты Оленекского поднятия Северо-Восточной Сибири

В. Н. Сергеев, А. Х. Нолл, С. П. Колосова, П. Н. Колосов 23

Динамика разнообразия граптолитов на рубеже венлока и лудлова

Т. Н. Корень 39

Палеозойские коралловые рифы на территории России

*Л. Н. Большакова, М. Р. Геккер, Р. В. Горюнова, В. Н. Дубатов, А. Б. Ивановский,
В. Н. Космынин, В. А. Лучина, Б. С. Соколов, Ю. И. Тесаков* 46

Основные морфологические события в истории развития цефалопод в палеозое

*И. С. Барсков, М. Ф. Богословская, Ф. А. Журавлева, Г. Н. Киселев,
Л. Ф. Кузина, Т. Б. Леонова, В. Н. Шиманский, С. В. Яцков* 55

Палинологическая характеристика нижнепермских отложений северо-востока Сирии

О. П. Ярошенко, И. Баш Имам 62

Изменение систематического и экологического состава донных шельфовых сообществ на границе перми и триаса

Л. А. Невеская 74

Радиолярии как индикаторы климата северо-востока Азии в триасовом периоде

Н. Ю. Брагин 81

Эволюция юрских тетических фораминифер

К. И. Кузнецова 86

О верхнеэоценовых олистостромах южного склона Большого Кавказа

Ф. Д. Майсадзе 95

Краткие сообщения

Сопоставление этапов развития палеогеновой диатомовой флоры морских эпиконтинентальных и океанических бассейнов

З. И. Глезер 103

Климатические оптимумы в кайнозое Западной Сибири (по палинологическим данным)

В. С. Волкова, И. А. Кулькова 108

CONTENTS

Volume 2, Number 1, 1994

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

Uranium-Lead Age of the Sumian Acid Magmatites in Northern Karelia <i>O. A. Levchenkov, A. A. Nikolaev, E. S. Bogomolov, and S. Z. Yakovleva</i>	3
Rubidium-Strontium Geochronology of Proterozoic Metamorphic Rocks in North Korea <i>I. M. Gorokhov, Choi Won Cheng, V. A. Glebovitskii, A. V. Baskakov, A. K. Buiko, S. A. Bushmin, Kim Yong Muk, Kim Reh Soo, Kim Choo Ryol, I. N. Krylov, E. P. Kut'yavin, N. N. Mel'nikov, N. E. Morozov, and I. S. Sedova</i>	10
Microfossils from Cherts of the Mesoproterozoic Debengda Formation, the Olenek Uplift, Northeastern Siberia <i>V. N. Sergeev, A. H. Knoll, S. P. Kolosova, and P. N. Kolosov</i>	23
Dynamics of Graptolite Diversity across the Wenlock-Ludlow Boundary <i>T. N. Koren'</i>	39
Paleozoic Coral Reefs in Russia <i>L. N. Bol'shakova, M. R. Gekker, R. V. Goryunova, V. N. Dubatolov, A. B. Ivanovskii, V. N. Kosmyrin, V. A. Luchinina, B. S. Sokolov, and Yu. I. Tesakov</i>	46
Main Morphological Events in the Evolution of Paleozoic Cephalopods <i>I. S. Barskov, M. F. Bogoslovskaya, F. A. Zhuravleva, G. N. Kiselev, L. F. Kuzina, T. B. Leonova, V. N. Shimanskii, and S. V. Yatskov</i>	55
Palynology of the Lower Permian Deposits in Northeastern Syria <i>O. P. Yaroshenko and I. Bach Imam</i>	62
Changes in the Taxonomic and Ecologic Composition of Shelf Benthic Assemblages at the Permian-Triassic Boundary <i>L. A. Nevesskaya</i>	74
Radiolarians as Indicators of Triassic Climate in Northeast Asia <i>N. Yu. Bragin</i>	81
Evolution of the Jurassic Tethyan Foraminifera <i>K. I. Kuznetsova</i>	86
Upper Eocene Olistostromes on the Southern Slope of the Greater Caucasus <i>F. D. Maisadze</i>	95
Short Communications	
Correlation of Development Stages of the Paleogene Diatom Flora from Marine Epicontinental and Oceanic Basins <i>Z. I. Glezer</i>	103
Climatic Optima during the Cenozoic in West Siberia Deduced from Palynological Data <i>V. S. Volkova and I. A. Kul'kova</i>	108

УДК 550.93:552.3(470.22)

УРАН-СВИНЦОВЫЙ ВОЗРАСТ КИСЛЫХ МАГМАТИТОВ СУМИЯ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

© 1994 г. О. А. Левченков*, А. А. Николаев**, Е. С. Богомолов*, С. З. Яковлева*

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, д. 2, Россия**Институт геологии Карельского НЦ РАН,
185610 Петрозаводск, Пушкинская ул., д. 11, Россия

Поступила в редакцию 18.03.93 г.

Изучены морфологические особенности и U-Pb изотопные возрасты цирконов из сумийских метариолитов Лехтинской структуры и двух гранитных массивов, относящихся к единой риолит-гранитной вулcano-плутонической ассоциации.

В ряду гранит-гранит-порфир-риолит выделено две генерации цирконов. Цирконы первой генерации, являющиеся "сквозными" для перечисленных фациальных типов пород с преобладанием R-G-морфотипов в наиболее глубоких образованиях, кристаллизовались 2449.3 ± 3.7 млн. лет тому назад. Циркон второй генерации, рассматриваемый в качестве типоморфного для малоглубинных пород (особенно вулканических фаций), имеет возраст $- 2442.8 \pm 4.8$ млн. лет, который представляет реальную оценку времени проявления сумийского кислого вулканизма в пределах Лехтинской структуры.

В составе карелид восточной части Балтийского щита особое место принадлежит комплексу кислых метавулканитов и ассоциирующих с ними вулканогенно-осадочных пород, традиционно рассматриваемых в качестве типичных представителей сумийского надгоризонта нижнего протерозоя региональной стратиграфической последовательности. Несогласно перекрывая толщи лопия, сумийские образования фиксируют резкую смену геотектонических режимов на рубеже архей - протерозой, а их изотопное датирование дает возможность оценить верхние геохронологические параметры этой границы.

В процессе многолетних целенаправленных исследований, проведенных в районе с широким развитием метариолитов сумия (Лехтинская и Панаярвинская структуры), было сформулировано обоснованное представление о принадлежности их к нижнему протерозою, а уран-свинцовое изотопное датирование по циркону из указанных образований позволило оценить интервал их формирования в 2400 - 2500 млн. лет (Кратц и др., 1976; Sakko, 1971; Silvenoinen, 1972), что находится в соответствии с имеющимися геологическими наблюдениями и не противоречит принятому в современной геохронологической шкале докембрия значению возраста 2500 ± 50 млн. лет для границы архей - протерозой.

Последующее изучение изотопных уран-свинцовых систем цирконов кварцевых порфиров выявило заметную дисперсию их фигуративных точек на графике с конкордией, что могло быть вызвано одной из двух причин: неоднократным на-

рушением замкнутости изотопных систем цирконов или смешением разновозрастных генераций.

В работе О.А. Левченкова и др. (1985) был рассмотрен более сложный, чем модель Везерилла (Wetherill, 1956), методологический подход к интерпретации эрохронных уран-свинцовых зависимостей, предусматривающий дополнительные допущения относительно эволюции изотопных систем. Проведенные расчеты дали значение возраста, превышающее 2700 млн. лет. Эта изотопная датировка рассматривалась как предположительная оценка возраста метариолитов только в рамках выдвинутых ограничений относительно геохимической истории изученных цирконов.

Вторая возможная причина появления уран-свинцовых эрохронных зависимостей: смещение разновозрастных кристаллов - не исследовалась.

Публикация указанных модельных результатов позволила ряду специалистов общегеологического профиля неадекватно воспринять приведенную цифровую информацию, что привело их к далеко идущим, но, к сожалению, несколько поспешным выводам о необходимости рассмотрения сумия в качестве естественного члена верхнеархейского комплекса (Светов, Свириденко, 1989) и пересмотра общих петрологических тенденций в эволюции лопийского магматизма (Колычев, 1991). Возникшая неоднозначность в понимании хроностратиграфической позиции рассматриваемых пород и явилась одним из поводов для выполнения данной работы.

С другой стороны, в геологической региональной литературе неоднократно обсуждался вопрос

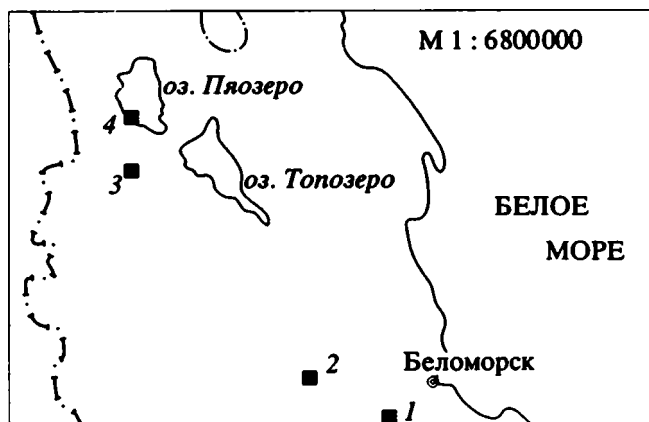


Рис. 1. Схема расположения участков работ: 1, 2 – Лехтинская структура, 3 – Косозеро–Тироярви–Тухкала, 4 – Корманка.

о возможных разнофациальных комагматах метариолитов ранних карелид Северной Карелии, в современном понимании представляющих в своей совокупности продукты петрологически и геохронологически единой риолит-гранитной вулканоплутонической ассоциации (Судовиков, 1934; Билибина, Дашкова, 1957; Гилярова, 1957; Хейсканен и др., 1977; Hackman, Wilkman, 1929). Используя с этой целью геологические, петрографические и петрохимические критерии не противоречат такому предположению, причем в качестве возможных плутонических аналогов рассматривались прежде всего граниты массивов Корманка и Нуорунен, а также мелкие тела чарнокитов района Вичан.

Исходя из вышеизложенного, были сформулированы задачи настоящей работы: 1) генетико-информационный анализ акцессорного циркона как основы последующей геолого-петрологической интерпретации изотопных данных на примере как метариолитов, так и их возможных разноглубинных аналогов; 2) уран-свинцовое изотопное датирование процессов сумийских вулканизма и гранитного магматизма с целью решения указанных выше проблем.

В основу статьи положены результаты специализированного изучения образцов из центральной и восточной частей Лехтинской структуры (рис. 1), представляющих как собственно экструзивные, так и вулканогенно-осадочные (пирокластические) породы риолитового состава, а также ассоциирующие с ними, по-видимому, субвулканические тела, что позволило получить представительный материал по минералогии циркона.

С целью оценки площадной устойчивости популяции дополнительно рассмотрены цирконы кварцевых порфиров района оз. Ципринга, оказавшиеся минералогически близкими к вышеуказанным.

Плутонические образования представлены гранитами массива Корманка, а гипабисальные, в том числе субвулканические, – гранит-порфирами участков Косозеро–Тироярви–Тухкала.

Подчеркнем, что выбор объектов был определен прежде всего состоянием проблемы и результатами предшествующих исследований. Поэтому наша задача ограничивалась минералогической и геохронологической проверкой уже имевшихся гипотез.

Исходя из собственного опыта и имевшихся фактических материалов предполагалось, что цирконы из генетически единых, но фациально различающихся магматитов могут характеризоваться, с одной стороны, индивидуальными чертами популяции циркона, с другой, – наличием определенной качественной минералогической аналогии на уровне отдельных его разновидностей.

При положительном ответе на указанные вопросы представлял интерес сравнительный генерационный анализ циркона из различных фациальных групп пород с выделением типоморфных для вулканитов и плутонитов генераций.

Для выделения акцессорного циркона на минеральный анализ измельченные до -0.25 мм образцы массой 100–300 г после удаления магнитной фракции (без промывки на концентрационном столе) разделялись в бромформе. Весь полученный концентрат минералов тяжелой фракции подвергался ручной микроскопической разборке с полным выделением всего имеющегося циркона.

Основу минералогической характеристики составили как описание традиционных особенностей циркона (окраска, блеск, прозрачность, размеры, коэффициенты удлинения и уплощения, зональность и ее типы, включения, степень идиоморфизма и эвгедральность, характер поверхности индивидов и т.д.), так и применение некоторых специфических приемов. Оценка относительного возраста отдельных групп индивидов проведена по непосредственно наблюдаемым соотношениям между ними. С учетом перечисленных критериев выявлены генетически сходные группы индивидов (генерации), для каждой из которых по возможности определена структура, или набор морфотипов (Pupin, 1980).

В изученных образцах оценена количественная роль отдельных генераций. При их петрогенетической типизации использован принцип наличия вероятной связи появления и увеличения относительной роли генерации в общей популяции в зависимости от факта проявления и интенсивности цирконообразующего геологического процесса (Николаев, 1980).

Изотопные исследования цирконов проведены только на материале фракций отдельных тщательно отобранных моногенераций.

По вышеизложенной методике было изучено 38 проб цирконов из метариолитов, 7 – из гипаби-

сальных гранит-порфиров и 4 – из гранитов, что позволило сформулировать следующие основные выводы.

1. Акцессорный циркон исследованных пород представлен минералогически сходной, но внутренне гетерогенной популяцией, в составе которой можно выделить ряд генераций.

Первую генерацию представляет совокупность кристаллов с широким спектром морфологических типов, характеризующихся отсутствием установленных перерывов в минералообразовании при вполне постепенном переходе от одних морфотипов к другим, что выражается в закономерном изменении относительной роли отдельных простых форм. Морфотипы представляют собой ассоциации индивидов, принадлежащих единой генерации и формировавшихся в процессе эволюционного изменения физико-химических условий кристаллизации магматического расплава (рис. 2а).

Типичными особенностями зерен первой генерации являются ровная, плоская и блестящая поверхность граней и иногда заметно выраженные спиральные микроструктуры слоевого роста отдельных граней. Некоторые кристаллы характеризуются признаками коррозии (мелкоямчатый рельеф поверхности), очевидно проявленной при локальных процессах растворения. Коэффициент удлинения довольно выражен и в среднем составляет 2.7, уплощенные формы не характерны. Исключительно редко встречаются включения не закономерно ориентированных реликтов мельчайших корродированных зерен желтоватого циркона и белого апатита. Отмечены единичные случаи обрастания индивидов описываемой группы цирконом второй генерации.

Вторую генерацию составляют светло-розовые с желтым оттенком удлиненно-призматические до игольчатых, с коэффициентом удлинения 5 - 10, кристаллы и их обломки, диагностическим признаком которых является прекрасно выраженная грубая симметричная зональность, с отличием 3 - 4 имеющихся зон по степени прозрачности. Описаны единичные случаи обрастания индивидов первой генерации цирконом второй. Обычны мелкие дисперсные микровключения рудного минерала, реже биотита, полевого шпата и белого опаловидного кварца.

Эвгедральные и даже субгедральные кристаллы редки и представлены J-D-морфотипами (рис. 2б). Типичными являются обломки, нередко лишенные дипирамидальных форм. Грани кристаллов блестящие, однако нередко фиксируются и неровные поверхности вследствие проявления частичной посткристаллизационной коррозии с характерным ожелезнением поверхности таких зерен.

Исходя из вышеизложенного, мы предполагаем возможность кристаллизации индивидов описываемой генерации циркона в достаточно узком интервале физико-химических условий из пере-

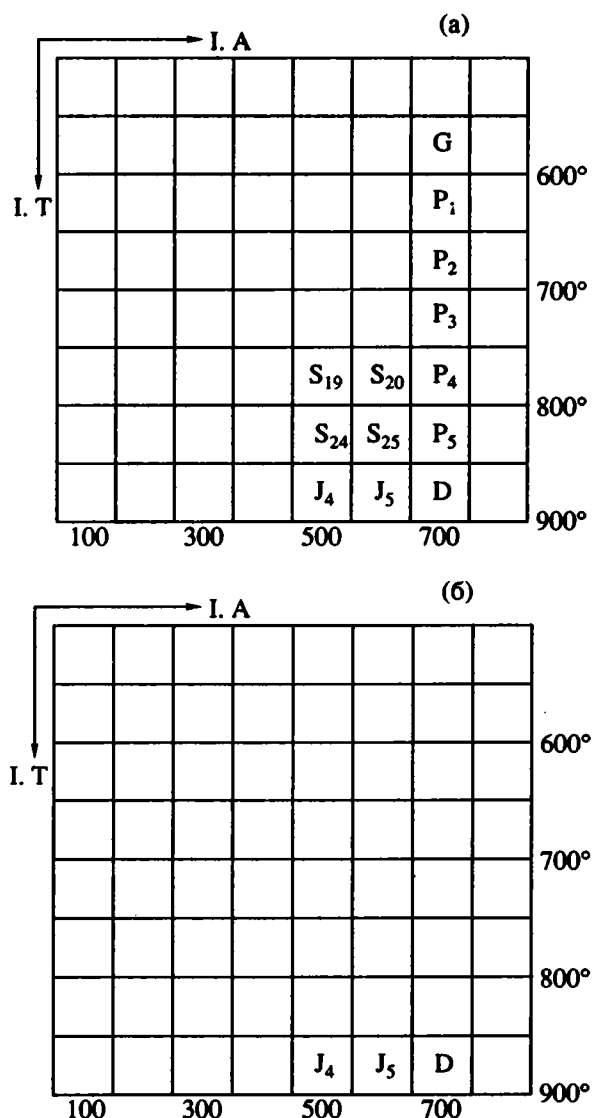


Рис. 2. Схематизированные типологические диаграммы цирконов первой (а) и второй (б) генераций.

сыщенной относительно цирконообразующих компонентов среды.

В особую группу отнесены две другие малораспространенные разновидности цирконов. Это единичные мелкие коричневые или зеленовато-серые короткопризматические кристаллы, нередко трещиноватые. Предварительно проведенные по ним измерения кажущегося возраста методом термоионной эмиссии дали значения, превышающие 2500 млн. лет.

Другая разновидность представлена единичными микровключениями резорбированных зерен в цирконе первой генерации. Для индивидов этой группы не установлена связь с каким-либо реальным геологическим процессом и предполагается их ксеногенная природа. Малораспространенные разновидности цирконов в дальнейшем

Изотопы свинца и урана в цирконах

№ п/п	Фракция, номер анализа	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Измеренные изотопные отношения			Отношения атомов		Возраст ^(207/206) , млн. лет	Th/U
			уран	свинец	²⁰⁶ Pb / ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb / ²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb / ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U		
№ 610 - 101, кварцевый порфир, Лехтинская структура											
1	Тип-1, валовая	1.42	78.3	27.3	575	6.3724	4.5968	0.28824	5.3456	2157.6	0.43
2	Тип-1 (P ₁₋₃), -150	2.82	46.8	28.0	190	4.5315	2.5009	0.40309	8.5670	2392	0.65
3	Тип-1 (D), -200	2.57	60.3	31.4	1080	6.0960	4.1180	0.42796	8.9956	2374	0.56
4	Тип-1 (D), +100	1.65	75.9	40.2	1965	6.0914	4.1158	0.43961	9.5733	2433.7	0.61
5	Тип-1 (D), +100, ао	0.95	61.2	33.5	1150	5.9102	3.8604	0.45111	9.8582	2439.7	0.62
6	Тип-1 (D), НРФ	—	8.2 нг	5.0 нг	299.3	4.9806	3.1032	0.46297	10.150	2445.1	0.58
7	Тип-2 (J ₄₋₅ - D), +150	2.28	61.5	33.1	978	5.8802	3.5625	0.43260	9.3861	2427.5	0.67
8	Тип-2 (J ₄₋₅ - D), -150	4.19	66.6	34.1	2320	6.1738	3.6051	0.41299	8.9232	2420.4	0.70
9	Тип-2 (J ₄₋₅ - D), +100	2.28	73.6	39.9	4485	6.2175	3.7244	0.44309	9.6658	2437	0.70
10	Тип-2 (J ₄₋₅ - D), ао	1.86	64.7	35.4	2225	6.1120	3.7080	0.44596	9.7235	2435.8	0.69
11	Тип-2, валовая, ао	2.83	58.8	30.2	2520	6.1692	3.9493	0.42287	9.1698	2426.5	0.64
№ 1, гранит-порфир, район оз. Тироярви											
12	Тип-1 (J ₄₋₅ - D), вал	2.58	266	109	2855	6.4113	3.5590	0.32894	6.8792	2364.9	0.73
№ 404 - 1, гранит, массив Корманка											
13	Тип-1 (J ₄₋₅)	0.70	230	91.9	468.4	5.5998	3.4860	0.31125	6.5065	2364.2	0.59
14	Тип-1 (J ₄₋₅)	0.61	70.5	36.4	626.0	5.6257	4.0132	0.42574	9.2671	2433.0	0.53
15	Тип-1 (J ₄₋₅) прозр.	0.58	83.8	43.6	795.0	5.7448	4.3346	0.43276	9.4544	2439.2	0.51

Примечание. Размер фракций циркона указан в мкм; ао — абразивная обработка; НРФ — нерастворившаяся в HF фаза циркона; нг — нанограммы.

были исключены из навесок для анализов по определению изотопного возраста.

Сравнение относительной роли первой и второй генераций по сериям образцов в ряду гранит-гранит-порфир-риолит позволяет сделать следующие выводы: 1. Цирконы первой генерации в своей совокупности являются "сквозными" для всех перечисленных фациальных типов пород. Отмечается несомненное резкое усиление роли P-G-морфотипов в наиболее глубоких образованиях, вероятно, связанное с процессами эволюционной кристаллизации гранитного расплава. 2. В качестве типоморфного для малоглубинных и, особенно, вулканических фаций рассматривается циркон второй генерации, относительная роль которого в общей популяции увеличивается от 1 - 3% для гранит-порфиров до 25 - 30% в экструзивных образованиях. Поэтому можно предполагать формирование циркона второй генерации в условиях близповерхностной кристаллизации.

Для определения возраста пробы циркона из метариолитов Лехты и гранитов Корманка были разделены на фракции в соответствии с их кристалломорфологией, степенью прозрачности и размерами индивидов. Для удаления химически нарушенных фаз часть пробы циркона первого типа из метариолитов была обработана плавиковой кис-

лотой при 210°C в течение 4 часов (фракция № 6), а три фракции (№ 5, 9, 10) получены посредством абразивной обработки кристаллов первой и второй генераций.

Разложение цирконов и выделение Pb и U проводилось по модифицированной методике Кроу (Krogh, 1973). Уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.5 нг, а U — 0.01 нг.

Изотопные измерения Pb и U выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре MAT-261. Аналитические ошибки измерения U-Pb изотопных отношений не превышали 1.0%. Рассчитанные коэффициенты корреляции ошибок измерения U-Pb изотопных отношений равны 0.98.

Расчеты свинцовых и уран-свинцовых отношений, параметров изохрон и значений возрастов проведены по программам Ладвига (Ludwig, 1990). В работе использованы следующие значения констант: $\lambda_{238} = 0.155125 \times 10^{-9}$ лет, $\lambda_{235} = 0.984850 \times 10^{-9}$ лет, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$.

Все изученные фракции обоих типов цирконов из метариолитов содержат небольшие количества урана, укладываемые в диапазоне 46.8 - 78.3 мкг/г. В таблице приведены Th/U отношения, возникшие в цирконе при кристаллизации. Отношения рассчитаны для каждой из фракций, исходя из знания изотопного состава свинца и времени

образования цирконов (Левченков, Яковлева, 1985). Торий-урановые отношения во фракциях относительно близки по значению и изменяются от 0.4 до 0.7, причем их вариации во фракциях циркона первой генерации больше, чем у второй. Малые вариации Th/U отношений во фракциях цирконов второй генерации (рис. 3) подтверждают основанное на их морфологических особенностях и ранее высказанное предположение, что они кристаллизовались в достаточно узком интервале изменения физико-химических условий.

Значения возрастов, рассчитанные по отношению радиогенных изотопов $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для фракций цирконов первой генерации существенно варьируют от 2445.1 (№ 6) до 2157.6 млн. лет (№ 1), свидетельствуя о нарушении замкнутости изотопных систем изученных минеральных индивидов. Поэтому для определения времени образования цирконов проведено построение изохроны, при этом были исключены из рассмотрения две фракции: № 1, имеющая наиболее искаженные свинец-урановые отношения, и № 3, отдельные зерна которой имеют оболочки более поздней генерации.

Изохрона, рассчитанная по свинец-урановым отношениям фракций циркона первой группы, дает значение возраста 2448 ± 15 млн. лет, СКВО = 2.4 (рис. 4). Значение СКВО, превышающее единицу, возможно, является следствием появления на некоторых зернах тонких оболочек вновь образованного циркона, наиболее заметное количество которого было отмечено во фракции № 3.

Цирконы второй генерации ($J_{4.5} - D$) не отличаются от цирконов первой по содержанию урана и по Th/U отношению, за исключением той особенности, что Th/U отношение в них варьирует в значительно более узком диапазоне величин (рис. 3, таблица). Однако, судя по измеренным изотопным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, имеется определенное различие между двумя морфотипами в содержании обыкновенного свинца. Отмеченные две последние особенности цирконов наряду с оценкой температуры их кристаллизации, вытекающей из систематики морфологических особенностей цирконов, по Пюпину (Pupin, 1980) указывают на их кристаллизацию из эволюционировавшего расплава.

Значения возрастов $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для фракций второй группы цирконов укладываются в диапазон от 2420.4 (№ 8) до 2437 млн. лет (№ 9). Изохрона отвечает возрасту 2442.8 ± 4.8 млн. лет, СКВО = 0.87 (рис. 5).

Проведенные исследования подтвердили отмеченную ранее (Левченков и др., 1985) дисперсию фигуративных точек на графике с конкордией для валовых проб цирконов из кварцевых порфиров, что побудило к пересмотру их изотопного возраста в рамках интерпретации U-Pb эрохрон. О дисперсии точек свидетельствуют следующие факты. Во-первых, фигуративные точки цирконов

двух генераций образуют две различные изохронные зависимости, а точки фракций № 1 и 3 располагаются вне указанных изохрон. Во-вторых, как отмечено выше, в валовых пробах встречены две малораспространенные разновидности цирконов, возраст которых по данным термоэмиссионного метода превышает 2500 млн. лет. Несомненно, при анализе валовых проб эти разновидности цирконов могли внести свой вклад в дисперсию точек на графике Везерилла.

Однако возрастные измерения, выполненные с учетом генерационной принадлежности цирконов

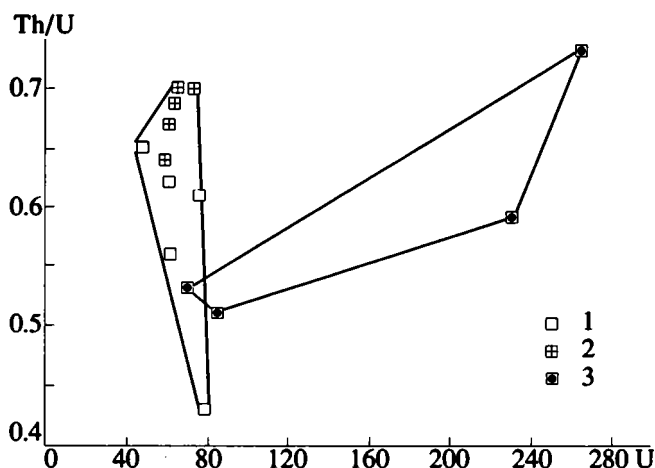


Рис. 3. График зависимости Th/U—U для цирконов из кварцевых порфиров (1 — первая генерация, 2 — вторая генерация), гранит-порфиров и гранитов (3 — первая генерация).

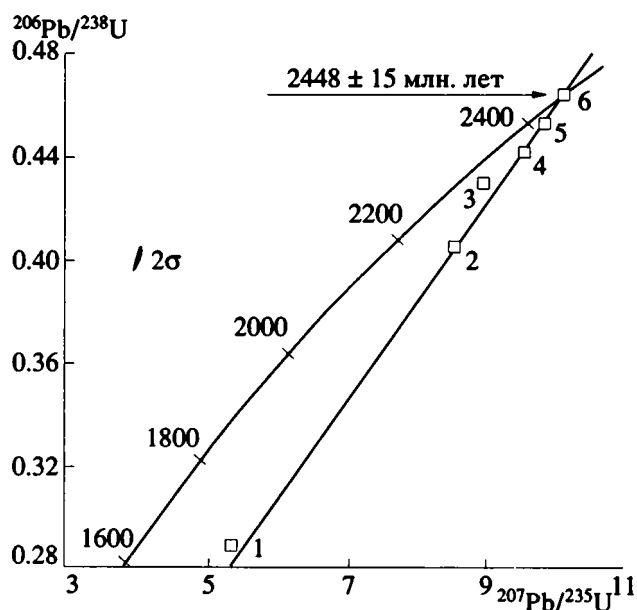


Рис. 4. График с конкордией цирконов первой генерации из кварцевых порфиров Лехтинской структуры. Номера точек на графиках № 4, 5 и 6 соответствуют порядковым номерам проб в таблице.

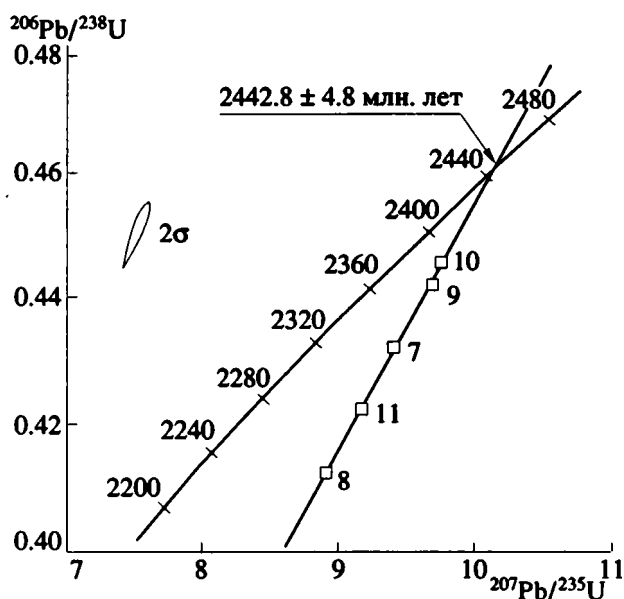


Рис. 5. График с конкордией цирконов второй генерации из кварцевых порфиров Лехтинской структуры.

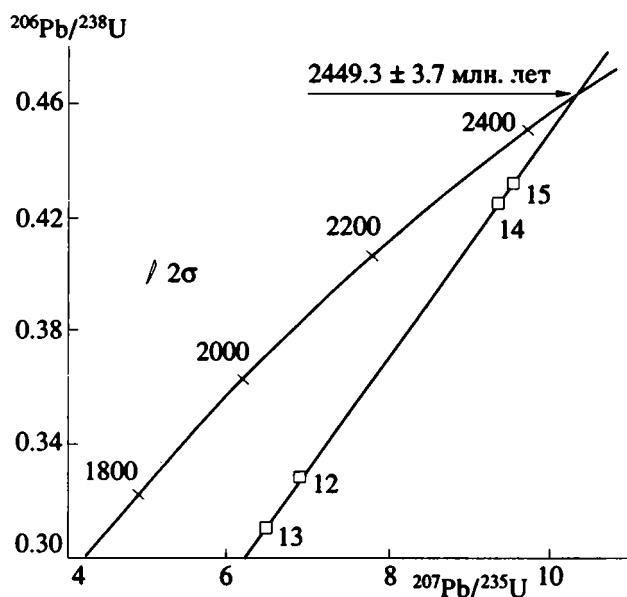


Рис. 6. График с конкордией цирконов первой генерации из гранит-порфира (район оз. Тироярви) и гранитного массива Корманка.

и степени кристаллического совершенства отдельных их зерен, показали наличие в них конкордантной возрастной фазы, исключающей возможность интерпретации изотопных данных, рассмотренной в цитируемой работе (Левченко и др., 1985).

В этой же работе приведен изотопный возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ апатита, для расчета которого в качестве поправки на обыкновенный свинец использован изотопный состав, рассчитанный по модели Стейси и Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). По-ви-

димому, его возраст также завышен, ибо, согласно исследованию Г.В. Овчинниковой с коллегами, введение поправки подобным образом при расчете возраста апатитов с величиной измеренного отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, не превышающим 30, приводит к существенному удревнению изотопной датировки.

К морфологическому типу $J_{4.5} - D$ относятся цирконы первой генерации из гранитов массива Корманка и района оз. Тироярви. Эти цирконы существенно не отличаются от таковых из кварцевых порфиров и по некоторым геохимическим особенностям: содержанию урана, обыкновенного свинца и Th/U отношению. Исключение составляют валовые фракции цирконов из двух проб гранитов, содержащие 230 и 266 мкг/г урана (таблица, № 12, 13).

Изохронный возраст кристаллизации цирконов из массива Корманка (таблица, № 13, 14, 15) равен 2449.3 ± 3.7 млн. лет ($\text{СКВО} = 1.2$). На эту же изохрону попадает фигуративная точка валовой пробы циркона из гранит-порфира района оз. Тироярви (таблица, № 12; рис. 6).

Полученные датировки для цирконов из гранитов в пределах аналитических ошибок не отличаются от возраста цирконов первой генерации из кварцевых порфиров (рис. 6). Следовательно, образование цирконов первой генерации, являющейся "сквозной" для всех рассмотренных фациальных типов пород, происходило одновременно – 2449.3 ± 3.7 млн. лет тому назад. Это значение принято, как более точно измеренное.

Изотопный возраст (2442.8 ± 4.8 млн. лет) цирконов второй генерации, формировавшейся в условиях близповерхностной кристаллизации, вероятно, является наиболее реальной оценкой времени кислого вулканизма в пределах Лехтинской структуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Билибина Т.В., Дашкова А.Д. К характеристике некоторых докембрийских гранитов Северной Карелии (интрузивный комплекс Нуорунен) // Петрографический сборник ВСЕГЕИ. 1957. Вып. 21. № 2. С. 39 - 47.
- Гилярова М.А. Кварцевые порфиры и кератофиры Центральной Карелии // Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук. 1957. Вып. 8. № 215. С. 58 - 83.
- Колычев Е.А. Вулканические породы сумия Балтийского щита и тектонические условия их образования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 2. С. 3 - 13.
- Кратц К.О., Левченко О.А., Шулешко И.К. и др. Возрастные границы ятулийского комплекса Карелии // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. С. 1191 - 1194.
- Левченко О.А., Яковлева С.З., Крылов И.Н. и др. К вопросу об изотопном возрасте сумийских кварцевых порфиров Лехтинской структуры Карелии // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 154 - 161.

Левченко О.А., Яковлева С.З. О возможности расчета Th/U по изотопному составу свинца цирконов // Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л.: Наука, 1985. С. 136 - 142.

Николаев А.А. О формировании генераций циркона в связи с процессами гранитообразования // Зап. ВМО. 1980. Вып. 6. С. 681 - 686.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Новые данные по геологии раннелопийских образований зоны сочленения беломорского и карельского геоблоков // Геология и петрология. Опер. информ. материалы. Петро-заводск: Карел. филиал АН СССР, 1989. С. 3 - 6.

Судовиков Н.Г. О метаморфических фациях ятулийских горных пород Шуэзерско-Пебозерского района // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт. 1934. Вып. 2. С. 179 - 209.

Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм. Л.: Наука, 1977. 216 с.

Hackman V., Wilkman. Suomen geologinen yleis Kartta, lehti D6, Kuolajarvi. Helsinki, 1929. 117 s.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. № 3. P. 485 - 494.

Ludwig K.R. Isoplot for MS-DOS. Version 2.00 // Open-file report 88 - 557. 1990. 37 p.

Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. V. 73. № 3. P. 207 - 220.

Sakko M. Varhais-Karjalaisten metadiabaasien radiometrisia jizconi-ikia // Geologi. 1971. V. 23. № 9 - 10. P. 117 - 119.

Silvennoinen A. On the stratigraphic and structural geology of the Rukatunturi area, northeastern Finland // Bull. Geol. Surv. Finland. Otaniemi, 1972. № 257. 48 p.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Letters. 1975. V. 26. № 2. P. 207 - 221.

Wetherill G.W. Discordant uranium-lead ages // Trans. Am. Geophys. Union. 1956. V. 37. № 3. P. 320 - 326.

УДК 550.93:551.72(519.3)

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ КОРЕИ

© 1994 г. И. М. Горохов*, Цой Вон Чен**, В. А. Глебовицкий*, А. В. Баскаков*,
А. К. Буйко*, С. А. Бушмин*, Ким Ён Мук**, Ким Ре Су**, Ким Чу Рель**,
И. Н. Крылов*, Э. П. Кутявин*, Н. Н. Мельников*, Н. Е. Морозов*, И. С. Седова*

* Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова 2, Россия

** Геологический институт Академии наук КНДР, Пхенсон

Поступила в редакцию 21.08.92 г.

Rb-Sr метод применен для определения возраста метаморфических процессов в пределах Маченрёнского (Саннонский и Кимчекский блоки) и Чинсанского (выступ Нампхо) метаморфических поясов Северной Кореи. В Саннонском блоке процессы раннепротерозойского пегматитообразования, сопряженные с региональным метаморфизмом супракrustальных пород в условиях амфиболитовой фации, завершились 1810 ± 14 млн. лет назад образованием мусковита (стадия кислотного выщелачивания). Метасоматические процессы регрессивного этапа регионального метаморфизма пород намдечонской свиты близки во времени к завершающей стадии кристаллизации пегматитов. В Кимчекском блоке мигматизация пород сонжинской свиты на завершающем этапе метаморфизма гранулитовой фации происходила 1640 ± 200 млн. лет назад. В пределах выступа Нампхо Rb-Sr изохронный возраст парагнейсов по образцам породы в целом равен 1970 ± 25 млн. лет и отражает регрессивную стадию основного этапа гранулитового метаморфизма. Наложенный низкотемпературный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации происходил в породах Маченрёнского и Чинсанского поясов 0.8 - 1.0 млрд. лет назад.

ВВЕДЕНИЕ

Выходы древних метаморфических пород занимают значительную часть территории Северной Кореи (Геология Кореи, 1964; Маракушев и др., 1966) (рис. 1). Раннедокембрийские метаморфические образования слагают фрагменты Северо-Китайского гранулитового пояса (Наннинский блок) и Аньшанской гранит-зеленокаменной области (Мусанский блок) (Zhang, 1985). На этой коре развиты Маченрёнский и Чинсанский метаморфические пояса (Glebovitsky *et al.*, in press), прослеживающиеся на территорию Северного и Среднего Китая. Они характеризуются хорошо выраженной зональностью андалузит-силлиманитового и кинанит-силлиманитового типов, достигающей уровня гранулитовой фации. В схеме тектонического районирования территории Северной Кореи эти пояса относятся соответственно к восточным областям эпираннепротерозойской Сино-Корейской платформы и эпифейской Южнокитайской платформы (платформа Янцзы).

Результаты изотопного датирования докембрийских пород Северной Кореи приведены в ряде работ (Полевая и др., 1961; Маракушев и др., 1966; Кропоткин, 1969; Yanagi, Yamaguchi, 1970; Лицарев и др., 1983). Однако последовательность метаморфических процессов как на всей площади распространения докембрийских образований,

так и в пределах отдельных структур, во многих случаях характеризующихся индивидуальной метаморфической историей, не получила еще достаточных изотопно-геохронологических доказательств.

Настоящая работа представляет первую попытку систематического подхода к изотопному датированию процессов метаморфизма в районах Северной Кореи, сложенных раннепротерозойскими метаморфическими комплексами. Она является частью исследований, проводившихся в 1987 - 90 гг. совместно коллективами Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР и Геологического института АН КНДР по проблеме "Изучение эволюции геологических процессов и рудогенеза в протерозое". Для определения возраста метаморфических процессов использовался Rb-Sr метод.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Оценка содержаний Rb и Sr и определение отношения Rb/Sr для большинства образцов пород проводились рентгено-спектральным методом на рентгеновском анализаторе VRA-30 в отдельных сериях экспериментов, причем оценка содержаний производилась с точностью $\pm 10\%$, а аналитическая погрешность определения отношения Rb/Sr, методика которого описана ранее (Крылов, 1979), составляла $\pm 1.5\%$. Минералы и часть образцов

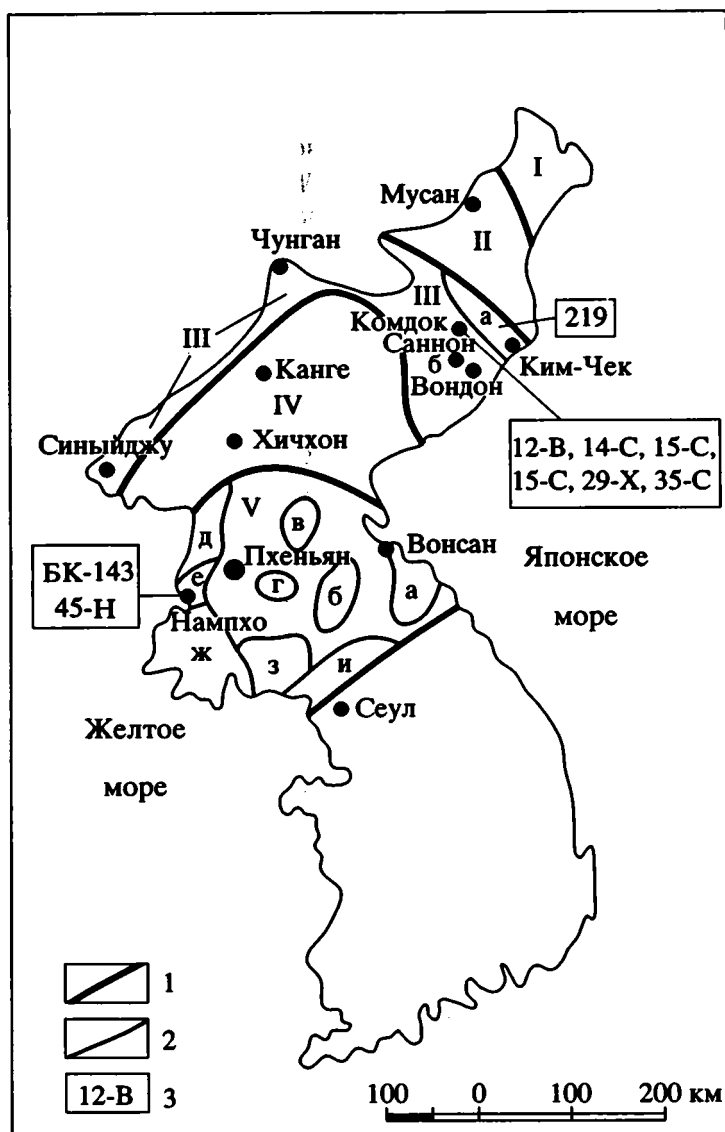


Рис. 1. Главные тектонические структуры и географические районы Северной Кореи.

1 – границы структур; 2 – границы выступов и районов; 3 – районы отбора серий образцов для изотопного датирования. I – Туманганский пояс; II – Кванмский прогиб; III – Маченрёнская структурная зона (а – Кимчекский блок, б – Саннонский блок); IV – Наннимский блок; V – Пхеннамский прогиб (а – выступ Вонсан, б – выступ Ичхон, в – выступ Яндок, г – выступ Чемколь, д – выступ Чинсан, е – выступ Нампхо, ж – выступ Кваиль, з – выступ Хэджу, и – выступ Кэсон).

пород в целом анализировались методом изотопного разбавления (Варшавская и др., 1975). В этом случае отношение Rb/Sr определялось с погрешностью $\pm 0.5\%$.

Изотопный состав стронция, выделенного ионообменным методом после химического разложения образцов, измерялся на масс-спектрометре МИ 1520. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в межлабораторном стандарте SRM-987 в период работы составляло 0.71021 ± 0.00005 . Аналитическая погрешность определения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в образцах принималась равной $\pm 0.05\%$. Вычисление возраста и первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ выполнялось с помощью модифицированного регрессионного

подхода Макинтайра и др. (McIntyre *et al.*, 1966; Шуколюков и др., 1974), при котором предполагалось существование относительных погрешностей по обеим координатным осям. Все величины погрешностей в тексте и на графиках выражены в виде одного стандартного отклонения. При вычислении возраста использовалась константа распада ^{87}Rb , равная $1.42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$.

МАЧЕНРЁНСКИЙ ПОЯС

Геологический очерк. Метаморфические породы Маченрёнского пояса слагают предположительно архейско-раннепротерозойский фундамент

Таблица 1. Корреляция протерозойских образований Сино-Корейской платформы

Северо-Восточный Китай Ляонинская структура		Северная Корея Маченрёнская структура	
Серия	Свита	Серия	Свита
Ляохе	Гайксиань Дашикяо	Маченрёнская	Намдечонская
Ляоджитит			Пуктечонская Сонжинская

северо-восточной окраины Сино-Корейской платформы и ее верхнепротерозойский слабо-метаморфизованный чехол. Стратифицированные комплексы Маченрёнского района традиционно объединяются в одноименную серию, в рамках которой по относительному преобладанию тех или иных ассоциаций пород выделяются (снизу вверх) существенно амфиболитовая сонжинская, карбонатная пуктечонская и глиноземистая намдечонская свиты (табл. 1). Маченрёнский пояс является естественным восточным продолжением Ляонинской раннепротерозойской структуры Северо-Восточного Китая, где стратиграфическими и вещественными аналогами маченрёнской серии являются образования свиты ляоджитит и серии ляохе (Zhang, 1988). Совокупность пород "эвгеосинклинальной" свиты ляоджитит представляет собой коррелянт амфиболитов и основных кристаллических сланцев сонжинской свиты. "Миогесинклинальная" серия ляохе, объединяющая формации высокомагнезиальных мраморов дашикяо и зрелых глиноземистых метаосадков гайксиань, коррелируется соответственно с образованиями пуктечонской и намдечонской свит маченрёнской серии. Являясь продолжением Ляонинской структуры Северо-Восточного Китая, Маченрёнский пояс занимает аналогичное последнее тектоническое положение и отделяет Мусанский блок Аньшанской гранит-зеленокаменной области от Наннимского гранулит-гнейсового блока.

В пределах Маченрёнского пояса проявлена отчетливая латеральная неоднородность формационных характеристик вещественных комплексов. В западной и юго-западной частях структуры (Саннонский блок) основную долю разреза составляют доломитовые мраморы пуктечонской свиты и мигматит-гнейсо-сланцевая ассоциация намдечонской свиты, сформировавшаяся по высокодифференцированным осадкам. Занимающие подчиненное положение в разрезе амфиболиты по составу отвечают базальтам и андезитобазальтам известково-щелочной серии. Для супракrustальных пород восточной части Маченрёнского пояса (Кимчекский блок) характерно преобладание в разрезе амфиболитов и основных кристаллических сланцев сонжинской свиты, состав которых варьирует

от коматитов и базальтовых коматитов до толеитовых базальтов и андезитобазальтов. В меньших объемах представлены умеренно глиноземистые гнейсы, мраморы и кальцифиры, широко проявлена мигматизация. Следует обратить внимание на формационное сходство вулканитов сонжинской свиты с образованиями архейских зеленокаменных поясов, дающее основание предполагать, что в Кимчекском блоке обнажается фундамент Маченрёнского пояса.

Приведенные данные позволяют (по аналогии с Ляонинской структурой) предположить существование в пределах Маченрёнского пояса сегментов "миогесинклинального" (Саннонский блок) и "эвгеосинклинального" (Кимчекский блок) типов. Их первичная неоднородность проявилась уже на стадии накопления вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных толщ, а в дальнейшем была реализована в специфике геологического развития (рудогенеза, магматизма и, в особенности, метаморфических преобразований).

Метаморфизм. Метаморфизм Маченрёнского пояса неоднороден по величинам температур и давлений и относится к малоглубинному низкобарическому типу андалузит-силлиманитовой фациальной серии. В пределах пояса отчетливо выделяются западный Саннонский блок, где условия зонального метаморфизма меняются от амфиболитовой до зеленосланцевой фации, и восточный Кимчекский блок преимущественно гранулитового метаморфизма.

Саннонский блок резко латерально неоднороден по температурному режиму регионального метаморфизма. В нем выделяются зоны высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации, ставролитовых субфаций и зеленосланцевой фации. На юге и в центральной части Саннонского блока в районе месторождений Комдок, Саннон, Хотчон и Вондон преобладают породы гранат-кордиерит-силлиманитовых субфаций амфиболитовой фации с типичным парагенезисом в глиноземистых толщах намдечонской свиты: кварц + калиевый полевой шпат + гранат + кордиерит + силлиманит + мусковит + биотит. Максимальная температура в зоне амфиболитовой фации ($T = 630 - 650^{\circ}\text{C}$ при $P = 4$ кбар) устанавливается в районе корундового месторождения Вондон, где развиты мигматизированные гнейсы. В центральной части блока в районе месторождений Комдок и Хотчон для зон ставролитовых субфаций в намдечонской свите определяющими являются парагенезисы: кварц + биотит + андалузит + мусковит, кварц + биотит + мусковит + гранат + андалузит, кварц + хлорит + биотит + мусковит + ставролит, кварц + хлорит + биотит + мусковит + ставролит + гранат. Низкотемпературные парагенезисы зеленосланцевой фации: кварц + хлорит + мусковит + биотит, кварц + хлорит + мусковит, кварц + биотит + гранат, кварц + серицит + гранат и кварц + биотит + серицит на

севере (район Хесан), по-видимому, являются членами раннепротерозойской метаморфической зональности. Однако в средней части Саннонского блока, в частности в районах Хотчон и Комдок, они представляют собой локальные зоны наложенного диафтореза.

Характерной особенностью Саннонского блока является ярко выраженный регрессивный этап регионального метаморфизма. В районах месторождений Вондон, Хотчон и Саннон методами минеральной термо- и барометрии устанавливается отчетливое регрессивное снижение параметров метаморфизма: температуры от 630°C до 400°C и давления от 4 до 1 кбар. На самих месторождениях интенсивно проявлены рудоформирующие метасоматические процессы кислотного выщелачивания и сопряженного щелочного метасоматоза, связанные с регрессивным этапом регионального метаморфизма. Общая схема временной последовательности метаморфических и метасоматических процессов в гнейсах умеренной и высокой глиноземистости намдечонской свиты на медно-колчеданном месторождении Саннон может быть представлена следующим образом: (1) мигматизация и пегматитообразование, (2) раннещелочная стадия образования микроклиновых метасоматитов с силлиманитом, мусковитом и турмалином, (3) кислотное выщелачивание и сопряженный железо-магнезиальный метасоматоз, при которых формируются кварц-силлиманит-мусковит-турмалиновые и гранат-кордиерит-биотитовые метасоматиты, а также, возможно, кварцевые жилы с шеелитом и сульфидными рудами, (4) позднещелочная стадия образования альбитовых метасоматитов с кварцем, мусковитом и турмалином.

Данные по термодинамическим условиям метаморфизма супракрустальных пород Кимчекского блока весьма ограничены. Кроме карбонатных пород, не дающих точной информации о *PT*-параметрах, преобладают однообразные двупироксеновые кристаллические сланцы, в которых только местами проявляется гранат. Оцененные величины давлений варьируют от 6.2 до 7.0 кбар, а температур — от 750 до 860°C (Glebovitsky *et al.*, in press).

Геохронология Саннонского блока. Геохронологическое опробование проводилось в провинции Южный Хамген (рис. 2), в нескольких местах: в районах поселков Саннон и Хотчон и в долине р. Вондон. Все исследованные породы принадлежат или пространственно приурочены к намдечонской свите маченрёнской серии.

В районе рудника Чегадон месторождения Саннон в зоне интенсивной мигматизации были опробованы пегматиты обр. 15-С-1 и 15-С-2, деформированные вместе с вмещающими глиноземистыми гнейсами намдечонской свиты. Первичный минеральный состав пегматитов: микроклин, турмалин (шерл) и кварц с небольшим количеством плагиоклаза. На стадии кислотного

выщелачивания в них формируется парагенезис силлиманита, мусковита и турмалина.

Выделенные из образцов 15-С-1 и 15-С-2 полевой шпат (неразделенная смесь микроклина и плагиоклаза), микроклин и мусковит были проанализированы Rb-Sr методом (табл. 2). Точки минералов на Rb-Sr эволюционной диаграмме показывают удовлетворительное линейное расположение (рис. 3). Аппроксимирующая прямая линия имеет наклон, соответствующий возрасту 1810 ± 14 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равном 0.726 ± 0.008 , и $\text{СКВО}^1 = 9.0$ (модель 3, McIntyre *et al.*, 1966).

Применение изохронной модели к некоторой совокупности образцов пород или минералов требует одновременности их формирования (в данном случае, кристаллизации) и однородности первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Значение СКВО, значимо превышающее единицу и свидетельствующее о неполном соответствии пегматитовых минералов изохронной модели (McIntyre *et al.*, 1966; Шуколюков и др., 1974), может отражать невыполнение любого из этих условий. Во-первых, ранняя стадия кристаллизации пегматитов, в ходе которой образовались полевые шпаты, могла быть отделена заметным промежутком времени от стадии кислотного выщелачивания, на которой формировался мусковит. Во-вторых, даже если эти процессы и были сближены во времени, минералы более поздней стадии могли иметь отличающиеся первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, как это показано в целом ряде работ (Яценко и др., 1961; Brookins *et al.*, 1969; Riley, 1970). Возможно, конечно, и совокупное влияние обоих упомянутых факторов. К сожалению, из-за малого числа проанализированных минералов, представляющих последовательные стадии кристаллизации пегматитов, статистический выбор (McIntyre *et al.*, 1966; Шуколюков и др., 1974) между этими возможностями затруднен, а возрасты и первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характеризующие индивидуальные стадии кристаллизации, не могут быть вычислены с достаточной точностью. Поэтому нельзя сколько-нибудь уверенно установить причину избыточного разброса точек относительно аппроксимирующей прямой линии. Однако ясно, что при этих обстоятельствах вычисленное изохронным методом значение возраста не может рассматриваться как время кристаллизации всей совокупности изученных минералов. Тем не менее, очень высокие Rb/Sr отношения в мусковитах определяют сравнительно малую его зависимость от выбора первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В связи с этим можно предположить, что значение 1810 ± 14 млн. лет достаточно близко ко времени кристаллизации мусковита, даже если образование последнего на стадии кислотного выщелачивания и было заметно

¹ Средний квадрат взвешенных отклонений.

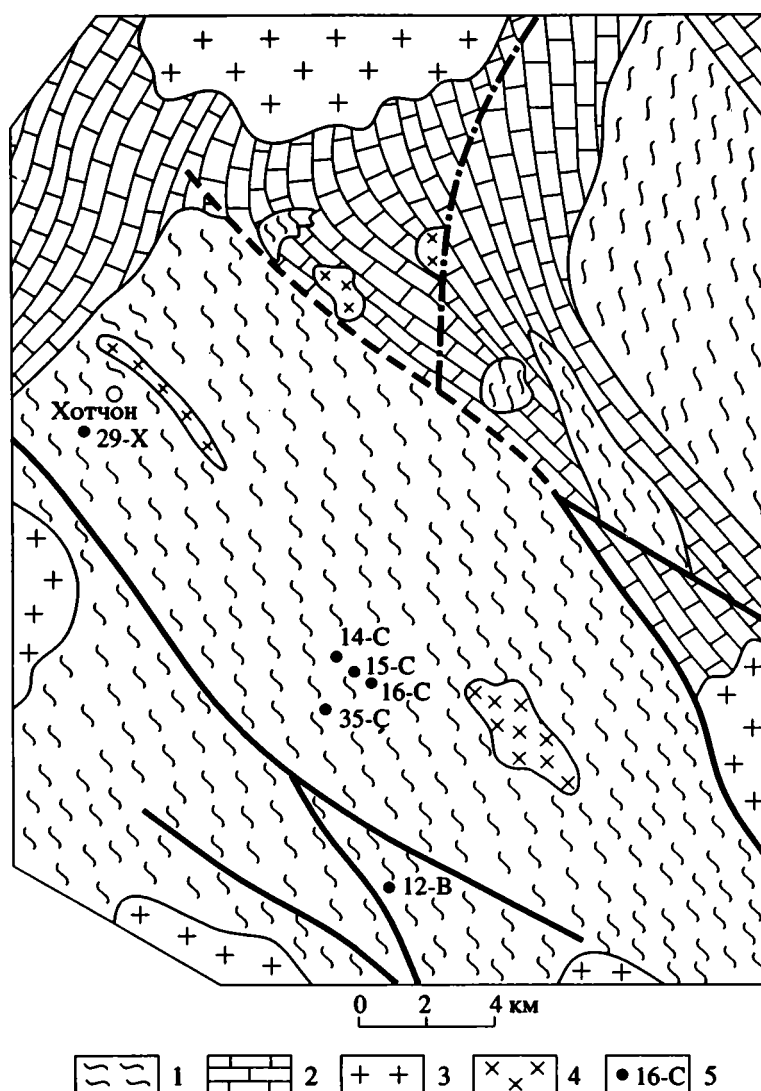


Рис. 2. Схема геохронологического опробования на площади Саннонского блока.

1 – намдечонская свита; 2 – пуктечонская свита; 3 – мезозойские граниты; 4 – протерозойские граниты; 5 – места отбора серий образцов для изотопного датирования и номера отобранных серий.

более поздним по сравнению с образованием ранних пегматитовых минералов.

В районе рудного тела Чегадон месторождения Саннон вмещающие породы претерпели вначале калиевый метасоматоз с образованием микроклиновых порфиробластических пород, а затем натриевый метасоматоз, в ходе которого были образованы рудные турмалиноносные альбитовые породы. Поскольку содержания Rb в последних очень малы, для датирования отбирались образцы микроклиновых метасоматитов с силлиманитом, мусковитом и турмалином (серия 14-С). Масса образцов этой серии составляла 1 - 1,5 кг. Анализировался также образец (массой около 10 кг) основного гранат-кордиерит-биотит-турмалинового метасоматита из участка, сопряженного с зоной кислотного выщелачивания рудного тела Понхва месторождения Саннон (обр. 35-С-26).

Другая серия образцов, представляющая очковые биотит-силлиманитовые сланцы, вмещающие месторождение Саннон, была взята на протяжении 25 м из выемки на дороге, соединяющей пос. Саннон с рудником Чегадон (серия 16-С). Масса образцов составляла 1 - 2 кг ("малые образцы") и только один образец 16-С-36 имел массу около 10 кг. Пять малых образцов характеризуют подвергнутые кислотному выщелачиванию сланцы с высоким содержанием силлиманита и ассоциацией: биотит ± калиевый полевой шпат ± ± гранат + кварц + силлиманит. Шестой образец (16-С-15) представляет собой микроклин-турмалин-силлиманит-мусковитовый кислотный метасоматит с реликтами биотита.

Аналитические данные для перечисленных образцов метасоматитов представлены в табл. 3. Хотя все изученные породы образованы на ре-

грессивном этапе регионального метаморфизма, их возникновение несомненно связано с различными стадиями этого процесса. Если даже предположить, что общая продолжительность регрессивного этапа метаморфизма невелика и породы можно считать одновозрастными, изменение химического состава флюидной фазы от стадии к стадии должно приводить к вариациям изотопного состава Sr в этой фазе, а следовательно и к соответствующим различиям первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в метасоматитах. Поэтому применение изохронного подхода ко всей совокупности проанализированных образцов вряд ли корректно. Кроме того, из-за существенного отличия Rb/Sr отношений в образцах серий 14-С и 16-С существует реальная опасность возникновения псевдоизохронной зависимости, объединяющей две неогенетичные серии. Попытка же вычисления возраста изохронным методом для индивидуальных групп образцов приводит к высоким значениям СКВО и, как следствие, к значительной неопределенности полученных результатов. Заслуживает также внимания рассмотрение положения фигуративных точек изученных метасоматитов относительно "изохроны сравнения" с возрастом 1810 млн. лет, отвечающей времени образования мусковита в пегматитах обр. 15-С-1 и 15-С-2. На рис. 4 видно, что если, как и для пегматитов, линия с таким наклоном пересекает ось ординат в точке со значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равным 0.726, точки всех проанализированных пород хорошо располагаются вдоль нее, указывая на то, что метасоматические процессы регрессивного этапа метаморфизма были не слишком удалены во времени от завершающей стадии кристаллизации пегматитов. Таким образом, Rb-Sr данные показывают, что возраст завершения процессов регионального метаморфизма в Санномском ареале был близок к 1810 млн. лет.

Попытка датирования процессов диафтореза в рассматриваемом регионе была предпринята в районе пос. Хотчон. Образцы массой 1 - 1.5 кг отбирались вкрест простирающейся толщи из дорожной выемки у р. Мандок в 1 км к северо-западу от пос. Хотчон на площади $25 \times 6 \text{ м}^2$ и представляли верхний горизонт намдечонской свиты (серия 29-Х). Породы свиты являются здесь диафторитами зеленосланцевой фации по биотит-андалузитовым сланцам ставролитовой зоны метаморфизма. Диафториты слагают полосу субширотного направления, длина которой составляет около 10 км, а ширина - 1 - 2 км. Распространенные в этой полосе биотит-хлорит-серицитовые сланцы содержат реликты андалузита и ставролита. Процесс диафтореза зеленосланцевой фации пород намдечонской свиты был, по-видимому, синхронным с прогрессивным метаморфизмом вышележащей верхнепротерозойской осадочной толщи (санвонская серия), которая в этом районе представлена в

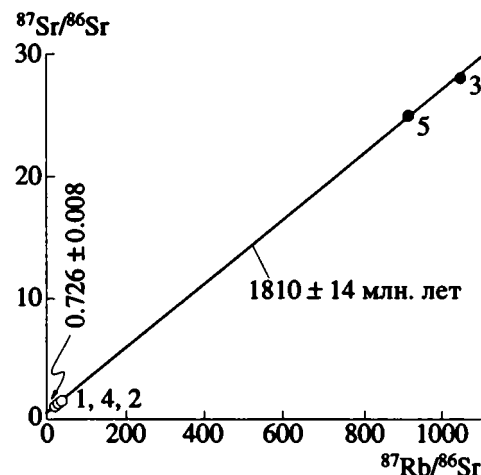


Рис. 3. Rb-Sr эволюционная диаграмма для минералов пегматитов Санномского блока.

Светлые кружки - полевые шпаты, темные - мусковиты. Номера образцов на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

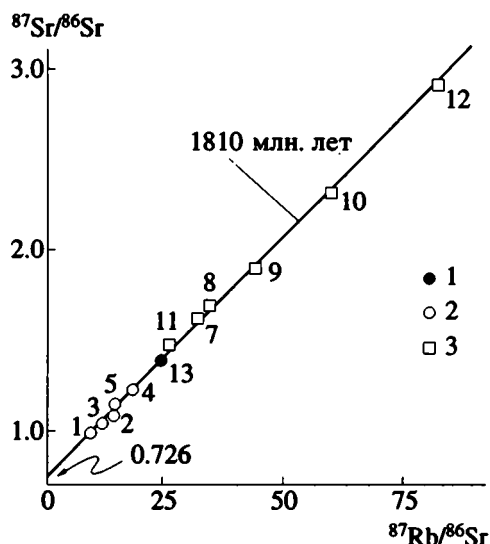


Рис. 4. Rb-Sr эволюционная диаграмма для метасоматитов Санномского блока.

1 - микроклиновые метасоматиты с силлиманитом, мусковитом и турмалином; 2 - гранат-кордиерит-биотит-турмалиновый метасоматит; 3 - очковые биотит-силлиманитовые сланцы. Номера образцов на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 3. Положение точек образцов дано относительно "изохроны сравнения" с возрастом 1810 млн. лет.

основном кварцитами и серицит-хлоритонидными сланцами.

Помимо образцов серии 29-Х для геохронологического изучения были взяты два образца пород намдечонской свиты массой около 10 кг каждый в долине р. Вондон, к северо-западу от г. Танчон. Обр. 12-В-16 и 12-В-36 представляют собой диафторитованные в условиях зеленосланцевой

Таблица 2. Rb-Sr аналитические данные для пегматитов района месторождения Саннон

Номера п. п.	Номер образца	Минерал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	15-C-1	Полевой шпат	444	62.1	21.91	1.2974
2	»	Микроклин	495	47.8	32.45	1.5417
3	»	Мусковит	732	7.37	1045	27.651
4	15-C-2	Микроклин	459	50.8	28.14	1.4851
5	»	Мусковит	893	9.48	918.9	24.918

Содержания Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления.

Таблица 3. Rb-Sr аналитические данные для метаморфических пород Маченрёнского пояса

Номера п. п.	Номер образца	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Метасоматиты Саннонского блока					
1	14-C-4	171	54	9.375	0.9740
2	14-C-6	211	49	14.01	1.0666
3	14-C-7	217	57	11.55	1.0299
4	14-C-8	262	45	18.05	1.2054
5	14-C-9	252	55	14.31	1.1273
6	16-C-2	200	24	44.05	1.8782
7	16-C-3	267	27	31.91	1.5958
8	16-C-36	279	26	34.17	1.6666
9	16-C-7	251*	14.0*	59.93*	2.2906
10	16-C-8	284*	13.1*	73.78*	2.5311
11	16-C-11	309*	37.1*	25.90*	1.4474
12	16-C-15	220*	9.36*	82.61*	2.8798
13	35-C-26	259	34	23.82	1.3757
Диафториты зеленосланцевой фации Саннонского блока					
14	12-B-16	257	60	13.05	1.0103
15	12-B-36	274	43	20.21	1.1984
16	29-X-1	252	75	10.29	1.0101
17	29-X-7	274	71	11.20	0.9652
18	29-X-9	241	54	13.97	1.0935
19	29-X-10	252	45	18.20	1.1009
20	29-X-12	265	88	9.152	0.9745
21	29-X-13	269	95	12.88	0.9723
22	29-X-15	263	54	14.61	1.0863
Мигматиты Кимчекского блока					
23	219-1-M	203	113	5.526	0.8479
24	219-2-M	251	115	6.504	0.8799
25	219-4-M	172	108	4.748	0.8396
26	219-5-M	166	126	3.914	0.8154

* Анализ выполнен методом изотопного разбавления.

фации гнейсы силлиманитовой зоны метаморфизма с парагенезисом кварц + калиевый полевой шпат + биотит + гранат + кордиерит + силлиманит + мусковит, содержащим хлорит и серицит.

На Rb-Sr эволюционной диаграмме (табл. 3, рис. 5) наблюдается значительный разброс точек. Очевидно, что он является следствием нарушения Rb-Sr систем в образцах в некоторое более позднее время по сравнению со временем прогрессивного метаморфизма изученных толщ. Отсутствие линейного расположения точек на графике не дает возможности определить возраст этого процесса, но группировка их около "изохроны сравнения" с возрастом около 1100 млн. лет позволяет принять последнее значение в качестве максимального возраста события, приведшего к образованию низкотемпературных минералов и перераспределению компонентов Rb-Sr системы. Неполная гомогенизация изотопов Sr довольно часто наблюдается при диафторических процессах, если геохронологическое опробование не производится в зонах интенсивного вторичного расщепления и образцы отбираются на расстояниях порядка нескольких десятков метров (Smalley *et al.*, 1983; Hickman, Glassley, 1984). Положение точек образцов 12-B-16 и 12-B-36 на рис. 5 позволяет предполагать, что силлиманит-биотитовые гнейсы р. Вондон подверглись диафторезу в условиях зеленосланцевой фации в то же время, что и андалузит-ставролит-биотитовые сланцы окрестностей пос. Хотчон.

Таким образом, из полученных данных следует, что метаморфические события, ответственные за преобразования пород маченрёнской серии в пределах Саннонского блока, были разделены промежутком времени около 0.7 млрд. лет.

Геохронология гранулитов Кимчекского блока. Геохронологическое опробование проводилось вблизи с. Лимдон (провинция Северный Хамген, уезд Кильчжу), расположенного к югу от флогопитового месторождения Пхосу. В этом районе обнажены породы нижней, сонжинской свиты маченрёнской серии, представленные различными гнейсами, мраморами и кальцифирами. Породы мигматизированы и инфицированы лейкократовыми гранитами и пегматитами Ривонского комплекса.

Образцы мигматизированных биотит-гранатовых гнейсов, иногда с силлиманитом, отбирались на площади размером $2 \times 3 \text{ м}^2$. Масса каждого образца составляла около 5 кг. В опробованном обнажении наблюдаются по меньшей мере две разновидности лейкосомы: одна – рассеянная, послойная, тонкая, прерывистая из-за влияния изоклинальной складчатости первой генерации и другая – более мощная, образующая ветвистые мигматиты. Последние изогнуты в складки второй генерации. Обе разновидности лейкосом секутся жилами лейкократовых гранитов. Палеосома мигматитов содержит ассоциацию гранат + биотит ±

± калиевый полевой шпат + плагиоклаз + кварц (иногда силлиманит). Вторичные изменения выражены слабо: наблюдается незначительная серицитизация плагиоклаза и, возможно, частичное новообразование силлиманита.

РТ-параметры метаморфизма, определенные для пяти исследованных образцов мигматитов, укладываются в интервале 750 - 800°C и 6.5 - 7.0 кбар (Glebovitsky *et al.*, in press), что соответствует гранулитовой фации умеренных давлений. Химический состав мигматитов довольно однообразен, различия между составами палеосом и лейкосом также невелики. В связи с обогащением последних гранатом и обеднением биотитом они содержат больше Fe и меньше K и Ti по сравнению с меланосомами, при близких содержаниях кремнезема.

Точки четырех образцов меланосом, выделенных из образцов 219-1, 219-2, 219-4 и 219-5 (табл. 3) образуют на Rb-Sr эволюционной диаграмме (рис. 6) линейную последовательность, хотя отклонения точек от аппроксимирующей прямой линии несколько превышают экспериментальную погрешность (СКВО = 7.9). Наклон эрохроны соответствует возрасту 1640 ± 200 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равном 0.724 ± 0.014 (модель 2, McIntyre *et al.*, 1966). Интерпретация полученной датировки зависит от того, с каким процессом было связано последнее уравнивание изотопного состава Sr в проанализированных образцах и каков был его масштаб. В качестве возможных причин уравнивания могут рассматриваться метаморфическое событие, приведшее к образованию биотит-гранатовых гнейсов, и две последующие стадии мигматизации, каждой из которых соответствовал свой этап деформаций.

Соответствие значения 1640 ± 200 млн. лет до-мигматитовой стадии образования пород кажется крайне маловероятным в связи с тем, что химический состав проанализированных меланосом не является представительным для гранат-биотитовых гнейсов. Очевидно, оно должно датировать одну из стадий мигматизации, так как именно на этих стадиях меланосомы приобрели свою химическую индивидуальность, а подвижность Sr обеспечивалась наличием расплава. Хотя случаи отсутствия изотопного равновесия между меланосомой и лейкосомой известны в литературе (Grauert, 1974; Treloar, Kramers, 1989) и могут объясняться перемещением расплава, все же в большинстве работ (Pidgeon, Compston, 1965; Gorokhov *et al.*, 1970; Ferrara *et al.*, 1978; Skjernaa *et al.*, 1982) установлено, что на протяжении всего процесса мигматитообразования можно ожидать развития изотопного обмена Sr между меланосомой и лейкосомой. Исследования протерозойских мигматитов Южной Норвегии (Verstevee, 1975; Wielens *et al.*, 1980) показали, что масштаб изотопного уравнивания Sr при таком обмене достигает сантиметров и первых метров.

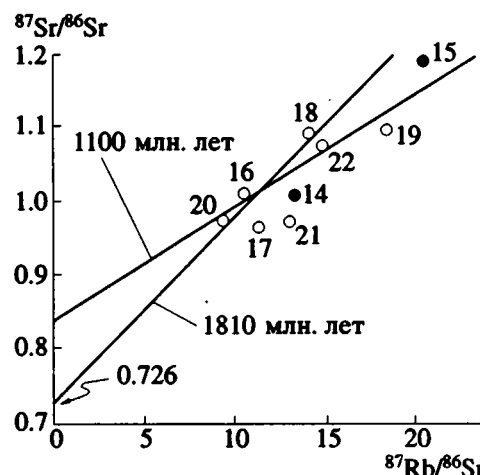


Рис. 5. Rb-Sr эволюционная диаграмма для диафортитов Саннонского блока.

Светлые кружки – диафортиты района пос. Хотчон, темные – диафортиты долины р. Вондон. Номера образцов на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 3. Положение точек образцов дано относительно “изохрон сравнения” с возрастными 1810 и 1100 млн. лет.

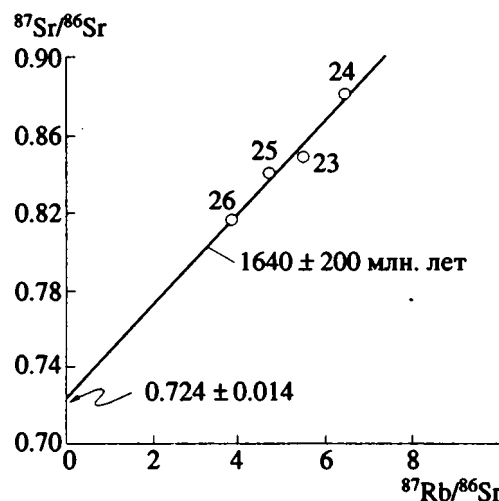


Рис. 6. Rb-Sr эволюционная диаграмма для мигматизированных биотит-гранатовых гнейсов района с. Лимдон. Номера образцов на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 3.

Из приведенного обсуждения следует, что значение 1640 ± 200 млн. лет, скорее всего, отвечает завершающему этапу ультраметаморфизма, т.е. второй стадии мигматизации, проходившей в условиях гранулитовой фации. Это значение в пределах погрешности согласуется с K-Ar и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками флогопита из месторождения Пхосу (Маракушев и др., 1966; Лицарев и др., 1983) и дает основание предполагать временную связь флогопитообразования в Кимчском блоке с датированными в настоящей работе метаморфическими процессами.

ЧИНСАНСКИЙ ПОЯС

Геологический очерк. Докембрийские комплексы фундамента Южно-Китайской платформы (Янцзы) обнажены в серии тектонических выступов и представлены как интенсивно складчатыми и высокометаморфизованными (дорифейскими) образованиями Чинсанского пояса, так и пологозалегающими слабометаморфизованными рифейскими толщами. Спецификой геологического развития фундамента платформы является его полиметаморфическая природа, проявившаяся в процессах раннепротерозойской и позднепротерозойской активизации (Ren *et al.*, 1987). Наиболее крупные выступы фундамента расположены вдоль побережья Желтого моря. Представленные в них породы характеризуются проявлением низкоградиентного метаморфизма и формированием кианит-силлиманитовой фациальной серии. Преобладают ассоциации тоналитовых гнейсов и гранито-гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма. Своеобразное исключение составляет "парагнейсовый комплекс" выступа Нампхо, ограниченного на юге устьем р. Тэдон, а на востоке – Хэджу-Сонним-Кэчхонским разломом. Породы "парагнейсового комплекса" обнажены в районе г. Нампхо. Преобладают глиноземистые гнейсы и сланцы, а также амфиболиты, карбонатные породы и кварциты.

Метаморфизм выступа Нампхо. Метаморфический комплекс в этом районе претерпел по меньшей мере две эпохи преобразований: раннюю – в гранулитовой и амфиболитовой фациях и позднюю – в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях.

Наиболее высокотемпературная ассоциация в глиноземистых гнейсах (гранулитах) Нампхо представлена парагенезисом гранат + кордиерит + гиперстен + ортоклаз + плагиоклаз + кварц.

Таблица 4. Rb-Sr аналитические данные для метаморфических пород Чинсанского пояса

Номера п. п.	Номер образца	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	45-Н-2	77	257	0.8711	0.7495
2	45-Н-3	18	125	0.4265	0.7236
3	45-Н-8	159	178	2.652	0.7722
4	45-Н-9	188	188	2.930	0.7936
5	45-Н-10	143	254	1.656	0.7614
6	45-Н-13	136	38	11.41	0.8700
7	БК143-2	88	160	1.552	0.7558
8	БК143-3	97	168	1.772	0.7615
9	БК143-5	96	132	2.149	0.7742
10	БК143-6	145	112	3.800	0.7951
11	БК143-7	121	115	3.203	0.7799
12	БК143-8	103	147	1.992	0.7675

Однако более распространены парагенезисы гранат + биотит + кордиерит + ортоклаз + кварц и гранат + гиперстен + биотит + ортоклаз + кварц, характеризующие среднетемпературную субфацию гранулитовой фации. В связи с последующим рассланцеванием возникают ассоциации низкотемпературной гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовой субфации, которая накладывается и на мигматиты, образованные в гранулитовой фации. Жилы пегматитовых гранитов секут все генерации лейкосом. Затем развиваются процессы кислотного выщелачивания с переотложением биотита, граната и кордиерита. Условия гранулитового метаморфизма в районе г. Нампхо соответствуют $T = 730 - 860^\circ\text{C}$ и $P = 6.0 - 7.2$ кбар (Glebovitsky *et al.*, in press).

Во всех породах, включая пегматитовые жилы, развиты субпараллельные зоны повторного рассланцевания, в которых образуются низкотемпературные ассоциации с хлоритом, мусковитом и буро-зеленым биотитом, замещающими гиперстен, гранат, кордиерит и роговую обманку. Эта поздняя эпоха метаморфических преобразований, вероятно, соответствовала времени позднепротерозойской активизации фундамента Южно-китайской платформы.

Геохронология пород выступа Нампхо. Геохронологическое опробование проводилось в 12 км от г. Нампхо в районе плотины Сохэ (серия БК143) и в 3-х км восточнее, на острове Вау (серия 45-Н). Масса образцов составляла 1 - 1.5 кг. Образцы серии БК143 отбирались на протяжении 0.5 - 0.6 км в коренных выходах на дне строящегося канала (БК143-2 и БК143-3) и малых отдельных выходах недалеко от начала плотины (БК143-5, БК143-6, БК143-7 и БК143-8). Они представляют гнейсы умеренной и повышенной глиноземистости с парагенезисами: кварц + плагиоклаз + калиевый полевой шпат + биотит + гиперстен + гранат + кордиерит (обр. БК143-2 и БК143-3), кварц + плагиоклаз + калиевый полевой шпат + биотит + гранат + кордиерит (обр. БК143-5) и кварц + плагиоклаз + калиевый полевой шпат + биотит + гранат + кордиерит + силлиманит (обр. БК143-8) – табл. 4.

Перечисленные образцы без выраженных наложенных низкотемпературных изменений содержат хорошо сохранившийся парагенезис калиевого полевого шпата с кордиеритом и гиперстеном, критический для зон гранулитовой фации. В отдельных образцах серии БК143 отмечается лишь незначительная хлоритизация кордиерита и граната. В этом смысле наиболее измененным образцом, в котором наряду с хлоритизацией наблюдается также и серицитизация, является глиноземистый гнейс обр. БК143-7 (ассоциация кварц + калиевый полевой шпат + плагиоклаз + биотит + гранат + кордиерит + силлиманит + мусковит + хлорит + серицит).

Образцы, отобранные на о. Вау (серия 45-Н) из обнажения протяженностью около 70 м, име-

ют варьирующие петрологические характеристики, в целом отличающиеся от характеристик глиноземистых гнейсов серии БК143. Образцы 45-Н-3 и 45-Н-9 представляют низкотемпературные гнейсы с парагенезисами: кварц + плагиоклаз + биотит + мусковит + хлорит + турмалин (обр. 45-Н-3) и кварц + плагиоклаз + мусковит + биотит (обр. 45-Н-9). Геологические наблюдения в обнажениях однозначно свидетельствуют об их вторичной бластомилонитовой природе, и поэтому они могут рассматриваться либо как возникшие на регрессивном этапе гранулитового метаморфизма, либо как образования последующего метаморфического цикла. Образцы 45-Н-2 и 45-Н-8, с другой стороны, представляют поздние метасоматические продукты зон наложенного расланцевания (биотит-гранатовые бластомилониты).

Аналитические данные представлены в табл. 4. На Rb-Sr эволюционной диаграмме (рис. 7) точки шести образцов лежат на изохроне с возрастом 1970 ± 25 млн. лет, первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равным 0.7116 ± 0.0005 и СКВО = 1.0. При датировании немигматизированных пород гранулитовой фации метаморфизма следует учитывать ограниченную подвижность Sr и трудность гомогенизации его изотопного состава в дегидратированном материале (Gray, Compston, 1978). В некоторых случаях, особенно для ортопород, Rb-Sr изохронные датировки могут даже рассматриваться как определяющие возраст протолита (Bingen *et al.*, 1990). Однако большинство Rb-Sr изохрон для пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации (Verstevee, 1975; Clark, Schledewitz, 1988; Finn, 1989), интерпретируются авторами как определяющие время соответствующего метаморфического события. Вероятность гомогенизации изотопного состава Sr увеличивается для кислых гранулитов, представляющих собой продукты метаморфизма вулканогенно-осадочных пород (Iyer *et al.*, 1976). При этом гомогенизация может достигаться не только в пределах отдельных обнажений (Verstevee, 1975; Gray, Compston, 1978), но иногда и в более широком масштабе (Pidgeon, 1967; Горохов и др., 1976).

Хорошее линейное расположение точек шести образцов парагнейсов района г. Нампхо на Rb-Sr эволюционной диаграмме (рис. 7) свидетельствует об уравнивании изотопного состава Sr в этих породах 1970 ± 25 млн. лет назад. В качестве процесса, приведшего к такому уравниванию, очевидно, должен рассматриваться региональный метаморфизм, так как в условиях полного преобразования минеральных ассоциаций вряд ли можно ожидать сохранения дометаморфических Rb-Sr систем небольшими образцами метаосадочных пород. Параметры метаморфизма (обр. БК143-2) оцениваются как $T = 800 - 850^\circ\text{C}$ и $P = 6.9 - 7.2$ кбар (Glebovitsky *et al.*, in press). Важно отметить, что гомогенизация изотопного состава Sr в образцах

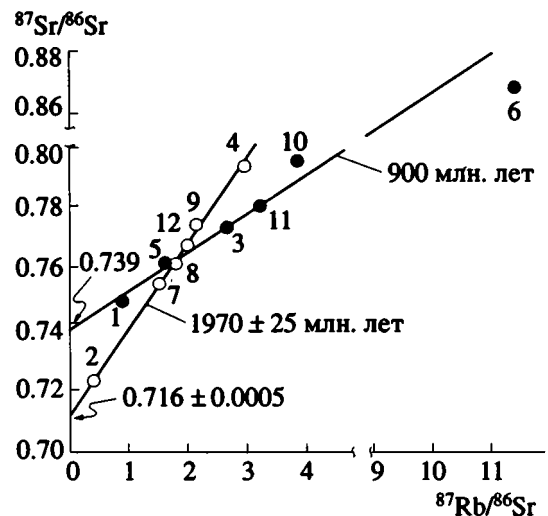


Рис. 7. Rb-Sr эволюционная диаграмма для глиноземистых гнейсов выступа Нампхо.

Светлые кружки — точки образцов, для которых вычислена изохрона с возрастом 1970 ± 25 млн. лет, темные — точки образцов, группирующиеся вдоль "изохроны сравнения" с возрастом 900 млн. лет. Номера образцов на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 4.

пород, места взятия которых отстоят друг от друга на сотни метров и километры, не требует действительного перемещения вещества на такие расстояния. Если весь объем протолита может быть разделен на ряд равномерно распределенных представительных субобъемов, каждый из которых имеет одно и то же Rb/Sr отношение, соответствующее среднему отношению во всей породе, то по мере накопления радиогенного ^{87}Sr указанные субобъемы будут иметь одинаковые средние значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Тогда для того, чтобы при метаморфизме во всей массе породы образовалось единое гомогенное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, достаточно уравнивания изотопного состава Sr лишь в пределах субобъемов (Krogh, Hurley, 1968; Roddick, Compston, 1977). При этом создается впечатление региональной гомогенизации, требующей миграции Sr на расстояния многих километров, в то время как на самом деле физический масштаб уравнивания ограничен лишь размерами субобъемов. Такой механизм весьма эффективен для слоистых осадков и вулканитов.

Следует отметить, что на изохрону с возрастом 1970 ± 25 млн. лет, наряду с образцами БК143-2, БК143-3, БК143-5 и БК143-8, несомненно отражающими условия гранулитовой фации метаморфизма, попадают и два образца (45-Н-3 и 45-Н-9) с низкотемпературными минеральными ассоциациями. Поэтому кажется, что эти минеральные парагенезисы соответствуют не более позднему наложенному метаморфическому событию, а отражают регрессивные стадии основного этапа грану-

литового метаморфизма, не слишком отстоящие во времени от его кульминационной стадии. В этом случае значение 1970 ± 25 млн. лет может быть интерпретировано как минимальный возраст метаморфизма исследованных пород в условиях гранулитовой фации. Довольно высокое значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0.7116 ± 0.0005 , характеризует коровую предысторию осадочных пород протолита.

Точки шести остальных образцов парагнейсов не лежат на изохроне с возрастом 1970 ± 25 млн. лет и образуют отчетливо выраженную тенденцию к линейному расположению со значительно меньшим наклоном, соответствующим возрасту около 900 млн. лет. При этом на такую "вторичную" линию попадают как образцы, явно затронутые процессами низкотемпературного зеленосланцевого метаморфизма (45-Н-2, 45-Н-8, БК143-7), так и образцы с высокотемпературными минеральными парагенезисами (БК143-6, 45-Н-13). Нарушение Rb-Sr систем в высокометаморфизованных породах при регрессивных метаморфических преобразованиях описывалось ранее в других работах (Black *et al.*, 1979; Field, Råheim, 1979, 1980; Горохов и др., 1981 а, б; Smalley *et al.*, 1983; Black, 1988; Finn, 1989). При этом может происходить частичное или даже полное изотопное уравнивание Sr, особенно в пределах отдельных обнажений. Перестройка Rb-Sr систем значительно облегчается сопутствующими деформациями, которые открывают пути для миграции растворов, переносящих в числе прочих компонентов и Sr (Black *et al.*, 1979; Горохов и др., 1981 а, б; Black, 1988). Однако известны и случаи, когда такая перестройка происходит без каких-либо видимых структурных (Finn, 1989) или минеральных (Black, 1988) преобразований. Мера нарушения Rb-Sr систем может зависеть от величины Rb/Sr отношения в образце (наличие или отсутствие стронций-содержащих минералов-акцепторов, являющихся "ловушками" для мигрирующего радиогенного ^{87}Sr) (Bell, Blenkinsop, 1978; Smalley *et al.*, 1983). Это позволяет объяснить существенное нарушение Rb-Sr системы в обр. 45-Н-13, для которого характерно высокое Rb/Sr отношение и небольшое содержание Sr. Таким образом, наиболее вероятным объяснением появления линейной зависимости с возрастом около 900 млн. лет на рис. 7 является низкотемпературный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации, соответствующий времени позднепротерозойской активизации фундамента Южнокитайской платформы.

Для всего исследованного парагнейсового комплекса перестройка Rb-Sr систем на уровне образцов породы в целом, приводящая к возникновению вторичной изохроны, может рассматриваться в рамках либо открытой, либо замкнутой системы. Открытая система, очевидно, подразумевает привнос извне или потерю Sr и/или Rb в ходе наложенного метаморфизма. Замкнутая система тре-

бует, чтобы в результате этого процесса изотопный состав Sr в некотором значительном объеме породы (например, в масштабе всего комплекса как литологической единицы) был гомогенизирован без какого-либо привноса или выноса Rb и Sr. В такой системе вторичная изохрона дает возраст наложенного метаморфизма и пересекает ось ординат в точке, координата которой является функцией среднего Rb/Sr отношения в породах комплекса и различия возрастов раннего и наложенного метаморфизма. Механизм гомогенизации изотопного состава Sr, как указано выше, не требует реальной миграции Sr на значительные расстояния.

Из имеющихся данных следует, что в ходе наложенного низкотемпературного метаморфизма породы в масштабе всего опробованного парагнейсового комплекса оставались замкнутыми геохимическими системами во всяком случае в отношении Rb и Sr. Действительно, на основании средних содержаний Rb и Sr в образцах парагнейсов, дающих изохрону с возрастом 1970 ± 25 млн. лет, и первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них, равного 0.7116, можно вычислить среднее отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах во время вторичного изотопного уравнивания Sr ~ 900 млн. лет назад. Вычисленное отношение 0.740 очень хорошо совпадает со значением, определяемым пересечением "вторичной изохроны" на рис. 7 с осью ординат и подтверждает отсутствие заметного привноса и/или выноса Rb и Sr из всего опробованного объема парагнейсов ~900 млн. лет назад. Фактически происходит "разворот" изохроны с возрастом 1970 млн. лет относительно ее центра тяжести. Аналогичная ситуация наблюдалась при регрессивных преобразованиях магматических и метаморфических пород Южной Норвегии и Северного Уэльса (Smalley *et al.*, 1983; Evans, 1991).

Замкнутость Rb-Sr системы в породах парагнейсового комплекса в период наложенного метаморфизма означает, что этот процесс проходил в условиях низкого отношения вода/порода, т.е. при участии достаточно малого объема флюидной фазы. На это же указывает присутствие неравновесных минеральных ассоциаций. Отсюда следует, что либо регрессивные преобразования были вызваны мобилизацией содержащихся в высокометаморфизованных породах небольших количеств H_2O и CO_2 , которые были растворены, например, в кварце (Spear, Selverstone, 1983), либо они происходили при "впитывании" дегидратированными породами ограниченного объема флюида с низкими содержаниями Rb и Sr из внешних источников (Morrison, Valley, 1991). С учетом приуроченности низкотемпературных метаморфических ассоциаций к зонам повторного расщелачивания, облегчающим поступление флюида извне, вторая возможность кажется более вероятной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенная работа показывает, что раннепротерозойские комплексы Северной Кореи имеют сложную и продолжительную историю. Главные метаморфические события происходили в интервале времени 1.7 - 2.0 млрд. лет в параллельно развивавшихся Маченрёнском и Чинсанском поясах, которые обрамляют Наннимский гранулитовый блок и существенно различаются термодинамическим режимом метаморфизма. Обращает на себя внимание существенное несовпадение полученных по ним датировок. В Чинсанском поясе высокотемпературный метаморфизм (гранулитовая фация) высоких давлений проявился не позднее, чем 1970 млн. лет назад, тогда как процессы метасоматоза, непосредственно следовавшие за региональным метаморфизмом Маченрёнского пояса, в наиболее высокотемпературной зоне имеют возраст 1810 млн. лет. Еще более молодыми оказались мигматиты гранулитовой фации в Кимчекском блоке. Эти данные, возможно, свидетельствуют о действительной асинхронности изученных метаморфических поясов.

Процессы низкотемпературного диафтореза, проявленные на всей исследованной территории, уверенно не датируются, хотя, основываясь на полученных результатах, можно сделать вывод о вероятном их возрасте 0.8 - 1.0 млрд. лет. По-видимому, диафторез проявлялся одновременно и в связи с прогрессивным метаморфизмом выше лежащих рифейских толщ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Варшавская Э.С., Горохов И.М., Крылов И.Н. и др. Методика определения рубидия и стронция для геохронологических исследований // Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1975. С. 30 - 36.
- Геология Кореи / Масайтис В.Л., ред. М.: Недра, 1964. 264 с.
- Горохов И.М., Крылов И.Н., Байкова В.С. и др. Геохронологическое изучение полиметаморфического комплекса пород кольской серии // Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л.: Наука, 1976. С. 177 - 192.
- Горохов И.М., Дук В.Л., Кицул В.И. и др. Rb-Sr системы полиметаморфических комплексов центральной части Алданского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981а. № 8. С. 5 - 17.
- Горохов И.М., Кутявин Э.П., Володичев О.А. и др. Rb-Sr возраст магматических и метаморфических пород беломорского комплекса (Западное Беломорье) // Сов. геология. 1981б. № 3. С. 67 - 75.
- Кропоткин П.Н. Абсолютный возраст некоторых гранитов Кореи // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 6. С. 115 - 117.
- Крылов И.Н. Применение рентгено-спектрального метода для точного количественного определения Rb/Sr отношения при изохронном датировании // Изотопные методы измерения возраста в геологии М.: Наука, 1979. С. 125 - 131.
- Лицарев М.А., Аракелянц М.М., Иваненко В.В. Применение ^{39}Ar - ^{40}Ar и К-Аг методов для установления времени флогопитообразования (на примере месторождения КНДР) // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 125 - 137.
- Маракушев А.А., Ким Хак Дэе, Ким Хенсю, Мишкин М.А. Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья и связанные с ними полезные ископаемые // Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М.: Наука, 1966. С. 9 - 123.
- Полевая Н.И., Путинцев В.К., Спринцзон В.Д. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород Северной Кореи // Сов. геология. 1961. № 6. С. 119 - 124.
- Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченков О.А. Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974. 207 с.
- Яценко М.Л., Варшавская Э.С., Горохов И.М. Об аномальном изотопном составе стронция в минералах из метаморфизованных пород // Геохимия. 1961. № 5. С. 420 - 425.
- Bell K., Blenkinsop J. Reset Rb/Sr whole-rock systems and chemical control // Nature. 1978. V. 273. № 5663. P. 532 - 534.
- Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J. Evolution of feldspars at the amphibolite-granulite facies transition in augen gneisses (SW Norway): Geochemistry and Sr-isotopes // Contrib. Mineral and Petrol. 1990. V. 105. № 3. P. 275 - 288.
- Black L.P. Isotopic resetting of U-Pb zircon and Rb-Sr and Sm-Nd whole-rock systems in Enderby Land, Antarctica: implications for the interpretation of isotopic data from polymetamorphic and multiply deformed terrains // Precambrian Research. 1988. V. 38. № 4. P. 355 - 365.
- Black L.P., Bell T.H., Rubenach M.J., Withnall I.W. Geochronology of discrete structural-metamorphic events in a multiply deformed Precambrian terrain // Tectonophysics. 1979. V. 54. № 1/2. P. 103 - 137.
- Brookins D.G., Fairbairn H.W., Hurley P.M., Pinson W.H. A Rb-Sr geochronologic study of the pegmatites of the Middletown area, Connecticut // Contrib. Mineral. and Petrol. 1969. V. 22. № 2. P. 157 - 168.
- Clark G.S., Schledewitz D.C.P. Rubidium-strontium ages of Archean and Proterozoic rocks in the Nejanilini and Great Island domains: Churchill Province, northern Manitoba, Canada // Can. J. Earth Sci. 1988. V. 25. № 2. P. 246 - 254.
- Evans J.A. Resetting of Rb-Sr whole-rock ages during Acadian low-grade metamorphism in North Wales // J. Geol. Soc. London. 1991. V. 148. № 4. P. 703 - 710.
- Ferrara G., Ricci C.A., Rita F. Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia // Contrib. Mineral. and Petrol. 1978. V. 68. № 1. P. 99 - 106.
- Field D., Råheim A. Rb-Sr-total rock isotope studies on Precambrian charnockitic gneisses from South Norway: Evidence for isochron resetting during a low-grade metamorphic-deformational event // Earth Planet. Sci. Letters. 1979. V. 45. № 1. P. 32 - 44.
- Field D., Råheim A. Secondary geologically meaningless Rb-Sr isochrons, low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios and crustal residence times of high-grade gneisses // Lithos. 1980. V. 13. № 4. P. 295 - 304.
- Finn G.C. Rb-Sr geochronology of the Archean Maggo gneiss from the Hopedale block, Nain Province, Labrador // Can. J. Earth Sci. 1989. V. 26. № 12. P. 2512 - 2522.

- Glebovitsky V.A., Tsoi V.-Ch., Bushmin S.A., Buyko A.K., Vapnik E.A., Kim R.-S., Kim C.-A., Sedova I.S. Facies of metamorphism and metamorphic evolution of Precambrian complexes of North Korea // *J. Geol. Soc. Korea* (in press).
- Gorokhov I.M., Varshavskaya E.S., Kutyavin E.P., Lobach-Zhuchenko S.B. Preliminary Rb-Sr geochronology of the North Ladoga Region, Soviet Karelia // *Eclogae geol. helv.* 1970. V. 63. № 1. P. 95 - 104.
- Grauert B. Rb-Sr isotopic study on whole rocks and minerals from the Baltimore Gneiss of the Phoenix dome, Baltimore County, Maryland // *Carnegie Inst. Wash. Year Book.* 1974. V. 73. P. 1003 - 1007.
- Gray C.M., Compston W. A rubidium-strontium chronology of the metamorphism and prehistory of Central Australian granulites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. № 11. P. 1735 - 1747.
- Hickman M.H., Glassley W.E. The role of metamorphic fluid transport in the Rb-Sr isotopic resetting of shear zones: Evidence from Nordre Strømfjord, West Greenland // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1984. V. 87. № 3. P. 265 - 281.
- Iyer S.S., Woodford P.J., Wilson A.F. Rb-Sr isotopic studies of a polymetamorphic granulite terrane, Strangways Range, central Australia // *Lithos.* 1976. V. 9. № 3. P. 211 - 224.
- Krogh T.E., Hurley P.M. Strontium isotope variation and whole-rock isochron studies, Grenville province of Ontario // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. № 22. P. 7107 - 7125.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. The statistical assessment of Rb-Sr isochrons // *J. Geophys. Res.* 1966. V. 71. № 2. P. 5459 - 5468.
- Morrison J., Valley J.W. Retrograde fluids in granulites: Stable isotope evidence of fluid migration // *J. Geol.* 1991. V. 99. № 4. P. 559 - 570.
- Pidgeon R.T. A rubidium-strontium geochronological study of the Willyama Complex, Broken Hill, Australia // *J. Petrol.* 1967. № 8. № 2. P. 283 - 324.
- Pidgeon R.T., Compston W. The age and origin of the Cooma Granite and its associated metamorphic zones, New South Wales // *J. Petrol.* 1965. V. 6. № 2. P. 193 - 222.
- Ren T., Tiang C., Zhang Z., Qin D. Geotectonic evolution of China. Sci. Press. Beijing a.o. 1987. 203 p.
- Riley G.H. Isotopic discrepancies in zoned pegmatites, Black Hills, South Dakota // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. V. 34. № 6. P. 713 - 725.
- Roddick J.C., Compston W. Strontium isotopic equilibration: A solution to a paradox // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1977. V. 34. № 2. P. 238 - 246.
- Skjervaa L., Pedersen S. The effect of penetrative Sveconorwegian deformations of Rb-Sr isotope systems in the Rømskog-Aurskog Höland area, SE Norway // *Precambrian Research.* 1982. V. 17. № 3/4. P. 215 - 243.
- Smalley P.C., Field D., Råheim A. Resetting of Rb-Sr whole-rock isochrons during Sveconorwegian low-grade events in the Gjerstad augen gneiss, Telemark, southern Norway // *Chem. Geol.* 1983. V. 41. № 3. P. 269 - 282.
- Spear F.S., Selverstone J. Water exsolution from quartz: Implications for the generation of retrograde metamorphic fluids // *Geology.* 1983. V. 11. № 2. P. 82 - 85.
- Treloar P.J., Kramers J.D. Metamorphism and geochronology of granulites and migmatitic granulites from the Magoondi Mobile Belt, Zimbabwe // *Precambrian Research.* 1989. V. 45. № 4. P. 277 - 289.
- Verstevee A.J. Isotope geochronology in the high-grade metamorphic Precambrian of southwestern Norway // *Norg. geol. Unders.* 1975. № 318. P. 1 - 50.
- Wielens J.B.W., Andriessen P.A.M., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Priem H.N.A., Verdurmen E.A.Th., Verschure R.H. Isotope geochronology in the high-grade metamorphic Precambrian of southwestern Norway: New data and reinterpretations // *Norges geol. Unders.* 1980. № 359. P. 1 - 30.
- Yanagi T., Yamaguchi M. Ages of some Precambrian metamorphic rocks in North China // *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.* 1970. V. D20. № 2. P. 177 - 189.
- Zhang Q. General features of the Early Precambrian geology and metallogeny of Liaodong Peninsula // *Field excursion guidebook on the Ore Deposition Liaodong Peninsula. Internat. symposium on metallogeny of the Early Precambrian, Changchung, China.* 1985. P. 1 - 9.
- Zhang W. Early Proterozoic tectonic styles and associated mineral deposits of the North China Platform // *Precambrian Research.* 1988. V. 39. № 1/2. P. 1 - 29.

УДК 551.72:561.2 (571.51)

МИКРОФОССИЛИИ В КРЕМНЯХ ИЗ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ (СРЕДНЕРИФЕЙСКОЙ) ДЕБЕНГДИНСКОЙ СВИТЫ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

© 1994 г. В. Н. Сергеев*, А. Х. Нолл**, С. П. Колосова***, П. Н. Колосов***

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

**Гарвардский университет, Кембридж, Оксфордская ул., 26, Массачусетс, США

***Институт геологии Якутского Научного центра СО РАН, 677891, Якутск, просп. Ленина 31, Россия

Поступила в редакцию 10.03.93 г.

Окремненные мелководные морские карбонатные породы протерозойской дебенгдинской свиты Оленекского поднятия Северо-Восточной Сибири содержат хорошо сохранившиеся микрофоссилии. Из двух четко различающихся ассоциаций одна представлена только нитчатыми микрофоссилиями *Siphonophycus*, предположительно являющихся остатками чехлов матообразующих гормогониевых цианобактерий. В другой ассоциации преобладают коккоидные микрофоссилии, в первую очередь энтофизалесовые цианобактерии *Eoentophysalis*. Эта ассоциация коккоидных микрофоссилий обнаружена в слоистых карбонатных осадочных структурах, внешне напоминающих строматолиты. Несмотря на простой состав, ассоциация микрофоссилий подтверждает общепринятую точку зрения о мезопротерозойском (среднерифейском) возрасте дебенгдинской свиты. Этот вывод о возрасте свиты согласуется с имеющимися изотопно-геохронологическими данными, с составом заключенных в ней столбчатых строматолитов, а также с набором текстур и соотношением изотопов углерода ее пород. Они близки к текстурам и изотопному составу карбонатов мезопротерозойского возраста, но отличаются от наблюдаемых в несомненно неопротерозойских карбонатах.

ВВЕДЕНИЕ

Сохранившиеся в кремнях микрофоссилии позволяют составить представление о живых организмах, существовавших до появления многоклеточных животных. В большинстве протерозойских осадочных толщ окремненные микрофоссилии многочисленны, разнообразны и имеют хорошую сохранность. Однако, несмотря на богатство этой летописи, окремненные микрофоссилии в целом рассматриваются как малопригодные инструменты биостратиграфической корреляции. В кремнях из открытошельфовых фаций карбонатных платформ иногда сохраняются акритархи, несомненно пригодные для целей биостратиграфии (Knoll, 1984, 1992; Awramik *et al.*, 1985; Сергеев, 1992; и др.), но большинство протерозойских кремней содержат остатки эволюционно консервативных прокариотных микроорганизмов, которые жили в изолированных литоральных и супралиторальных условиях (Knoll, 1985).

В этой статье мы постараемся показать, что даже окремненные ассоциации прокариот, обитавшие в мелководных изолированных условиях, иногда могут быть пригодны для целей биостратиграфии. Это возможно из-за наличия как у современных, так и у ископаемых цианобактерий и других прокариот четко выраженной экологической зависимости, в связи с чем отдельные виды достаточно жестко приурочены к конкретным условиям обитания (подробно эта проблема рас-

сматривается в статье Knoll, Bauld, 1989). Следовательно, по мере того как менялись во времени прибрежные обстановки, одновременно с ними менялись и обитавшие в этих условиях сообщества прокариотных организмов.

Для того, чтобы показать эту зависимость, мы описываем новую микробиоту из дебенгдинской свиты Оленекского поднятия северо-восточной Сибири. В составе дебенгдинской микробиоты выделяются две различные ассоциации остатков микроорганизмов, обитавших в различных экологических нишах на литоральной равнине. Большинство встреченных здесь таксонов микрофоссилий имеют широкое стратиграфическое распространение и появились еще в палеопротерозое. Однако в целом дебенгдинская ассоциация микрофоссилий отличается явно выраженным мезопротерозойским обликом. Это согласуется с основным на строматолитах ранее сделанным заключением о ее среднерифейском (мезопротерозойском) возрасте (Комар, 1966; Семихатов, Серебряков, 1983; Semikhatov, 1991), а также с составом изотопов углерода и карбонатными структурами ее пород, которые характерны скорее для отложений мезопротерозойского возраста.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ВОЗРАСТ ДЕБЕНГДИНСКОЙ СВИТЫ

Оленекское поднятие расположено в северо-восточной части Анабарской антеклизы Сибирской

платформы (рис. 1) и имеет практически изометричную форму при диаметре около 150 км. Протерозойские (рифейские и вендские) осадочные породы обнажаются в центральной части этой структуры, перекрываясь на крыльях верхнепалеозойскими и мезозойскими породами.

Содержащая микрофоссилии дебенгдинская свита находится в верхней части разреза солоолийской серии, которая представляет собой неметаморфизованную последовательность осадочных пород, широко развитую в пределах Оленекского поднятия.

Серия сложена кварцевыми песчаниками, аргиллитами и карбонатными породами общей мощностью около 1500 м и подразделяется на пять свит (снизу вверх): сыгынахтахскую, кютюндинскую, арымасскую, дебенгдинскую и хайпахскую (Комар, 1966; Семихатов, Серебряков, 1983; Semikhatov, 1976; Шпунт и др., 1979). Солоолийская серия несогласно подстилается архейскими или палеопротерозойскими метаморфическими породами экитской серии и перекрывается также с несогласием отложениями маастахской свиты хорбузонской серии вендского возраста.

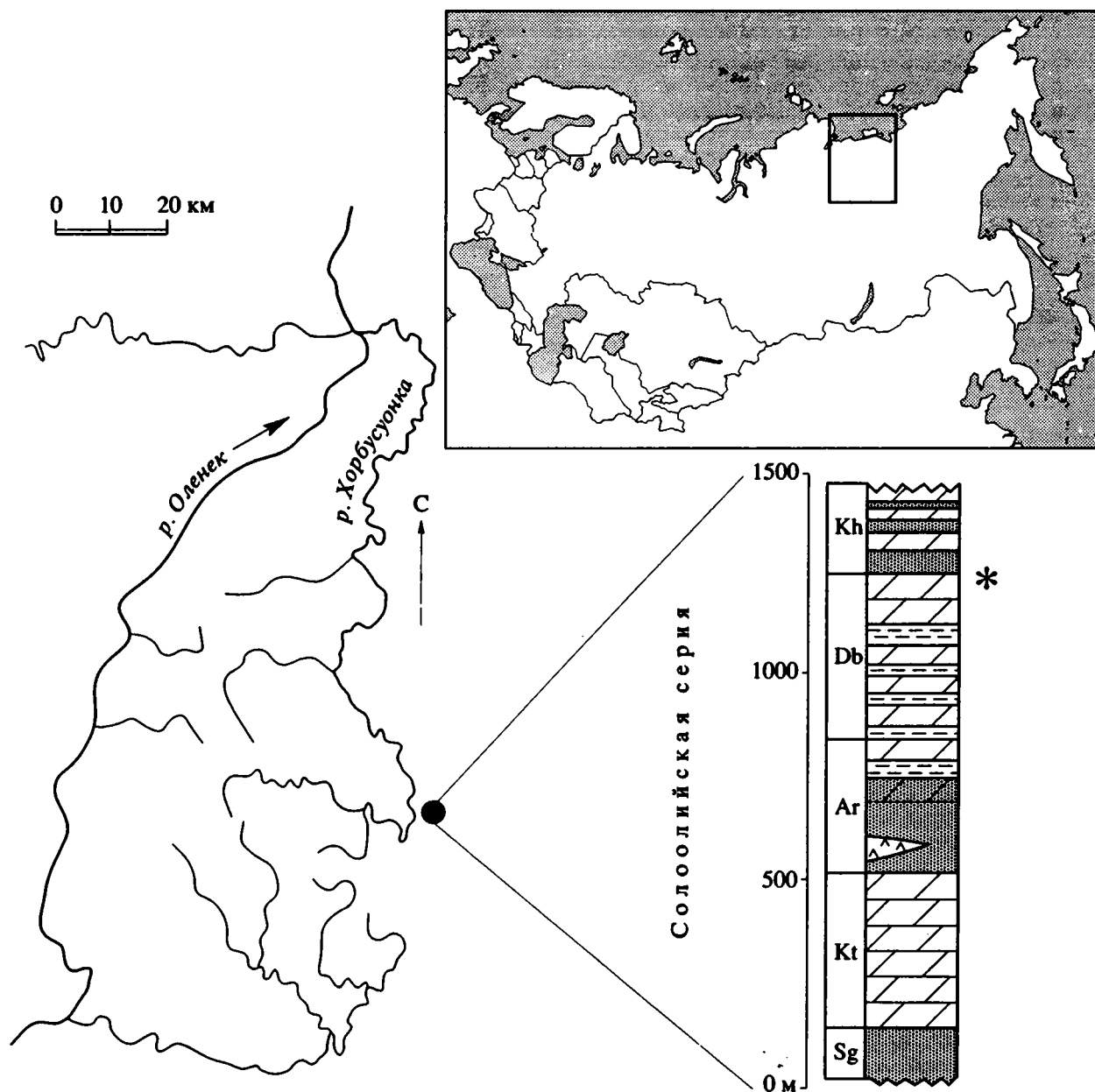


Рис. 1. Схематическая карта района Оленекского поднятия Северо-Восточной Сибири и стратиграфическая колонка солоолийской серии, приведенная с некоторыми изменениями из работы М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова (1983). Местонахождение описанных в статье микрофоссилий показано звездочкой (обр. № 1-91 - 4-91, KG-91-11, № 1763). Сокращения: Sg – сыгынахтахская, Kt – кютюндинская, Ar – арымасская, Db – дебенгдинская и Kh – хайпахская свиты.

Дебенгдинская свита согласно залегает на арымасской свите, также согласно перекрывается хайпахской свитой и подразделяется на пять подсвит¹. Первая и третья подсвиты сложены в основном песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Вторая и четвертая подсвиты состоят в основном из строматолитовых известняков с прослоями песчаников и алевролитов. Пятая подсвита преимущественно представлена строматолитовыми доломитами с линзами и прослоями черных кремней (особенно вблизи ее кровли) и маломощными прослоями алевролитов. Общая мощность дебенгдинской свиты между 470 и 520 м, а мощность пятой подсвиты – 140 - 150 м (Шенфиль, 1991).

Содержащие микрофоссилии кремни были отобраны из одного обнажения в северном борту долины ручья Атырджях, небольшого притока р. Хорбусуонка, примерно в 1 км от его устья (рис. 1). В этом местонахождении примерно 15 м верхней части разреза пятой подсвиты дебенгдинской свиты несогласно перекрываются аркозовыми гравелитами и конгломератами базального горизонта маастахской свиты. У устья ручья Атырджях этот горизонт полностью срезает хайпахскую свиту. Пачка серых доломитов с оранжевой выветрелой поверхностью находится примерно в трех метрах ниже кровли дебенгдинской свиты и подстилается тонкозернистыми алевролитами и аргиллитами; вышележащая часть свиты не обнажена. Эта пачка доломитов состоит из слоев от 1 до 10 см мощности, причем некоторые из них плитчатые. Слои доломитов и доларенитов содержат редкие трещины усыхания и знаки ряби примерно 2 - 4 мм высотой; расстояния между гребнями около 1 см. Эти породы чередуются с доломитами, расслоенными на пластинки шириной в первые миллиметры. Слой кремня примерно 10 - 15 см мощности характеризуется тонкой слоистостью и многочисленными пустотами, заполненными светлым кремнеземом. В шлифах, изготовленных из этого слоя кремней, отчетливо видна их строматолитовая природа. Хорошо видно, что слоистость обусловлена наличием матов, сложенных нитчатыми цианобактериями (*Siphonophycus* spp.). Пустоты, по-видимому, тоже имеют первичное происхождение и возможно образованы газовыми пузырями, выделявшимися при разложении микроорганизмов и впоследствии заполненных раннедиагенетическим халцедоном. Линейное расположение этих пустот, по-видимому, связано со слоистой структурой матов нитчатых цианобактерий. Даже в тех участках, где в результате разложения не осталось структурно

сохранившихся микрофоссилий, эти маты демонстрируют своеобразную структуру, характеризующуюся наличием волнистых, примерно 300 - 500 мкм толщины, слоечков, которые синусообразно изогнуты над бывшими пустотами. Какие-либо следы карбонатных структур, предшествующих силицификации, отсутствуют, хотя позднедиагенетические ромбоэдры доломита встречаются здесь достаточно часто (таблица III, фиг. 1).

Следующая пачка окремненных карбонатов находится примерно в 5 метрах ниже по разрезу. Петрографически эти кремни значительно отличаются от вышеописанных. Плоские слоечки и крошечные желвачки (до нескольких сотен микрон толщиной) содержат многочисленные ромбоэдры доломитов. Окремненные части этих структур характеризуются правильной, выдержанной микрослоистостью толщиной в среднем около 2 мкм (таблица III, фиг. 5). Микрофоссилии практически отсутствуют в этих осадочных структурах, но встречаются в аморфных участках пород между ними (таблица III, фиг. 5) и представлены в основном коккоидными формами, прежде всего *Eoentophysalis* spp. Изредка переслаивающиеся с ними прослои, содержащие маты, сформированные нитчатыми микрофоссилиями *Siphonophycus*, свидетельствуют о палеоэкологической сближенности этих двух фаций, в которых доминировали различные сообщества микроорганизмов.

В колониях *Eoentophysalis dismallakesensis* клетки в центральной части обычно отсутствуют, что в целом характерно для представителей данного рода. Следует заметить, что отсутствие клеток в центральных частях колоний возникло не в результате сжатия или разрушения последних, а скорее в результате разложения клеток: после них осталась пустота, заполненная позднее диагенетическим кремнеземом (таблица II, фиг. 3). Это могло произойти только в том случае, если осадок, окружавший колонии, был литифицирован до начала разложения клеток. Данная особенность энтофизалесовых колоний, так же как и непосредственно окружающие их слоистые осадочные карбонатные структуры, свидетельствуют о быстром осаднении и литификации карбоната этих фаций. М.С. Якшин (1990) описал сходные структуры из подстилающей кютюнгинской свиты и интерпретировал их как строматолиты, построенные цианобактериями рода *Eoentophysalis*. Однако *Eoentophysalis* не могли участвовать в создании этих слоистых плоских или куполообразно выгнутых структур, поскольку они здесь просто не встречаются; эти осадочные структуры скорее имеют нестроматолитовую природу. Возможно, что осаднение карбоната в определенной степени произошло в результате метаболической активности бактерий, но совершенно очевидно, что цианобактериальные маты не принимали участие в их образовании.

¹ Существует несколько подходов к стратиграфическому расчленению дебенгдинской свиты. Например, Вл.А. Комар (1966) выделил в составе этой свиты три подсвиты. В нашей статье мы принимаем расчленение дебенгдинской свиты на пять подсвит, предложенное В.Ю. Шенфильем и др. (Шенфиль и др., 1988; Шенфиль, 1991).

Данные об изотопном возрасте солоолийской серии малочисленны. В основном они получены более 25 лет назад К-Аг методом по минералогически не изученным слоистым силикатам группы глауконита и требуют подтверждения на современном методическом уровне (Решения ..., 1993; Бибикина и др., 1989). Для дебенгдинской свиты эти датировки лежат в пределах 1120 - 1040 млн. лет (Казаков и др., 1965). Лишь недавно для второй подсвиты дебенгдинской свиты были получены Rb-Sr и К-Аг изохронные возрасты Al-глауконитов, равные соответственно 1245 и 1265 млн. лет (Горохов и др., 1992), безусловно подтверждающие среднерифейский возраст вмещающих отложений.

Строматолиты дебенгдинской свиты представлены в основном эндемичными формами, среди которых следует отметить *Colonnella cormosa* Kom., *Anabaria radialis* Kom., *Conophyton garganicum* Kor., *C. lituum* Masl., *C. metula* Kirich и *Gongylina zonata* Kom. Большинство исследователей полагает, что эта ассоциация характерна для отложений среднерифейского (мезопротерозойского) возраста (Комар, 1966; Семихатов, Серебряков, 1983; Semikhatov, 1976, 1991). Фактически на основании этих таксонов строматолитов возможна корреляция разрезов в пределах Северосибирской провинции. Но эта ассоциация отличается от ассоциаций из средне- и верхнерифейских отложений типового разреза Южного Урала, а также разрезов средней и южной Сибири (Semikhatov, 1991). Некоторые исследователи полагают, что дебенгдинская и перекрывающая ее хайпахская свиты имеют поздне-рифейский возраст (Шенфильд, 1991), но при оценке этих взглядов следует иметь в виду, что их сторонники фактически принимают собственную, сибирскую модель границы среднего и верхнего рифея, отличную от принятой в официальной шкале докембрия России (Семихатов и др., 1991). Ниже мы рассмотрим палеонтологические данные, которые, как мы считаем, свидетельствуют в пользу среднерифейского (мезопротерозойского) возраста дебенгдинской свиты.

Большая часть материала, описанного в статье, была собрана Э.Х. Ноллом, Дж.П. Гротзингером, П.Н. Колосовым и С.П. Колосовой во время их совместной экспедиции по Северо-Восточной Сибири в 1991 году (образцы № 1-91-4-91 и KG-91-11). Дополнительно мы изучили один образец (№ 1734), собранный Т.А. Ивановской (Геологический институт РАН) в 1989 году и переданный В.Н. Сергееву.

СОСТАВ МИКРОБИОТЫ

Как было отмечено выше, кремни из верхней подсвиты дебенгдинской свиты содержат две различные ассоциации микрофоссилий. Маты, образованные нитчатыми микрофоссилиями, в основном содержат *Siphonophycus inornatum* Zhang. и в значительно меньшей степени *Siphonophycus*

robustum Schopf emend. Knoll et Golubic comb. Knoll et al. Значительно более разнообразная ассоциация обнаружена вместе с рассмотренными выше осадочными структурами, внешне напоминающими строматолиты. В ней доминируют два отчетливо различающихся вида рода *Eoentophysalis*: *E. dismallakesensis* Horodyski et Donaldson и *E. belcherensis* Hofmann. В основном эти микрофоссилии встречаются в виде колоний, содержащих от нескольких до нескольких сотен клеток и расположенных на поверхностях слоев, но соприкасающиеся популяции, образующие тонкие маты, попадаются редко. Кроме энтофизалесовых водорослей, в составе ассоциации присутствуют следующие таксоны микрофоссилий: *Gloeodiniopsis* aff. *lamellosa* Schopf emend. Knoll et Golubic, *G. gregaria* Knoll et Golubic, *Eosynechococcus medius* Hofmann, *Archaeoellipsoides grandis* Horodyski et Donaldson, *Siphonophycus robustum* (Schopf) emend. Knoll et Golubic, *Palaeolyngbya maxima* Zhang, *Clonophycus* sp. и *Myxococcoides* sp. (рис. 2). *Gloeodiniopsis* aff. *lamellosa* и *Clonophycus* sp. встречаются как колонии из несоприкасающихся сфероидов между нитями *Siphonophycus robustum* или в тесной взаимосвязи с *Eoentophysalis*. Эллипсоидные микрофоссилии *Eosynechococcus medius* и коккоидные микрофоссилии *Gloeodiniopsis gregaria* являются второстепенным элементом данной ассоциации, составляя лишь 3% или менее среди всех присутствующих здесь форм. *Palaeolyngbya maxima* и *Archaeoellipsoides grandis* представлены единичными находками.

СИСТЕМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Практически все дебенгдинские микрофоссилии являются остатками цианобактерий или морфологически сходных микроорганизмов. Матиформирующие виды *Siphonophycus* наиболее аргументированно интерпретируются как фоссилизованные пустые чехлы синезеленых водорослей так называемого LPP-типа (Lyngbya-Phormidium-Plectonema). Два вида рода *Eoentophysalis* также убедительно сравниваются с современными энтофизалесовыми цианобактериями, распространенными в пределах литорали и супралиторали. *Palaeolyngbya maxima* малоотличима от ее современного аналога – синезеленой водоросли *Lyngbya* (Schopf, 1968; Zhang, 1981), а *Gloeodiniopsis* aff. *lamellosa* и *G. gregaria* морфологически сходны с некоторыми видами ныне живущих хроококковых цианобактерий родов *Gloeocapsa* Kütz и *Chroococcus* Nägell. Что же касается *Clonophycus* sp., то этот вид возможно также представляет собой остатки хроококковых цианобактерий, но простая морфология не позволяет сделать однозначный вывод о его таксономической принадлежности. Аналогично *Eosynechococcus medius*, образующий гроздевидные колонии, обычно интерпретируется как хроококковая цианобактерия; его сравнивают с представителями таких родов как *Synechococcus* и

Gloeothese, но подобная простая палочковидная форма клеток типична и для многих бактерий.

Природа *Archaeoellipsoides grandis* и *Мухососсойдес* sp. менее ясна. Эллипсоидальные тела *A. grandis* могут оказаться акинетами ностоковых цианобактерий или остатками эукариотных организмов (Horodyski, Donaldson, 1980). Однако мы не согласны с В.К. Головенком и М.Ю. Беловой (1984), интерпретировавших эти эллипсоидальные микрофоссилии как остатки одноклеточных цианобактерий гигантских размеров, сходных с представителями рода *Synechococcus*. Агрегаты *Мухососсойдес* sp. возможно являются пустыми оболочками хроококковых цианобактерий или остатками одноклеточных протист.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Выводы об условиях обитания дебенгдинской микробиоты основываются как на литологических данных, так и составе самих микрофоссилий. Характеризующие дебенгдинские породы слоистые осадочные текстуры, наличие плитчатых тонкозернистых карбонатов, мелких симметричных знаков ряби, трещин усыхания и крупных пустот позволяют интерпретировать содержащие микрофоссилии осадки как отложения литоральной равнины (Green *et al.*, 1989).

Эта интерпретация поддерживается набором присутствующих здесь окремненных микрофоссилий, поскольку современные аналоги многих

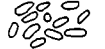
Классификация			Размеры, мкм
Division Cyanobacteria			
Class Hormogoneae		O	
Order Oscillatoriales			
Family Oscillatoriaceae		N	
Order Nostocales			
Family Nostocaceae			
Class Coccogoneae		C	
Order Chroococcales			
Family Chroococcaceae		E	
Order Entophysalidales			
Family Entophysalidaceae			
Insertae Sedis		I	
			5 15 25 35 45 70
	<i>Eonetophysalis belcherensis</i>	E	<u>3 - 10</u>
	<i>Eonetophysalis dismallakesensis</i>	E	<u>4 - 13</u> (внутренние оболочки) <u>6 - 21</u> (наружные оболочки)
	<i>Gloeodiniopsis aff. lamellosa</i>	C	<u>7 - 45</u>
	<i>Gloeodiniopsis gregaria</i>	C	<u>4 - 8</u>
	<i>Eosynechococcus medius</i>	C	<u>2.5 - 5.0</u> < > 5.0 - 9.5
	<i>Clonophycus</i> sp.	I	<u>5 - 14</u> (сфероиды)
	<i>Мухососсойдес</i> sp.	I	<u>15 - 70</u> (оболочки) <u>21 - 33</u>
	<i>Archaeoellipsoides grandis</i>	I	12 < > 45
	<i>Palaeolyngbya maxima</i>	O	35 <u>40</u>
	<i>Siphonophycus robustum</i>	NO	<u>2 - 4.5</u>
	<i>Siphonophycus inornatum</i>	NO	<u>4 - 7</u>
	<i>Siphonophycus kestron</i>	NO	<u>8 - 11</u>

Рис. 2. Синопис микрофоссилий дебенгдинской микробиоты.

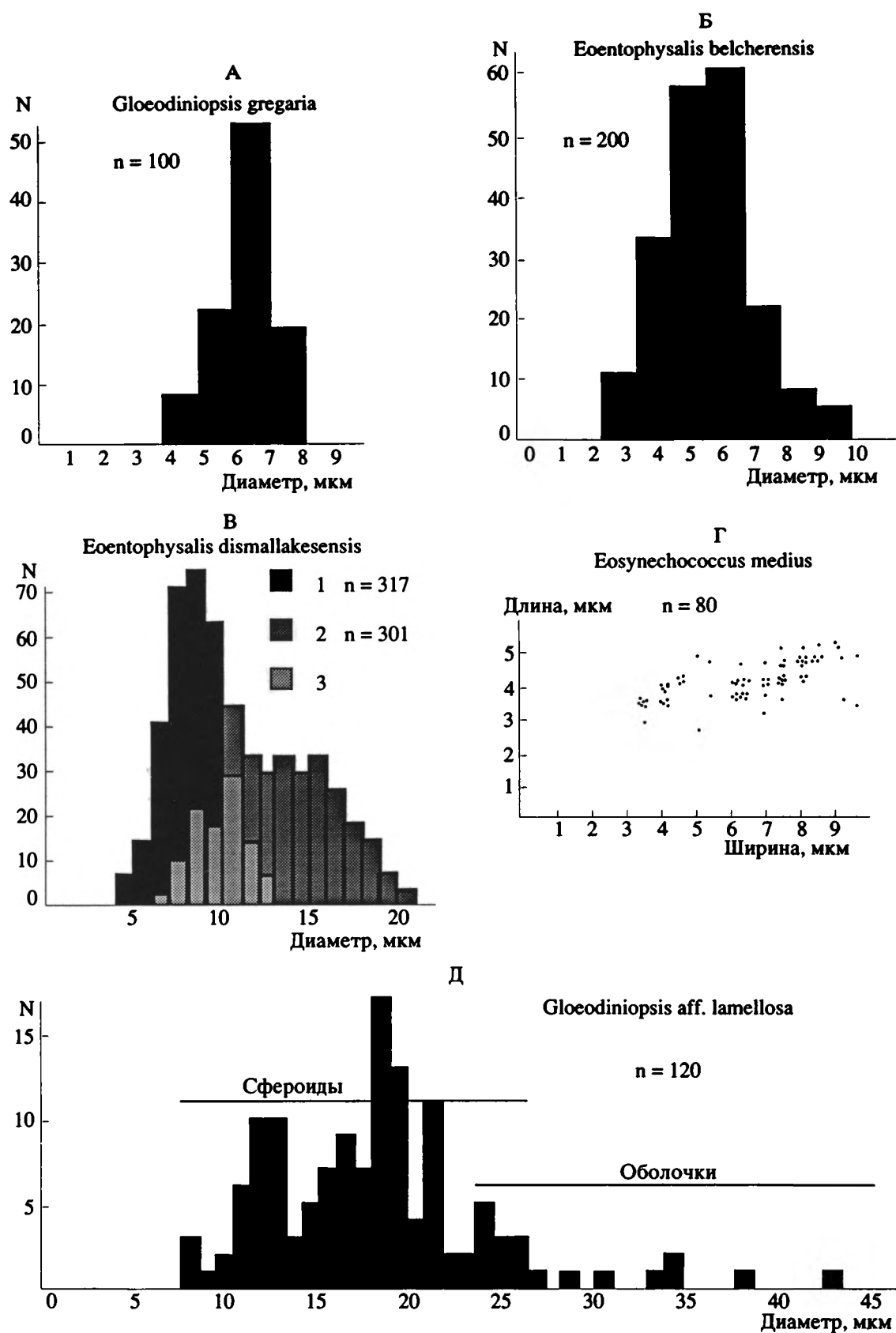


Рис. 3. Размеры коккоидных микрофоссилий дебенгдинской микробиоты. На рисунках А - В, Д приведены гистограммы диаметров микрофоссилий сферической формы; на рис. Г показано отношение ширины к длине эллипсоидальных микрофоссилий. 1 – внутренний диаметр сферондов, 2 – наружный диаметр сферондов, 3 – участок перекрытия гистограмм внутренних и наружных диаметров сферондов; N – количество замеров, n – численность популяции.

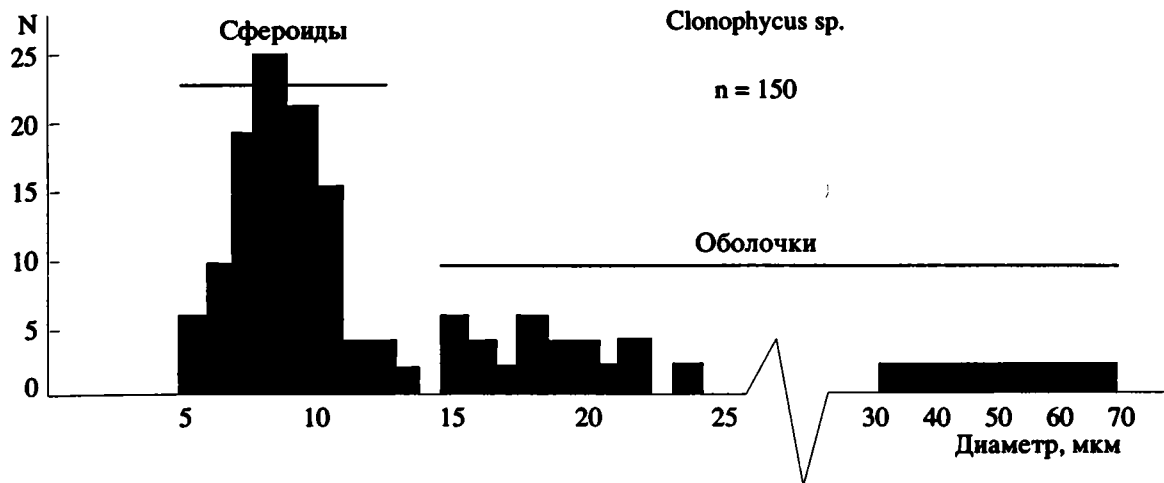


Рис. 4. Гистограмма диаметров сферондов и наружных оболочек коккоидной микрофоссилии *Clonophycus* sp. N – количество замеров, n – численность популяций.

видов обитают в условиях литорали. Например, современные представители рода *Entophysalis*, существующего и поныне аналога дебенгдинской *Eoentophysalis* spp., распространены на литорали залива Шарк в Австралии, в Персидском заливе и на Багамской Банке (Golubic, 1976). Поверхность практически всех колоний *Eoentophysalis dismallekesensis* и *E. belcherensis* окрашена коричневым пигментом (таблица I, фиг. 10, таблица II, фиг. 1, 2, 10), сравнимого с желто-коричневым пигментом (сцитонеминном), выделяемым клетками современных *Entophysalis* в ответ на интенсивное солнечное облучение в субаэральных условиях (Golubic, Hofmann, 1976; Hofmann, 1976; Oehler, 1978; Zhang, 1981). Морфология чехлов *Siphonophycus*, формирующего маты нитчатых микрофоссилий сама по себе не указывает на конкретные условия обитания, но эмпирические данные показывают, что подобные ассоциации нитчатых микроорганизмов, характеризующихся высокой плотностью и низким разнообразием, встречаются в отложениях верхней литорали и супралиторали (Green *et al.*, 1989; Knoll *et al.*, 1991). Многочисленные остатки планктонных организмов, которые характерны для ряда протерозойских и кембрийских ассоциаций микрофоссилий, сохранившиеся в кремнях сублиторального происхождения (Knoll, 1984; Yin, 1987; Сергеев, 1991; Knoll *et al.*, 1991), в дебенгдинской микробиоте не встречены.

Очевидная близость в палеоэкологическом положении двух ассоциаций микрофоссилий в дебенгдинской микробиоте согласуется с данными по другим протерозойским микробиотам, а также по современным приливно-отливным зонам, где таксономически сильно различающиеся сообщества микроорганизмов занимают смежные экологические ниши от нижней части литорали до супралиторали (Knoll, Golubic, 1979; Knoll *et al.*, 1991; Сергеев, 1993). И в самом деле, один из изу-

ченных образцов характеризуется набором таксонов микрофоссилий, встречающихся в обеих ассоциациях дебенгдинской микробиоты, что подтверждает близость их палеоэкологического положения (рис. 3).

ВОЗРАСТ ДЕБЕНГДИНСКОЙ МИКРОБИОТЫ

Подобно другим микробиотам в кремнях, дебенгдинская биота представлена только морфологически простыми нитчатыми и коккоидными микрофоссилиями (рис. 4) и представляет собой то, что К.В. Мендельсон и Дж.В. Шопф (Mendelson, Schopf, 1982) назвали “типично” протерозойской микробиотой. Конечно, понятие “типичная” может меняться от одной протерозойской эры к другой. Окременные микрофоссилии из неопротерозойских (позднерифейских и вендских) морских толщ обычно содержат акантоморфные акритархи (Lo, 1980; Knoll, 1984, 1992; Awramik *et al.*, 1985; Zang, Walter, 1989; Allison, Awramik, 1989; Knoll *et al.*, 1991 и другие). Определенным своеобразием характеризуются и ассоциации микрофоссилий из палеопротерозойских джеспелитовых толщ и сублиторальных окременных карбонатов (Barghoom, Tyler, 1965; Hofmann, Schopf, 1983; Knoll *et al.*, 1988).

Ассоциации микрофоссилий, в которых доминируют представители рода *Eoentophysalis*, также предостерегают от некритического использования термина “типичные”. Подобные ассоциации широко распространены в палео- и мезопротерозойских толщах (Hofmann, 1976; Muir, 1976; D. Oehler, 1978; Zhang, 1981; Strother *et al.*, 1983; Якшин, 1990; Сергеев, 1993), но они не обнаружены в неопротерозойских морских породах, где *Eoentophysalis* встречаются как изолированные колонии в микробиотах, в которых доминируют другие микроорганизмы (Knoll *et al.*, 1991; Сергеев, 1992).

Это кажется аномальным, поскольку энтофизалесовые цианобактерии являются широко распространенными матообразующими организмами на литорали современных бассейнов (Golubic, Hofmann, 1976). Однако мы полагаем, что неповторимая природа палео- и мезопротерозойских бассейнов, в которых было широко распространено хемогенное осаждение карбоната в литоральных условиях, может объяснить почти полное отсутствие в неопротерозойских отложениях ассоциаций микрофоссилий с явно выраженным преобладанием *Eoentophysalis*. Энтофизалесовые цианобактерии, по-видимому, процветали в литоральных обстановках с активным осаждением карбоната и когда эти условия почти полностью исчезли в конце мезопротерозоя, сообщества микроорганизмов, в которых доминировали *Eoentophysalis*, исчезли вместе с ними. Однако малочисленность фанерозойских находок скорее может быть объяснена уменьшением количества местонахождений раннедиагенетических кремней (Maliva *et al.*, 1989).

Одной из особенностей дебенгдинской микробиоты является присутствие в ее составе микрофоссилий эллипсоидальной формы *Archaeoellipsoides grandis* Horodyski et Donaldson (таблица I, фиг. 1). Эти микрофоссилии известны из нескольких микробиот в кремнях мезопротерозойского возраста, — например, из серии Дизмал-Лейкс Канады (Horodyski, Donaldson, 1980), формации Умишань Китая (Zhang, 1985), билляхской серии Анабарского поднятия Северной Сибири (Головенок, Белова, 1984; Якшин, 1991; Сергеев, 1993) и надсерии Байлот Баффиновых островов Канады (Hofmann, Jackson, 1991) — но они не найдены в кремнях несомненно неопротерозойского возраста. Таким образом, несмотря на свой простой состав, дебенгдинская микробиота подтверждает мезопротерозойский (среднерифейский) возраст содержащих ее отложений. Подобная оценка возраста дебенгдинской свиты согласуется с наличием в ней многочисленных осадочных текстур, которые не описаны из неопротерозойских карбонатов. Измеренные для четырех образцов дебенгдинских доломитов соотношения изотопов углерода имеют следующие значения: $\delta^{13}\text{C} = -0.65, -1.00, -0.60$ и -0.70‰ PPB. Полученные цифры сравнимы с соотношением изотопов углерода из билляхской серии и других мезопротерозойских карбонатов, но заметное обогащение изотопом $\delta^{13}\text{C}$, характерное для многих неопротерозойских (особенно моложе 850 млн. лет) доломитов и известняков (Knoll *et al.*, 1986), не обнаружено. Таким образом, микропалеонтологические, седиментологические и хеостратиграфические данные подтверждают вывод о мезопротерозойском возрасте дебенгдинской свиты, сделанном на основании изучения строматолитов и изотопных датировок.

ОПИСАНИЕ МИКРОФОССИЛИЙ

Микрофоссилии, описанные в этой статье, обнаружены в петрографических шлифах черных кремней. Все микрофоссилии были сфотографированы в проходящем свете с голубым фильтром и измерены через окуляр со снятием отсчета с ближайшего деления микрометра. Для описанных в статье экземпляров приведены координаты стандартной масштабной сетки, нанесенной на предметное стекло — так называемый "English Finder". Все образцы хранятся в палеоботанической коллекции гербария Гарвардского университета (Кембридж, США); в палеонтологической коллекции Якутского института геологических наук РАН, Якутск, Россия и в палеонтологической коллекции № 4689 Геологического института РАН, Москва, Россия.

Царство Eubacteria

Отдел Cyanobacteria

Класс Coccogoneae

Порядок Chroococcales

Семейство Chroococcaceae Nägeli, 1849.

Род *Gloeodiniopsis* Schopf emend. Knoll et Golubic, 1979.

Типовой вид — *G. lamellosa* Schopf emend. Knoll et Golubic, 1979.

Gloeodiniopsis aff. *lamellosa*

Таблица I, фиг. 2, 3, 6, 7

Описание. Одно-, двух- и многослойные сфероиды и эллипсоиды, встречающиеся отдельными экземплярами, парами, по три, в тетрадах (плоские и пирамидальные тетрады) и октадах, окруженных общей одно- или многослойной оболочкой. Наружные слои оболочек сфероидов и эллипсоидов почти прозрачные и обычно имеют правильные концентрические очертания; стенки тонкозернистые, толщиной около 0.5 мкм. Внутренние слои полупрозрачные и имеют менее правильные очертания; их стенки грубозернистые толщиной около 1.0 мкм. К внутреннему слою оболочки иногда прикреплено непрозрачное включение сферической формы диаметром 2.0 - 3.0 мкм. Наружный диаметр сфероидов изменяется от 7 до 32 мкм. Оболочки, которые окружают группы сфероидов, однослойные, прозрачные, диаметром 22 - 45 мкм; стенки среднезернистые около 1 мкм толщиной.

Gloeodiniopsis aff. *lamellosa* встречается главным образом в колониях из свободно расположенных несоприкасающихся или слегка соприкасающихся сфероидов (в количестве до нескольких дюжин), расположенных между трубчатыми образованиями *S. inornatum* и *S. robustum* или рядом с *E. belcherensis* и *E. dismallakesensis*.

Замечания. Описанные микрофоссилии отличаются от типовой популяции *G. lamellosa* (Schopf, 1968; Knoll, Golubic, 1979) большим интервалом изменения диаметра сфероидов. В связи с этим

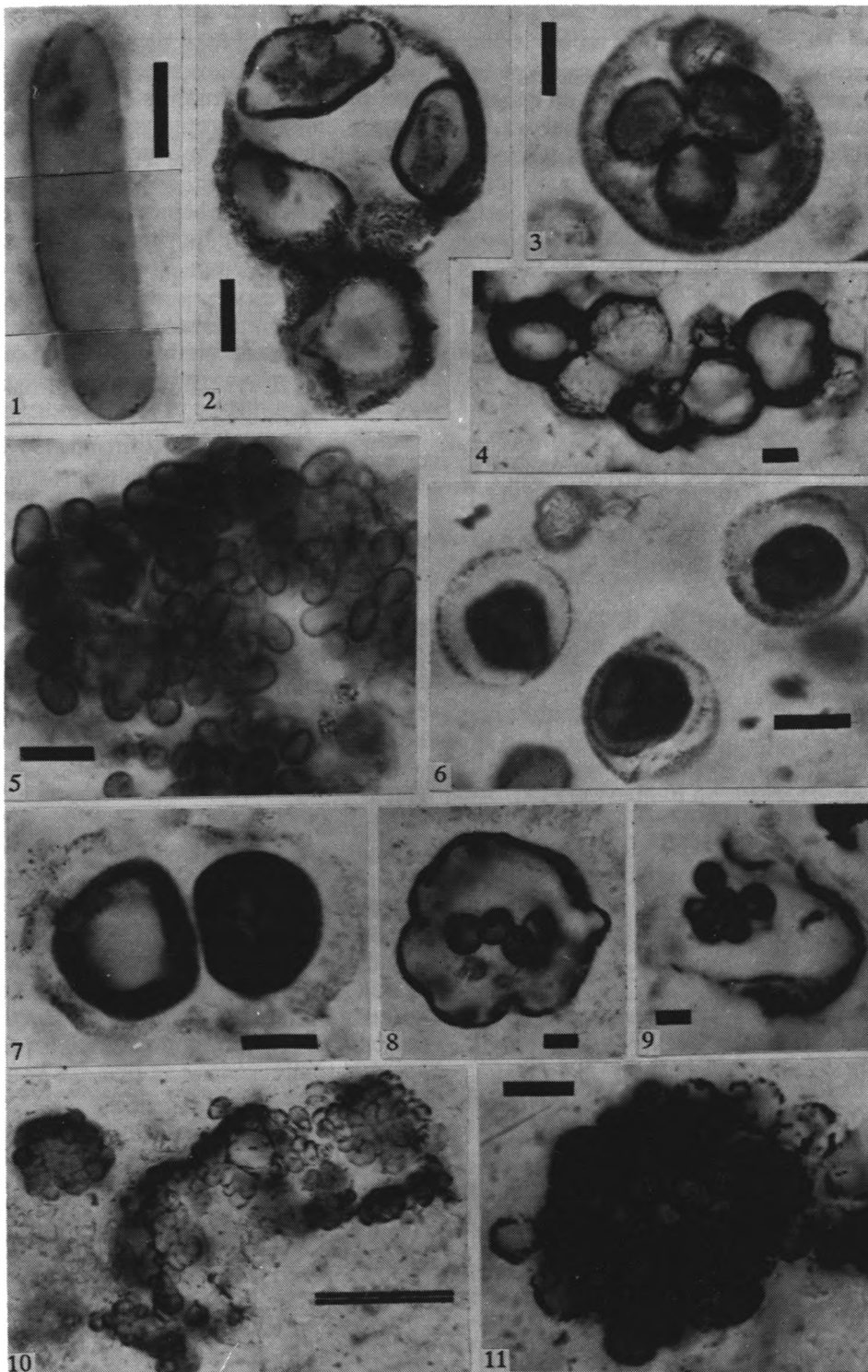


Таблица I.

Коккоидные и нитчатые микрофоссилии дебенгдинской микробиоты.

1 – *Archaeoellipsoides grandis* Horodyski et Donaldson, шлиф № 2-91-3, координаты Q-45-2; 2, 3, 6, 7 – *Gloeodiniopsis* aff. *lamellosa*: 2 – шлиф № 3-91-2, координаты M-43-3; 3 – шлиф № 3-91-2, координаты J-43-3; 6 – шлиф № 548, координаты N-47-3; 7 – шлиф № 2-91, координаты R-48-2; 4 – *Muxococcoides* sp., шлиф № 549, координаты J-47-3; 5 – *Eosynechococcus medius* Hofmann, шлиф № 2-91, координаты L-56-1; 8, 9 – *Clonophycus* sp., 8 – шлиф № 546, координаты Q-35-1; 9 – шлиф № 547, координаты W-28-3; 10, 11 – *Eoentophysalis belcherensis* Hofmann: 10 – шлиф № 2-91-3, координаты N-50-4; 11 – шлиф № 3-91-3, координаты J-55-3.

Все экземпляры происходят из дебенгдинской свиты.

Одинарная масштабная линейка равняется 10 мкм, двойная – 50 мкм.

мы описали эту дебенгдинскую популяцию как *Gloeodiniopsis* aff. *lamellosa*.

При переописании род *Gloeodiniopsis* был интерпретирован как ископаемый аналог современных хроококковых цианобактерий *Gloeocapsa* или *Chroococcus*² (Schopf, Blacic, 1971; Knoll, Golubic, 1979). Новый диагноз охватывал не только одиночные сфероиды, но и диады, триады, тетрады и октады сфероидов, окруженных общей оболочкой (Knoll, Golubic, 1979). Ранее подобные группы сфероидов, окруженные общей оболочкой, были описаны как род *Clonophycus* (J. Oehler, 1977; D. Oehler, 1978), а позднее как род *Eogloeocapsa* (Головенко, Белова, 1984). В своей статье последней В.К. Головенко и М.Ю. Белова (1992, фиг. 2) привели реконструкцию цикла развития и разложения *Eogloeocapsa arcata* Mendelson et Schopf comb. Golovenoc et Belova из сухотунгусинской свиты рифея Туруханского поднятия; эта реконструкция практически не отличается по своей сути от схемы жизненного цикла, ранее предложенной для *Gloeodiniopsis lamellosa* (Knoll, Golubic, 1979, фиг. 9). В связи с этим мы предлагаем использовать род *Gloeodiniopsis* для ископаемых морфологических аналогов современных цианобактерий рода *Gloeocapsa*-*Chroococcus* и род *Clonophycus* для остатков коккоидных микроорганизмов, окруженных общей оболочкой, биологическая природа которых неясна.

Материал. Несколько десятков экземпляров в шлифах кремней дебенгдинской свиты.

Gloeodiniopsis gregaria Knoll et Golubic, 1979

Таблица III, фиг. 4

Gloeodiniopsis gregaria: Knoll, Golubic, 1979, с. 147 - 148, фиг. 10; Knoll, 1982, с. 782, табл. 7, фиг. 1 - 5.

Голотип. Палеоботаническая коллекция Гарвардского университета № 60301; Австралия, ручей Эллери в 80 км к западу от г. Алис-Спрингс; неопротерозой (верхний рифей), формация Биттер Спрингс.

Описание. Сфероиды с одно- или многослойными оболочками, встречающиеся одиночными экземплярами, парами, в триадах и тетрадах. Сфероиды образуют колонии, в которых насчитывается от нескольких до нескольких сотен экземпляров, не соприкасающихся или иногда соприкасающихся друг с другом. Оболочки сфероидов полупрозрачные, имеют неправильные очертания, стенки тонкозернистые и менее, чем 0.5 мкм толщиной. Округлое включение до 1 мкм в диаметре может быть прикреплено к внутреннему

слою оболочки. Наружный диаметр сфероидов изменяется от 4 до 8 мкм.

Сравнение. Этот вид отличается от других видов рода *Gloeodiniopsis* своими размерами (сравнительная характеристика видов рода *Gloeodiniopsis* приведена в работе В.Н. Сергеева, 1992).

Распространение. Мезопротерозой: дебенгдинская свита, Северная Сибирь; неопротерозой (верхний рифей): формация Биттер Спрингс, Австралия, формация Дракен, Шпицберген (Knoll, 1982).

Материал. Несколько сотен сфероидов из шлифов кремней дебенгдинской свиты.

Род *Eosynechococcus* Hofmann, 1976

Типовой вид – *Eosynechococcus moorei* Hofmann, 1976

Eosynechococcus medius Hofmann, 1976

Таблица I, фиг. 5.

Eosynechococcus medius: Hofmann, 1976, с. 1058, табл. 2, фиг. 9, 10; Mendelson, Schopf, 1982, с. 72 - 74, табл. 3, фиг. 1, 2; Knoll, 1982, с. 780, табл. 8, фиг. 11 - 13; Hofmann, Jackson, 1991, с. 371 - 372, фиг. 7.14, 7.15.

Голотип. Геологическая служба Канады № 43588; Канада, острова Белчер, безымянный остров на северной стороне пролива Черчилль; палеопротерозой, надсерия Белчер, формация Касегалик.

Описание. Однослойные палочковидные пустые несептированные эллипсоиды, встречающиеся в неправильной формы колониях из тесно соприкасающихся экземпляров. Эти колонии *E. medius* обычно соседствуют с колониями *E. belcherensis* и *E. dismallakesensis*. Длина эллипсоидов изменяется от 5.0 до 9.5 мкм, ширина – от 2.5 до 5.0 мкм, отношение длины к ширине варьируется от 1 до 3. Оболочки сфероидов полупрозрачные, стенки среднезернистые около 0.5 мкм толщиной.

Сравнение. *E. medius* отличается от других видов рода *Eosynechococcus* своими размерами, промежуточными по отношению к размерам других видов.

Распространение. Палеопротерозой: надсерия Белчер, Канада; мезопротерозой: серия Улуксан, Канада, сухотунгусинская свита, Туруханское поднятие и дебенгдинская свита, Оленекское поднятие, Северная Сибирь; неопротерозой: конгломераты Дракен, Шпицберген.

Материал. Несколько колоний из шлифов кремней дебенгдинской свиты.

Семейство *Entophysalidaceae* Geitler, 1925.

Род *Eoentophysalis* Hofmann emend. Mendelson et Schopf, 1982.

Типовой вид – *Eoentophysalis belcherensis* Hofmann, 1976.

Eoentophysalis belcherensis Hofmann, 1976.

Таблица I, фиг. 10, 11.

² Многие исследователи не разделяют рода *Gloeocapsa* и *Chroococcus* (Еленкин, 1938; Komarek, Anagnostides, 1986), поскольку различия между ними незначительные и выражены главным образом в толщине чехлов и их окраске (Desikachary, 1959; Golubic, 1976). Совершенно очевидно, что первоначальная окраска чехлов не может быть установлена у ископаемых цианобактерий.

Eoentophysalis belcherensis: Hofmann, 1976, с. 1070 - 1072, табл. 4, фиг. 1 - 5, табл. 5, фиг. 3 - 6, табл. 6, фиг. 1 - 4 (полная синонимика приведена в работе В.Н. Сергеева, 1992).

Голотип. Геологическая служба Канады, № 42770; Канада, острова Белчер, безымянный остров на северной стороне пролива Черчилль; палеопротерозой, надсерия Белчер, формация Касегалик.

Описание. Одно- или многослойные сфероиды, встречающиеся в сферических и гроздевидных или в стратиформных бугорчатых колониях. Количество сфероидов в колониях варьируется от нескольких сотен в сферических и гроздевидных до нескольких тысяч в стратиформных. Края практически всех колоний окрашены в темно-коричневый цвет. Форма сфероидов меняется от правильно-сферической до неправильно-угловатой, причем преобладают сфероиды с однослойной оболочкой. Оболочки полупрозрачные, стенки тонкозернистые и менее 0.5 мкм толщиной; иногда внутри сфероидов присутствует крошечное шаровидное темное включение. Диаметр сфероидов изменяется от 3 до 10 мкм.

Сравнение. *E. belcherensis* отличается от *E. yudomatica* Lo и *E. dismallakesensis* Horodyski et Donaldson в основном меньшими размерами, а от *E. cumulus* Knoll et Golubic – большими размерами и лучшей сохранностью колоний. (Полная сравнительная характеристика видов рода *Eoentophysalis* приводится в работе В.Н. Сергеева, 1992, таблица I).

Замечания. *E. belcherensis* из дебенгдинской свиты отличается от типового материала из надсерии Белчер в основном тем, что имеет однослойные оболочки. Но фоссилии неотличимы от колоний *Eoentophysalis belcherensis*, описанных из ряда свит мезопротерозойского возраста: формации Гаюйчжуань Китая (Zhang, 1981), формаций Амелия и Балбирини Австралии (Muir, 1976; D. Oehler, 1978; Hofmann, Schopf, 1983) и котуйканской и юсмастахской свит Анабарского поднятия (Сергеев, 1993).

Распространение. Палеопротерозой: надсерия Белчер, Канада; мезопротерозой: формация Гаюйчжуань, Китай; формации Амелия и Балбирини, Австралия, авзянская свита, Южный Урал, котуйканская и юсмастахская свиты, Анабарское поднятие; неопротерозой: конгломераты Дракен, Шпицберген, формация Нарссарсук и серия Эленора Бей, Гренландия.

Материал. Несколько сотен колоний, состоящих из сотен и тысяч сфероидов, обнаруженных в шлифах из кремней дебенгдинской свиты.

Eoentophysalis dismallakesensis Horodyski et Donaldson, 1980

Таблица II, фиг. 1 - 10.

Eoentophysalis dismallakesensis: Horodyski, Donaldson, 1980, стр. 146 - 149, фиг. 10A - 10D, 11A - 11F,

11G, 12A, 12B (полная синонимика приведена в работе В.Н. Сергеева, 1992).

Голотип. Геологическая служба Канады, шлиф № 57987; Канада, 8 км к западу от залива на северо-востоке озера Дизмал; мезопротерозой, серия Дизмал Лейкс.

Описание. Многослойные сфероиды и эллипсоиды в парах, тетрадах и октадах, встречающиеся в колониях в количестве от нескольких до нескольких тысяч экземпляров. Наружные слои оболочек сфероидов последовательно окружают внутренние. Морфология колоний меняется значительно от разреженных скоплений сфероидов до палмеллоидных образований сферической или полусферической формы. Достаточно часто оболочки сфероидов заметно удлинены в одном направлении – возможно результат поляризованного роста клеток в одном направлении при попытке избежать погребения осадком. Края многих колоний окрашены темно-коричневым пигментом и обычно сфероиды присутствуют только по краям колоний, оставляя центральную часть пустой. Наружные слои оболочек сфероидов полупрозрачные, стенки тонкозернистые около 0.5 мкм толщины; внутренние слои от средне- до грубозернистых около 1 мкм толщины. К внутренней стороне центральной оболочки обычно прикреплено непрозрачное включение около 2.0 - 2.5 мкм в диаметре. Наружный диаметр сфероидов изменяется от 6 до 21 мкм, внутренний диаметр (замеренный по внутреннему слою оболочки) изменяется от 4 до 13 мкм.

Сравнение. *E. dismallakesensis* отличается от *E. cumulus* Knoll et Golubic и *E. belcherensis* Hofmann главным образом более крупными размерами, а от *E. yudomatica* Lo – характерной сферической и полусферической формой колоний (полная сравнительная характеристика видов рода *Eoentophysalis* приводится в работе В.Н. Сергеева, 1992, таблица I).

Замечания. Микрофоссилии, описанные в статье как *E. dismallakesensis* отличаются от типовой популяции несколькими большими размерами (сфероиды *E. dismallakesensis* из серии Дизмал Лейкс варьируются от 4 до 13 мкм в длину и от 3 до 10 мкм в ширину). Однако в типовой популяции *E. dismallakesensis* внешние слои оболочек превратились в аморфную массу, и фактически диаметр сфероидов из серии Дизмал Лейкс такой же, как и внутренний диаметр сфероидов популяции из дебенгдинской свиты. По другим морфологическим особенностям эти две популяции удивительно похожи.

Eoentophysalis dismallakesensis из кремней дебенгдинской свиты и серии Дизмал Лейкс не образуют бугорчатые слоистые маты, и этим скорее напоминают хроококковые цианобактерии. Тем не менее, дебенгдинские водоросли демонстрируют отчетливый поляризованный рост – характерную

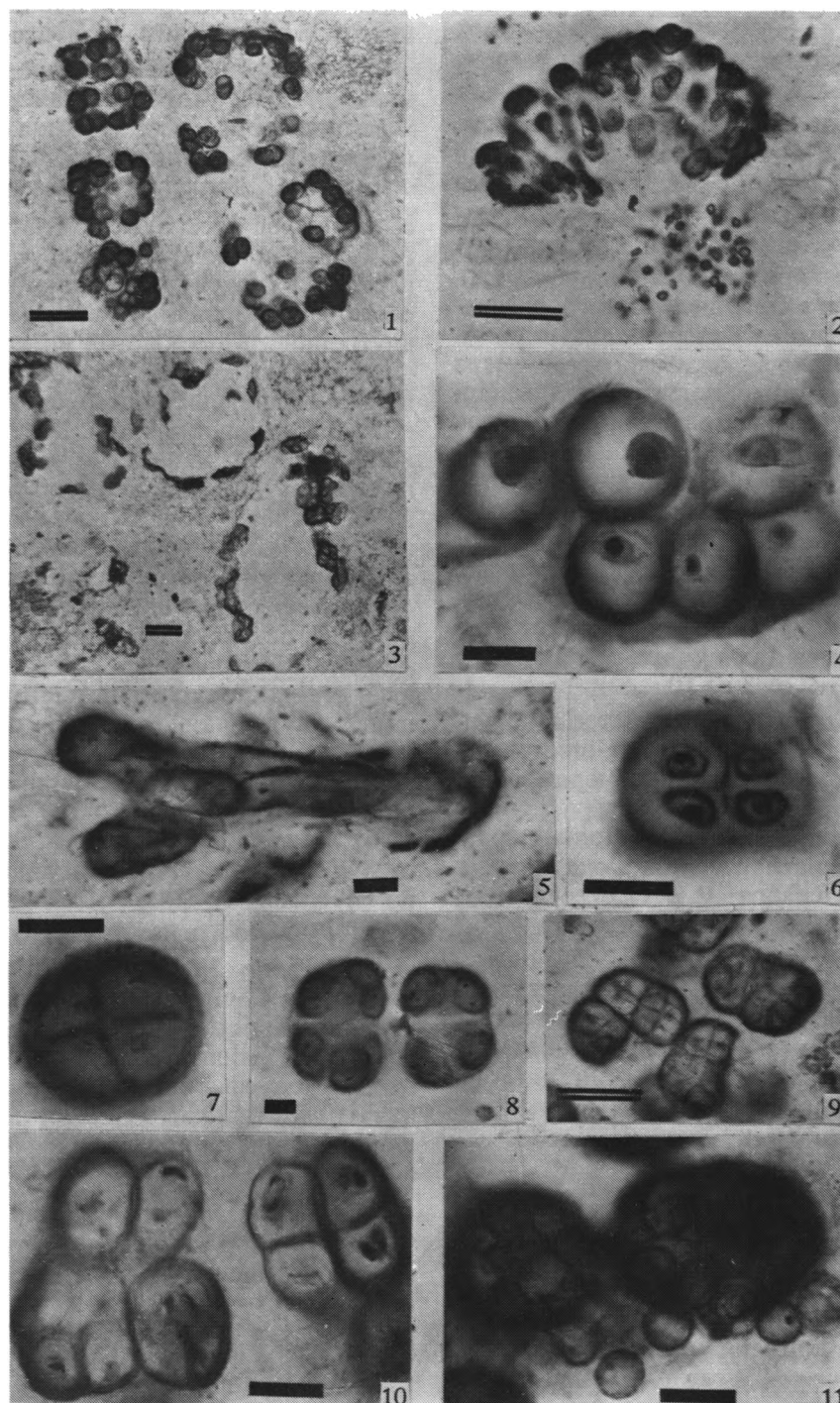


Таблица II.

Коккоидные микрофоссилии дебенгдинской микробиоты.

1 - 10 – *Eoentophysalis dismallakesensis* Horodyski et Donaldson: 1 – шлиф № 2-91-5, координаты S-46-4; 2 – шлиф № 2-91-3, координаты L-54-2; 3 – шлиф № 2-91-3, координаты M-45-4; 4 – шлиф № 2-91-3, координаты K-55-2; 5 – шлиф № 2-91-3, координаты K-55-1; 6 – шлиф № 2-91-3, координаты J-48-1; 7 – шлиф № 547, координаты S-29-4; 8 – шлиф № 549, координаты J-32-3; 9 – шлиф № 2-91-3, координаты J-52-4; 10 – шлиф № 2-91-3, координаты P-58-1; 11 – *Clonophycus* sp., шлиф № 2-91-2, координаты G-55-4.

Все экземпляры происходят из дебенгдинской свиты.

Одинарная масштабная линейка равняется 10 мкм, двойная – 50 мкм.

черту представителей семейства Entophysalidaceae, но отсутствующую у представителей Chroococcaceae (Golubic, 1976). По этой причине мы включили хайпахские коккоидные микрофоссилии в состав рода Eoentophysalis.

Распространение. Мезопротерозой: серия Дизмал Лейкс, Канада, хайпахская свита, Сибирь; неопротерозой? - венд? (поздний рифей? или венд?): чичканская свита, Южный Казахстан.

Материал. Несколько сотен колоний из шлифов кремней дебенгдинской свиты.

Класс Hormogoneae

Порядок Oscillatoriales

Семейство Oscillatoriaceae (S.F. Gray)

Dumortier ex Kirchner, 1898

Род Palaeolyngbya Schopf, 1968

Типовой вид – Palaeolyngbya barghoorniana Schopf, 1968

Palaeolyngbya maxima Zhang, 1981

Таблица III, фиг. 8.

Palaeolyngbya maxima: Zhang, 1981, с. 495, табл. 2, фиг. 4, 6, 7.

Голотип. Коллекция Палеонтологической лаборатории Пекинского университета, Китай, шлиф BGP № 7822; Китай, район железного рудника Пангджапу, Гебей; мезопротерозой, формация Гаюйчжуань.

Описание. Однорядные неветвящиеся трихомы, окруженные отчетливым чехлом; нити 35 - 40 мкм в диаметре и около 160 мкм длины. Отдельный трихом состоит из таблетковидных полупрозрачных клеток 22 - 26 мкм в ширину и 5 - 6 мкм в длину. Поперечные перегородки отчетливые, клетки трихома не соприкасаются; боковые стенки также отчетливые, тонкозернистые, менее чем 0.5 мкм толщины. Окружающий трихом чехол прозрачный, неслоистый, бесструктурный, менее 0.5 мкм толщиной.

Сравнение. P. maxima отличается от других видов рода Palaeolyngbya большими размерами своих клеток.

Распространение. Мезопротерозой: формация Гаюйчжуань, Китай; дебенгдинская свита, Оленекское поднятие, Северная Сибирь.

Материал. Один образец в шлифе кремня из дебенгдинской свиты.

Incertae Sedis

Clonophycus sp.

Таблица I, фиг. 8, 9; таблица II, фиг. 11

Описание. Колонии однослойных сфероидов, окруженные наружной оболочкой сферической или неправильной формы. Эти колонии встречаются поодиночке или группами из нескольких экземпляров. Иногда стенки наружных оболочек разрушены и сфероиды расположены за пределами этих оболочек. Сфероиды тонкостенные и обычно содержат непрозрачное включение

менее чем 0.5 мкм в диаметре. Наружные оболочки колоний полупрозрачные и характеризуются среднезернистой стенкой 1 - 2 мкм толщины. Диаметр сфероидов внутри колоний изменяется от 5 до 14 мкм, диаметр наружной оболочки – от 15 до 70 мкм.

Замечания. Род Clonophycus был описан Дж. Ойлером (J. Oehler, 1977) и переописан Д. Ойлер как клетки, находящиеся внутри гладкой или "мелкозернистой сферической мембрановидной структуры..." (D. Oehler, 1978, с. 303). Позднее В.К. Головенко и М.Ю. Белова (1984) описали род Eogloeocapsa следующим образом: "клетки обычно образуют изолированные колонии из двух - восьми, иногда многих клеток, окруженных общим чехлом" (Головенко, Белова, 1984, с. 29). Очевидно, что оба таксона были установлены для микрофоссилий одного и того же типа, что делает род Eogloeocapsa младшим синонимом рода Clonophycus.

В.К. Головенко и М.Ю. Белова (1984) сравнили род Eogloeocapsa с ныне живущей цианобактерией Gloeocapsa Kütz. Ни Дж. Ойлер, ни Д. Ойлер не предложили никакой конкретной биологической интерпретации для видов рода Clonophycus и только указали, что они могут быть остатками прокариотных или эукариотных организмов.

По размеру сфероидов Clonophycus sp. напоминает C. vulgaris из палео- или мезопротерозойской (дорифейской или нижнерифейской) формации Балбирини Австралии, но отличается значительно большим диаметром наружной оболочки. По этой причине мы предпочли описать эту форму как Clonophycus sp.

Материал. Около 50 экземпляров из шлифов черных кремней хайпахской свиты.

Род Archaeoellipsoides Horodyski et Donaldson, 1980

Типовой вид – Archaeoellipsoides grandis Horodyski et Donaldson, 1980.

Archaeoellipsoides grandis Horodyski et Donaldson, 1980

Таблица I, фиг. 1.

Archaeoellipsoides grandis: Horodyski, Donaldson, 1980, 154 - 156, фиг. 16A, 16B - 16H; Schopf, 1992, табл. 9, фиг. 1K, 1L.

Голотип. Геологическая служба Канады, шлиф № 57988; Канада, 8 км к западу от залива на северо-востоке озера Дизмал; мезопротерозой, серия Дизмал Лейкс.

Описание. Одиночный, однослойный, слегка изогнутый эллипсоид с закругленными окончаниями, обнаруженный между колониями E. belchensis и E. dismallakesensis; этот эллипсоид не содержит поперечных перегородок и практически пустой внутри за исключением нескольких небольших комочков аморфного темного материала. Длина эллипсоида равняется 45 мкм и ширина

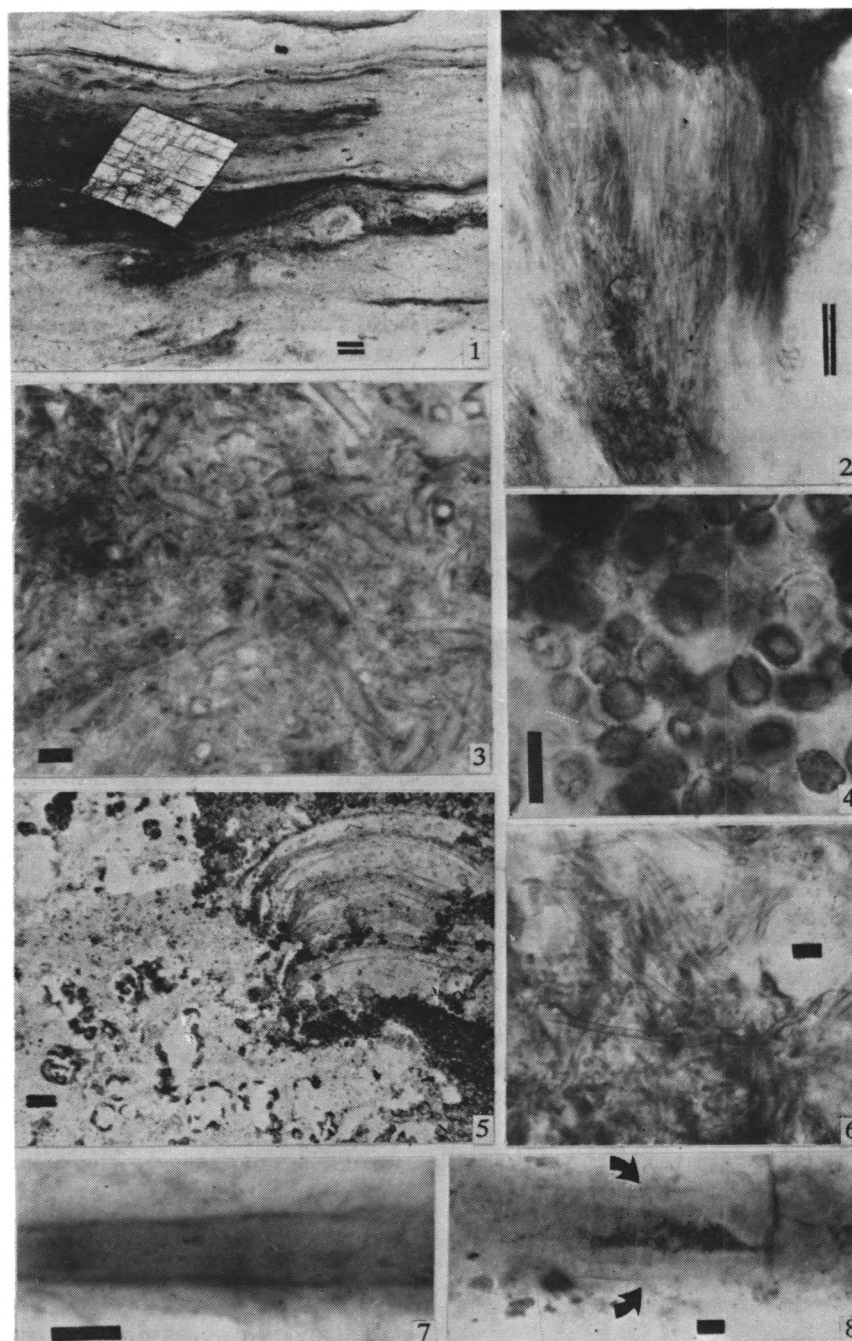


Таблица III.

Нитчатые и коккоидные микрофоссилии дебенгдинской микробиоты.

1 – общий вид матов, сформированных *Siphonophycus inornatum* Zhang, при небольшом увеличении, позволяющем показать их характерную структуру. Отмечен ромбоидальный кристалл доломита, выросший уже после окремнения, шлиф № KG91-11-FL координаты U-46; 2 – вертикально ориентированные пучки нитей *Siphonophycus inornatum* Zhang, шлиф № KG91-11-2A, координаты L-46-3; 3 – спутанные чехлы *Siphonophycus inornatum*, шлиф № 1-91-2, координаты Q-51-4; 4 – *Gloeodiniopsis gregaria* Knoll et Golubic, шлиф № 2-91-2, координаты M-45-1; 5 – тонкослоистые псевдостроматолитовые структуры, характерные для сообществ с *Eoentophysalis*; отметьте, что колонии *Eoentophysalis dismallake-sensis* присутствуют только в пространстве между этими структурами, шлиф № 2-91-3, координаты N-44-0; 6 – спутанные чехлы *Siphonophycus inornatum* и *Siphonophycus robustum* (Schopf) emend. Knoll et Golubic emend Knoll *et al.*, шлиф № 548, координаты V-32-1; 7 – *Siphonophycus inornatum*, шлиф № 549, координаты L-42-2; 8 – нить *Palaeolynghya maxima* Zhang не очень хорошей сохранности, стрелками показан чехол, шлиф № 2-91, координаты S-55-4.

Все экземпляры происходят из дебенгдинской свиты.

Одинарная масштабная линейка равняется 10 мкм, двойная – 100 мкм.

12 мкм, отношение длины к ширине примерно 4. Оболочка эллипсоида полупрозрачная, стенка среднерезнистая и ее толщина меняется от менее чем 0.5 мкм до более чем 1.0 мкм.

Сравнение. *A. grandis* Horodyski et Donaldson отличается от *A. obesus* Zhang большими размерами и от *A. longus* Sergeev однослойной оболочкой.

Замечания. В.К. Головенко и М.Ю. Белова (1984) описали из мезопротерозойских котуйканской и юсмастакской свит Анабарского поднятия эллипсоидальные тела *A. grandis* как новые виды рода *Eosynechococcus*. Как указано выше, мы сомневаемся, что эти микрофоссилии являются остатками гигантских цианобактерий эллипсоидной формы, сходных с представителями рода *Eosynechococcus*; поэтому мы оставляем за ними название *Archaeoellipsoides*. В описании Р.Д. Горюдиского и Д.А. Дональдсона размеры *A. grandis* варьируются значительно (Horodyski, Donaldson, 1980); возможно, что описанный таксон может быть разделен на несколько видов (Zhang, 1985). Однако ограниченный материал из дебенгдинской свиты (только один экземпляр был обнаружен) не позволяет делать какие-либо таксономические заключения.

Распространение. Мезопротерозой: серия Дизмал Лейкс, Канада; котуйканская и юсмастакская свиты, Анабарское поднятие и дебенгдинская свита, Оленекское поднятие, Северная Сибирь.

Мы благодарим С. Голубича (Бостонский университет) за консультации и Т.А. Ивановскую (ГИН РАН) за переданный материал. Авторы особенно благодарны М.А. Семихатову за полезные замечания, касающиеся стратиграфии и изотопной геохронологии дебенгдинской свиты.

Исследования В.Н. Сергеева были поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований, грант 93-05-9403. Работа частично финансировалась через грант НАСА NAGW-873, предоставленный Э.Х. Ноллу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.В., Семихатов М.А., Шуркин К.А., Щербак К.А. Геохронологическая шкала докембрия Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 3 - 21.
- Еленкин А.А. Синезеленые водоросли СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. Т. 1. 985 с.
- Головенко В.К., Белова М.Ю. Рифейские микробиоты в кремнях из билляхской серии Анабарского поднятия // Палеонтол. ж. 1984. № 4. С. 23 - 32.
- Головенко В.К., Белова М.Ю. Микрофоссилии в кремнях из сухотунгусской свиты рифея Туруханского поднятия // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 1. С. 114 - 118.
- Горохов И.М., Баскаков А.В., Семихатов М.А., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л. Rb-Sr системы в среднерифейских аргиллитах Оленекского под-
- нятия // XIII симпозиум по геохимии изотопов. Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 1992. С. 46 - 47.
- Казаков Г.А., Кнорре Г.К., Прокофьева Л.Н. Абсолютный возраст докембрийских осадочных пород Оленекского поднятия Восточной Сибири // Геохимия. 1965. № 11. С. 1313 - 1317.
- Комар Вл.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение // Тр. ГИН АН СССР. М., 1966. Вып. 154. 122 с.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Сибири. Новосибирск, 1983. 216 с.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея // Тр. ГИН АН СССР. М., 1983. Вып. 367. 224 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3 - 16.
- Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия Урала и Казахстана и их биостратиграфические возможности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 11. С. 87 - 97.
- Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. Тр. ГИН РАН. М., 1992. Вып. 434. 134 с.
- Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии рифея Анабарского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. № 3. С. 35 - 50.
- Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
- Шенфиль В.Ю., Якишин М.С., Кац А.Г., Фролова З.Б. Детализация верхней части разреза рифейских отложений Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Венд. и рифей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 20 - 36.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шашкина Э.А. и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 198 с.
- Якишин М.С. К вопросу о природе микроструктур раннерифейских пластовых строматолитов // Ископаемые проблематики СССР. М.: Наука, 1990. С. 5 - 13.
- Якишин М.С. Водорослевая микробиота нижнего рифея Анабарского поднятия. Новосибирск: Наука, 1991. 61 с.
- Allison C.W., Awramik S.M. Organic-walled microfossils from earliest Cambrian or latest Proterozoic Tinder Group rocks, Northwest Canada // Precamb. Res. 1989. № 43. P. 253 - 294.
- Awramik S.M. et al. Prokaryotic and eukaryotic microfossils from a Proterozoic / Phanerozoic transition in China // Nature. 1985. V. 315. P. 655 - 658.
- Barghoorn E.S., Tyler S.A. Microorganisms from the Gunflint cherts // Science. 1965. V. 147. P. 563 - 577.
- Desikachary T.V. Cyanophyta. Indian Council of Agricultural Research, Monographs on Algae. New Delhi, 1959. 686 p.
- Golubic S. Taxonomy of extant stromatolite-building cyanophytes // M.R. Walter (Ed.). Stromatolites. Elsevier, Amsterdam, 1976. P. 113 - 126.

- Golubic S., Hofmann H.J.* Comparison of Holocene and mid-Precambrian Entophysalidaceae (Cyanophyta) in stromatolitic algal mats: cell division and degradation // *J. Paleontol.* 1976. № 50. P. 1074 - 1082.
- Green J.W., Knoll A.H., Swett K.* Microfossils from silicified stromatolitic carbonates of the Upper Proterozoic Limestone Dolomite "Series", Central East Greenland // *Geol. Mag.* 1989. V. 126. P. 567 - 585.
- Hofmann H.J.* Precambrian microflora, Belcher Island, Canada: significance and systematics // *J. Paleontol.* 1976. V. 50. P. 1040 - 1073.
- Hofmann H.J., Jackson G.D.* Shelf-facies microfossils from the Ulukhan Group (Proterozoic Bylot Supergroup), Baffin Island, Canada // *J. Paleontol.* 1991. V. 65. P. 361 - 382.
- Hofmann H.J., Schopf J.W.* Early Proterozoic microfossils // Schopf J.W. (ed.). *Earth's Earliest Biosphere: Its origin and Evolution.* // Princ. Univ. Press. Princeton, New Jersey, 1983. P. 321 - 360.
- Horodyski R.J., Donaldson J.A.* Microfossils from the Middle Proterozoic Dismal Lakes Group, Arctic Canada // *Precamb. Res.* 1980. V. 11. P. 125 - 159.
- Knoll A.H.* Microfossils from the Late Precambrian Draken Conglomerate, NY Friesland, Svalbard // *J. Paleontol.* 1982. V. 56. P. 755 - 790.
- Knoll A.H.* Microbiotas of the Late Precambrian Hunnberg Formation, Nordaustlandet, Svalbard // *J. Paleontol.* 1984. V. 58. P. 131 - 162.
- Knoll A.H.* A paleobiological perspective on sabkhas // Friedman G.M. and Krumbeyn W.E. (eds.). *Ecological studies.* 1985. V. 53. P. 407 - 425.
- Knoll A.H.* The early evolution of eukaryotes: a geological perspective // *Science.* 1992. V. 256. P. 622 - 627.
- Knoll A.H., Bauld J.* The evolution of ecological tolerance in prokaryotes // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 1989. V. 80. P. 209 - 223.
- Knoll A.H., Golubic S.* Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite // *Precamb. Res.* 1979. V. 10. P. 115 - 151.
- Knoll A.H., Hayes J.M., Kayfman A.J., Swett K., Lambert I.B.* Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland // *Nature.* 1986. V. 321. P. 832 - 838.
- Knoll A.H., Strother P.K., Rossi S.* Distribution and diagenesis of microfossils from the Lower Proterozoic Duck Creek Dolomite, Western Australia // *Precamb. Res.* 1988. V. 38. P. 257 - 279.
- Knoll A.H., Swett K., Mark J.* Paleobiology of a Neoproterozoic tidal flat / lagoonal complex: the Draken Conglomerate Formation, Spitsbergen // *J. Paleontol.* 1991. V. 65. P. 531 - 570.
- Komarek J., Anagnostidis K.* Modern approach to the classification system of cyanophytes // *Arch. Hydrobiol.* 1986. Supplement 73(2). P. 157 - 226.
- Lo S.C.* Microbial fossils from the Lower Yudoma suite, earliest Phanerozoic, Eastern Siberia // *Precamb. Res.* 1980. V. 13. P. 109 - 166.
- Maliva R.G., Knoll A.H., Siever R.* Secular change in chert distribution: a reflection of evolving biological participation in the silica cycle // *Palaeos.* 1989. V. 4. P. 519 - 532.
- Mendelson C.V., Schopf J.W.* Proterozoic microfossils from the Sukhaya Tunguska, Shorikha and Yudoma Formations of the Siberian platform, USSR // *J. Paleontol.* 1982. V. 56. P. 42 - 83.
- Muir M.D.* Proterozoic microfossils from the Amelia Dolomite, McArthur Basin, Northern Territory // *Alcheringa.* 1976. V. 1. P. 143 - 158.
- Oehler D.Z.* Microflora of the middle Proterozoic Balbirini Dolomite (McArthur Group) of Australia // *Alcheringa.* 1978. V. 2. P. 269 - 309.
- Oehler J.H.* Microflora of the H.Y.C. Piritic Shale Member of the Barney Creek Formation (McArthur Group), middle Proterozoic of northern Australia // *Alcheringa.* 1977. V. 1. P. 315 - 349.
- Schopf J.W.* Microflora of the Bitter Springs Formation, Late Precambrian, Central Australia // *J. Paleontol.* 1968. V. 42. P. 651 - 688.
- Schopf J.W., Blacic J.M.* New microorganisms from the Bitter Springs Formation (Late Precambrian) of the north-central Amadeus Basin, central Australia // *J. Paleontol.* 1971. V. 45. P. 925 - 960.
- Semikhatov M.A.* Experience in stromatolite studies in the USSR // Walter M.R. (ed.). *Stromatolites.* Elsevier, Amsterdam, 1976. P. 337 - 357.
- Semikhatov M.A.* General problems of Proterozoic stratigraphy in the USSR // *Soviet Sci. Rev. General Geol.* 1991. № 1. P. 1 - 192.
- Strother P.K., Knoll A.H., Barghoorn E.S.* Microorganisms from the late Precambrian Narssärssuk Formation, North-Western Greenland // *J. Paleontol.* 1983. V. 26. P. 1 - 32.
- Yin Leiming.* Microbiotas of latest Precambrian sequences // *Stratigraphy and paleontology of the systemic boundaries in China. Precambrian-Cambrian Boundary 1.* Nanjing Univ. Publ. House, Nanjing, 1987. P. 415 - 494.
- Zang W., Walter M.R.* Latest Proterozoic plankton from the Amadeus Basin in central Australia // *Nature.* 1989. V. 337. P. 642 - 645.
- Zhang Y.* Proterozoic stromatolite microfloras of the Gaoyuzhuang Formation (Early Sinian: Riphean), Hebei, China // *J. Paleontol.* 1981. V. 55. P. 485 - 506.
- Zhang Y.* Coccoid microfossils from the Doushantou Formation (Late Sinian) of Southern China // *Precamb. Res.* 1985. V. 28. P. 163 - 173.



Эволюция биосферы

УДК 563.719:551.733.1

ДИНАМИКА РАЗНООБРАЗИЯ ГРАПТОЛИТОВ НА РУБЕЖЕ ВЕНЛОКА И ЛУДЛОВА

© 1994 г. Т. Н. Корень

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,
199026 Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия*

Поступила в редакцию 23.12.92 г.

Динамика развития граптолитов на рубеже венлока и лудлова в пелагических фациях Южного Тянь-Шаня с достаточной полнотой отражает общую картину изменения таксономического и морфологического разнообразия граптолитов на видовом и зональном уровнях в планетарном масштабе. Это обусловлено космополитным распространением многих таксонов, а также исключительной полнотой биостратиграфического материала.

Заключительная смена событий массового вымирания, кризисного состояния группы и последующего периода восстановления разнообразия наиболее полно документирована в интервале от зоны *dubius/nassa* до зоны *nilssoni/colonus*. Событие массового вымирания *lundgreni* элиминирует в целом таксономически и морфологически разнообразную фауну монографтид и плектографтид, развивающихся с конца лландовери. В посткризисный интервал существенно меняется таксономический состав и направления морфологических изменений гомерских граптолитов. В целом для него характерно переживание консервативных таксонов, сопровождавшееся увеличением численности их популяций. Позднее, начиная от зоны *sherrardae*, они дают начало новым более специализированным видам с непродолжительными диапазонами существования. В позднегомерское время параллельно развивается несколько филетических линий морфологически однообразных монографтид, в то время как плектографтовая фауна достигает максимума морфологического и таксономического разнообразия. В раннелудловское время развитие этих таксономических или морфоэкологических групп также характеризуется обратными закономерностями: увеличение разнообразия монографтид происходит за счет обеднения плектографтовых комплексов. Возможно, это обусловлено различными адаптивными возможностями граптолитов со сплошной и сетчатой перидермой в ответ на меняющиеся в результате экологического кризиса параметры среды.

Среди планктонных фаун силура граптолиты представляют собой наиболее ценную группу для выявления закономерностей изменения таксономического и морфологического разнообразия во времени. Высокие темпы эволюции, широта географического ареала и представительность палеонтологического материала, а также детальность зонального расчленения и корреляция позволяют проводить анализ тенденций и масштаба изменения ассоциаций на видовом уровне и в межрегиональном масштабе.

Анализ таксономической структуры последовательных зональных комплексов показывает, что история силурийских граптолитов прерывается серией биотических кризисов различного масштаба, которые приводят к заметным или критическим падениям разнообразия группы, что существенно влияет на ее дальнейшее развитие. Вымирания имеют различную природу и отличаются друг от друга внезапным или ступенчатым

характером события, избирательностью или ее отсутствием в отношении исчезающих таксонов или экологических групп, а также уровнем разнообразия предкризисной фауны. После каждого события вымирания разнообразие вновь восстанавливается, но этот процесс происходит различными темпами. В целом, начиная от позднего лландовери к концу силура общее разнообразие родов и видов граптолитов снижается (Koren, 1987; Koren, Rickards, 1979).

Модели динамики развития граптолитов реконструируются наиболее полно в периоды, когда группа проходит полный цикл событий от массового вымирания и последующего кризисного состояния (Walliser, 1988) до полного достижения нового максимума разнообразия. Гомерско-горстийский интервал дает наибольшую информацию о последовательности биологических событий в эволюции граптолитов, их качественной и количественной характеристике. В планетарных

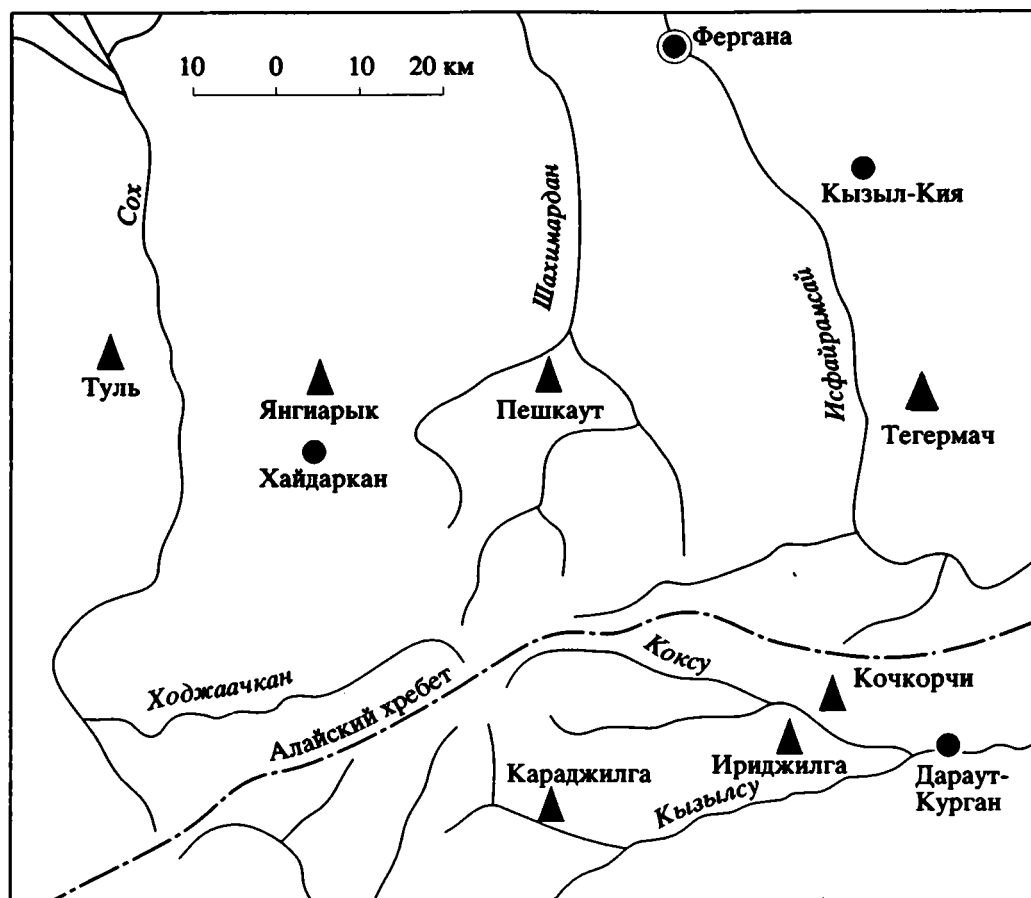


Рис. 1. Местонахождения пограничных венлокско-лудловских разрезов на северных и южных склонах Алайского хребта.

ареалах распознаются синхронные события вымираний, введения морфологических новшеств, адаптивной радиации, а также события видообразования в нескольких параллельно развивающихся филогенетических линиях.

Кризис граптолитов в конце зоны *lundgreni* был распознан уже на первых этапах изучения поздневенлокских граптолитов, когда в Великобритании были впервые выделены зоны *lundgreni* и *ludensis*. В связи с этим подошву зоны *ludensis* / = *vulgaris* (Wood, 1900, с. 422) было предложено использовать для определения границы венлока и лудлова и соответственно – границы нижнего и верхнего силура. Событие в кровле зоны *lundgreni* впоследствии было подтверждено во многих разрезах Евразии, Северной Африки и Северной Америки, где также было детализировано зональное расчленение верхнего венлока и нижнего лудлова (Корень и др., 1986; Корень, Риненберг, 1988; Jaeger, 1989, 1991; Koren, 1992; Lenz, 1980). Новые биостратиграфические данные по составу и диапазонам распространения граптолитов гомера получены в последние годы в разрезах пелагических толщ Алайского хребта. Они достаточно представительны для оценки общих закономерностей развития циртограптид, монограптид и плектограптид,

слагающих космополитную граптолитовую фауну на рубеже венлока и лудлова (Koren, 1991; 1992). Алайские граптолиты в интервале зон *shegardaev-ludensis* чрезвычайно разнообразны по сравнению с известными в других регионах. В состав их ассоциаций наряду с новыми видами входят монограптиды, характерные для европейских, арктических и австралийских разрезов, что дает лучшую основу для проведения межрегиональных корреляций.

Верхневенлокские - нижнелудловские толщи с граптолитами в Южном Тянь-Шане представлены фациально различными карбонатными и терригенными породами. Среди них наиболее полную фаунистическую характеристику имеют черные аргиллиты с прослоями или линзами калькарени-тов, слагающие непрерывные стратиграфические последовательности в нижней части курсалинской и ириджилгинской свит на северном и южном склонах Алайского хребта (рис. 1). Наиболее полная граптолитовая последовательность изучена в курсалинской свите, обнажающейся по ручьям Пешкаут и Янгиарык, а также вблизи пос. Туль. Анализ динамики разнообразия граптолитов проводится на видовом уровне по многочисленным коллекциям граптолитов, собранным из семи замеренных разрезов. Гомерская фауна

включает более 35 видов, из которых 14 таксонов принадлежит роду *Monograptus*. Корреляция разрезов в пределах изученной площади (около 100 км с востока на запад) основана на биостратиграфических данных с учетом результатов крупномасштабного геологического картирования.

Детальные сборы граптолитов в отложениях сокращенной мощности дали возможность установить последовательность граптолитовых зон верхнего венлока, сравнимую по детальности с той, что установлена в европейских разрезах (Jaeger, 1991). Определены следующие зональные подразделения: *lundgreni/testis*, *dubius/nassa*, *sherrardae* (*praedeubeli*), *deubeli* и *ludensis*. Границы проводятся по появлению диагностических таксонов с учетом событий вымираний и количественных всплесков в популяциях некоторых транзитных видов.

Массовое вымирание в кровле зоны *lundgreni/testis* в сравнении с другими событиями резкого снижения разнообразия силурийских граптолитов представляет собой один из важнейших биотических кризисов (Jaeger, 1991; Koren, 1987). Оно разграничивает поздневенлокские граптолиты на две отчетливые фауны – ранне- и позднегомерские, которые различаются как по таксономическому составу, так и по морфологическому разнообразию. Раннегомерская монографтовая фауна зоны *lundgreni/testis* включает последних представителей групп *Monoclimacis vomerina*, *Monograptus priodon* и *Pristiograptus dubius*, географически широко распространенных и известных с конца лландовери – начала венлока. Одни – характерны только для этого интервала (*Monoclimacis flumendosae*, *Monograptus testis*), другие – известны также в подстилающих шейнвудских отложениях (*Monograptus flemingii*, *Pristiograptus dubius*). Они ассоциируют с короткоживущими циртограптидами и плектограптидами, известными только в зоне *lundgreni/testis*. Фауна в целом разнообразна по строению и форме рабдосомы, теки и ее апертурного аппарата. Тем не менее к категории специализированных форм можно отнести лишь некоторые таксоны циртограптид.

Биотический кризис в конце зоны *lundgreni/testis* охватывает все морфологические и морфоэкологические группы венлокских граптолитов (рис. 2). В течение короткого интервала один за другим исчезают последние представители многоветвистых сложно построенных колоний циртограптид. В равной мере это событие элиминирует почти все относительно простые монографтовые морфотипы, за исключением наиболее примитивной группы *Pristiograptus dubius*. Впоследствии эта группа становится основным предковым стволом, дающим начало новым более специализированным линиям развития позднего гомера – раннего горсти. Также вымирает достаточно разнообразная и специализированная плектографтовая фауна, среди которой только один таксон (*Plectograptus praemacilentus*) проходит в верхнегомерские от-

ложения. В целом, событие вымирания *lundgreni* является внезапным и массовым. В планетарных географических ареалах прекращают существование морфологически разнообразные в различной степени специализированные таксоны.

В посткризисный период существенно меняется таксономический состав и направления морфологических изменений. Ассоциация зоны *dubius/nassa* (рис. 2) характеризуется минимальным таксономическим разнообразием (2 – 3 вида), которое сохраняется во всех известных местонахождениях. Вторая особенность посткризисного интервала проявляется на популяционном уровне и выражается в резком увеличении численности экземпляров транзитных *Pristiograptus dubius* и вновь появившихся *Gothograptus nassa*. Первые события видообразования в подошве зоны *sherrardae* свидетельствуют о начале фазы восстановления разнообразия. Для нее в целом характерно относительно частое появление короткоживущих таксонов в результате адаптивной радиации и в процессе филетической эволюции.

Развитие плектограптид и монографтид в посткризисный период (зоны *sherrardae*–*ludensis*) имеет различную направленность. Известны лишь предварительные сведения о таксономическом составе и морфологии позднегомерских плектограптид, хотя именно они наиболее представительны и разнообразны в зонах *sherrardae* и *ludensis*. Эта группа, представленная в изученных разрезах многочисленными, но уплощенными отпечатками в породах, требует детального изучения сложного морфологического строения сетчатых рабдосом с привлечением сравнительного палеонтологического материала, включающего объемные экземпляры плектограптид. Можно наметить лишь основные тенденции и динамику развития родов *Gothograptus*, *Agastograptus* и *Plectograptus* на основе определения более двадцати преимущественно новых видовых таксонов из разрезов курсалинской свиты. С начала зоны *sherrardae* происходит расщепление плектографтового ствола и на основе введения ряда новых морфологических признаков развивается разнообразная плектографтовая фауна. В основном она представлена специализированными, непродолжительно существовавшими таксонами, принадлежащими нескольким филетическим линиям. Новая вспышка разнообразия плектограптид, когда группа достигает последнего максимума своего разнообразия, характеризует позднегомерскую зону *ludensis*. Эта группа по количественной представительности популяций и таксономическому разнообразию доминирует в граптолитовых ассоциациях в заключительную зональную фазу гомера. В отличие от плектограптид одновозрастные монографтиды в составе посткризисной фауны однообразны морфологически, так как развиваются на основе появления одного и того же морфологического признака – парных латеральных возвышений на

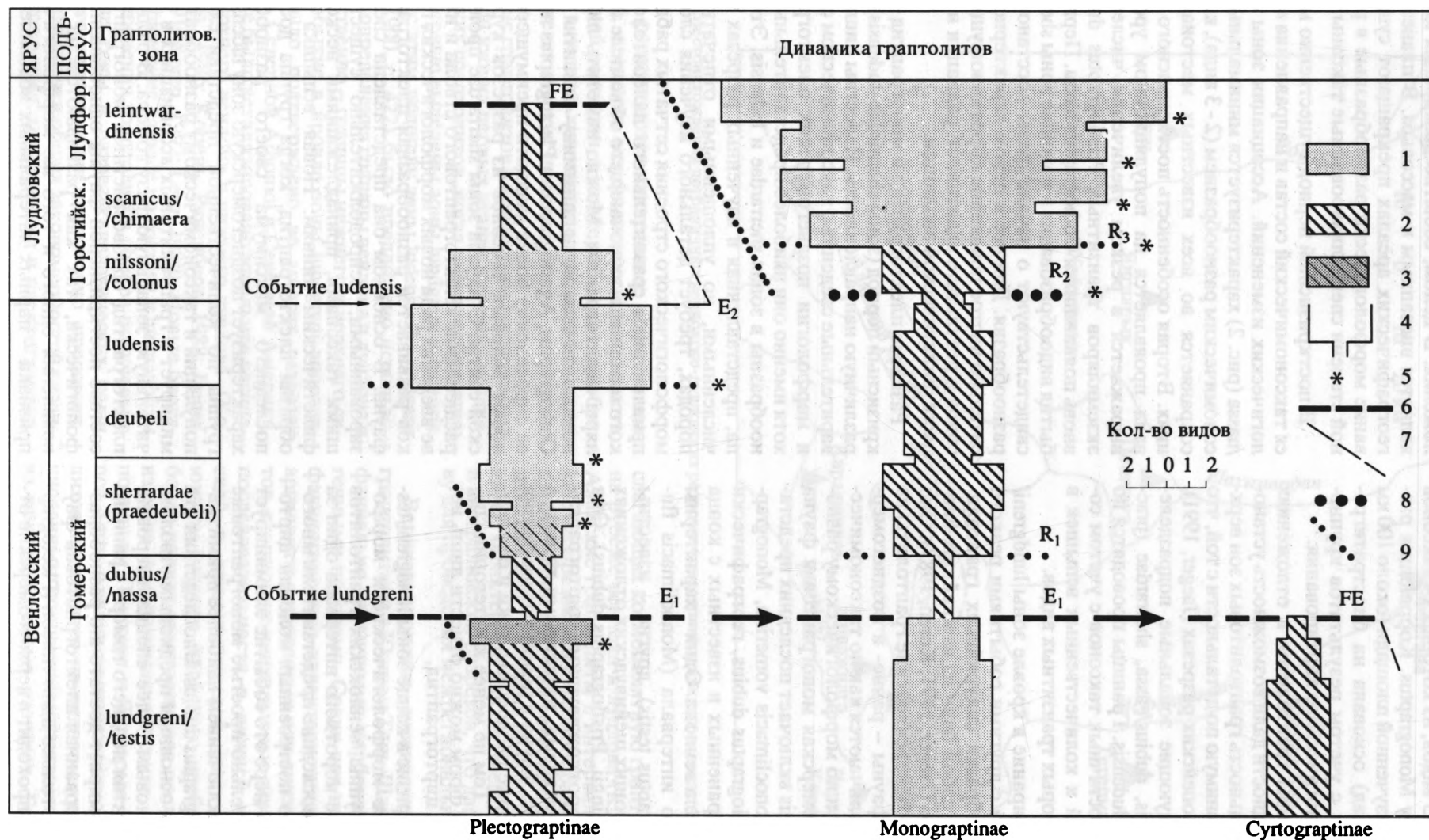


Рис. 2. Динамика морфологического и таксономического разнообразия граптолитов в гомерское и горстийское время.

1, 2, 3 – высокое, низкое и среднее морфологическое разнообразие; 4 – таксономическое разнообразие; 5 – введение морфологического новшества; 6 – событие массового вымирания; 7 – фаза постепенного снижения разнообразия; 8 – событие радиации; 9 – фаза постепенного увеличения разнообразия; E – вымирание; R – радиация; FE – окончательное вымирание.

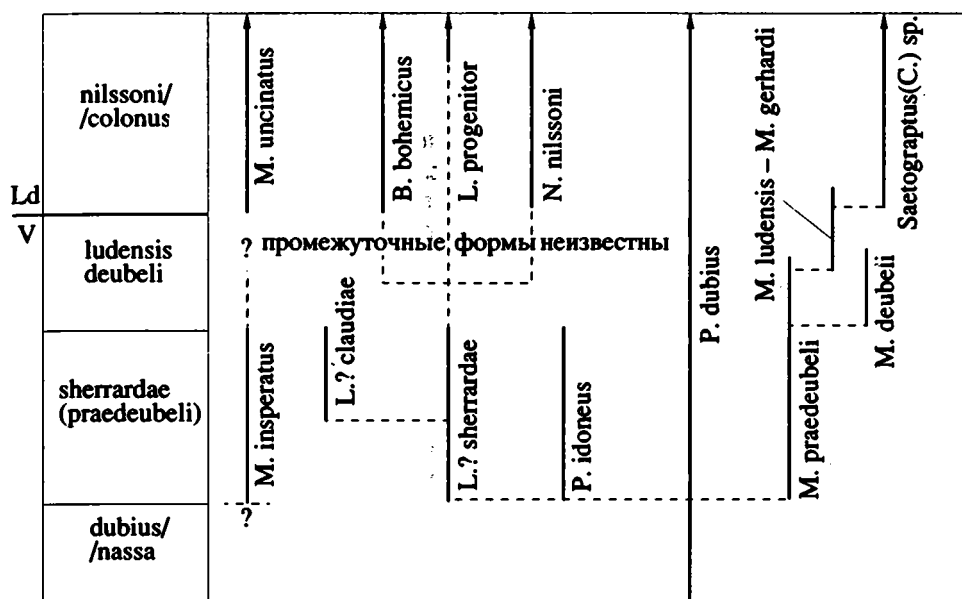


Рис. 3. Стратиграфическое распространение диагностических таксонов монографтид гомерского и низов горстийского подъярусов в разрезах курсалинской свиты северных склонов Алайского хребта.

устьях тек. У различных видов меняется лишь степень его выраженности и постоянства в астогенезе. В своем происхождении эти монографтиды скорее всего связаны с долгоживущим и консервативным *Pristiograptus dubius*. Монографтидовые ассоциации позднего гомера в разрезах Южного Тянь-Шаня включают в основном представителей филетических линий, развивавшихся в пределах местных акваторий и лишь небольшое количество видов-иммигрантов.

Прослеженные в имеющемся палеонтологическом материале морфологические переходы дают основания реконструировать по крайней мере три линии развития, которые, согласно имеющимся биостратиграфическим данным, появляются приблизительно одновременно вблизи основания зоны *sherrardae* (рис. 3).

Первая линия документируется на основе стратиграфической и морфологической последовательности трех видов: *Pristiograptus idoneus*, *Lobograptus ? sherrardae* и *L. ? claudiae*, установленных в разрезах нижней части курсалинской свиты (рис. 4). Основная последовательность морфологических преобразований сводится к следующему:

1. Переход от *P. dubius* к *P. idoneus* осуществляется путем уменьшения ширины и появления плавного дорсо-вентрального изгиба крайней проксимали, а также – вентрального изгиба сикулы.

2. Переход от *P. idoneus* к *L. ? sherrardae* происходит за счет резкого расширения устья метасикулы наряду с возникновением дорсального изгиба рабдосомы и появлением слабых дорсальных возвышений на устьях тек. *L. ? sherrardae* построению тек и рабдосомы близок раннелудлов-

ским *Neodiversograptus nilssoni* и *Lobograptus progenitor*, что дает основания предполагать их возможные генетические связи.

3. При возникновении *L. ? claudiae* от предковой формы *L. ? sherrardae* сикула и рабдосома остаются прежними, тогда как крайние проксимальные теки приобретают необычную растритовидную форму. *L. ? claudiae* рассматривается в качестве бокового терминального звена в описываемой линии, что подтверждается отчетливой специализацией первых тек и непродолжительностью времени существования таксона совместно с поздними *L. sherrardae* (рис. 3).

Вторая филогенетическая линия, ведущая начало также от консервативного ствола *P. dubius* включает последовательные звенья, представленные видами *Monograptus praedeubeli*, *M. deubeli* (боковое звено), *M. ludensis* и *M. gerhardi*. Впервые она была прослежена в европейских и северо-африканских разрезах (Barca, Jaeger, 1989; Jaeger, 1959; Koren, 1991), позднее – также в разрезах Арктической Канады, России и в настоящее время в Южном Тянь-Шане. Главные изменения осуществляются на основе введения нового признака – парных латеральных лопастей на устьях крайних проксимальных тек и их дальнейшей вариации в размерах и степени пенетрантности этих структур в пределах колонии. Форма сикулы также претерпевает серьезные изменения от прямой к плавно вентрально изогнутой, либо резко растритовидно расширяющейся в устье (рис. 4).

Третья линия развития позднегомерских монографтид пока представлена одним видом – *Monograptus insperatus*, известным только из разрезов курсалинской свиты северного склона Алайского

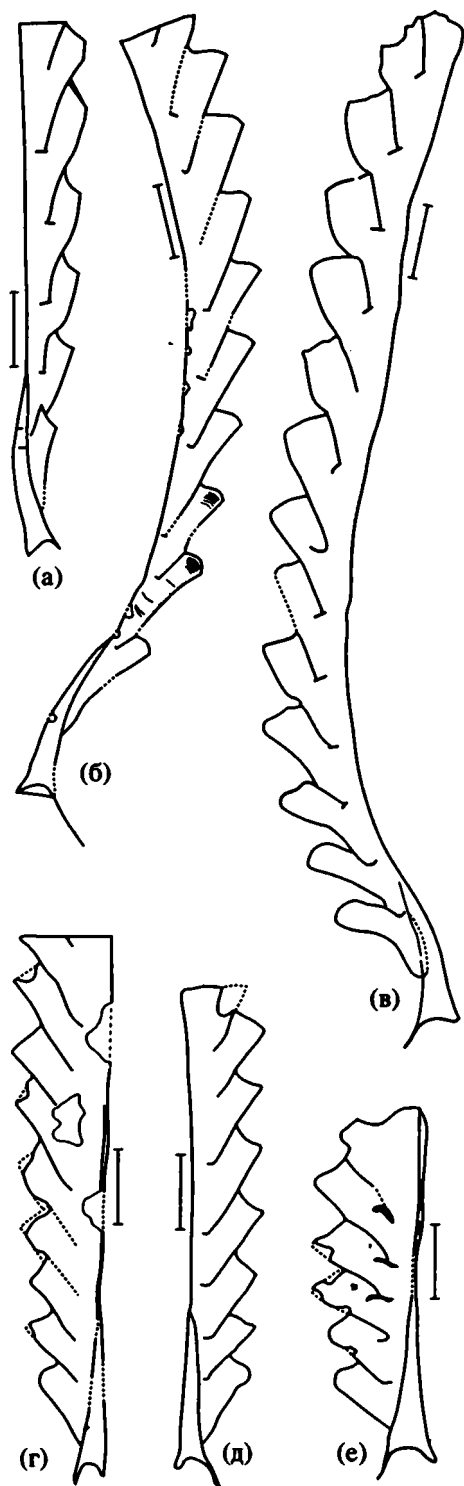


Рис. 4. (а) – *Pristiograptus idoneus* Koren; (б) – *Lobograptus? sherrardae* (Shervin); (в) – *L.? claudiae* Koren; (а, б, в) – рвч. Пешкаут, курсалинская свита, зона *sherrardae*; (а, б) – разрез 26 А, (в) – разрез 24; увел. 10; (г) – *Monograptus graedeubeli* Jaeger, крайняя форма с относительно прямой сикулой; (д) – *Monograptus deubeli* Jaeger, крайняя форма с незначительно расширяющейся в устье сикулой, хр. Нура-Тай, мершиковский горизонт, обр. 713/2 и 614/9, зона *deubeli*, увел. 10; (е) – *M. deubeli* Jaeger пос. Туль, курсалинская свита, зона *deubeli* обр. 10 - 7, увел. 10.

хребта. Он характеризуется присутствием хорошо развитых латеральных апертурных лопастей у всех тек рабдосомы – признаком, неизвестным в эволюции монограптит до конца лудлова - начала пржидола.

Первая и вторая филогенетические линии имеют высокий эволюционный потенциал, так как являются предковыми для основных стволов раннелудловских монограптит, линограптит, куллограптит и неокуллограптит. Третья линия имеет криптогенное происхождение, также не известны ее связи с морфологически близкими более поздними монограптовыми фаунами лудлова и пржидола.

Динамика развития монограптит и плектограптит в позднегомерскую фазу эволюции имеет обратную направленность (рис. 2). Разнообразие монограптит с начала зоны *deubeli* сокращается до 2 - 3 видов и остается на этом уровне до конца зоны *ludensis*. В то же время плектограптиты в зоне *ludensis* достигают максимума морфологического и таксономического разнообразия, а также количественного обилия популяций. Еще более контрастны события в эволюции моно- и плектограптит на рубеже зон *ludensis* и *nilssoni/colonus* и позднее в раннелудловское время. Как показывают новые материалы, полученные в Южном Тянь-Шане, в конце зоны *ludensis* происходит расщепление предковых гомерских стволов монограптит (*M. ludensis* и *L.? sherrardae*) и возникает новая прогрессивно развивающаяся монограптовая фауна (Urbanek, 1966; 1970; 1992). Она достигает максимума морфологического и таксономического разнообразия к началу зоны *leintwardinensis*. В то же время кровля зоны *ludensis* маркируется отчетливым событием вымирания разнообразных кратковременно существовавших плектограптит, которые утрачивают доминантную роль в составе раннелудловских граптолитовых ассоциаций. С начала зоны *nilssoni/colonus* они вступают в фазу угасания и окончательно вымирают в зоне *leintwardinensis*. Прослеженные различия дают основания предполагать, что подсемейства *Monograptinae* и *Plectograptinae* представляли собой морфологические группы, экологически замещавшие друг друга в зонах обитания граптолитов. Сокращение численности монограптит возмещалось увеличением разнообразия плектограптит в позднем гомере, их обратное соотношение было характерно для раннего лудлова. Возможно, это связано с различными адаптивными возможностями граптолитов со сплошной и сетчатой перидермой в ответ на менявшиеся в результате экологического кризиса параметры среды.

Динамика развития граптолитов на рубеже венлока и лудлова в пелагических фациях Южного Тянь-Шаня с достаточной полнотой отражает общую картину изменения таксономического и морфологического разнообразия граптолитов на видовом и зональном уровнях в планетарном масштабе.

Это обусловлено космополитным распространением многих таксонов, а также исключительной полнотой биостратиграфического материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Корень Т.Н., Клишевич В.Л., Риненберг Р.Е. Опорный разрез пелагических толщ верхнего силура и нижнего девона Южной Ферганы // Сов. геология. 1986. № 11. С. 62 - 74.

Корень Т.Н., Риненберг Р.Е. Событие lundgreni в пелагических фациях позднего венлока Южного Тянь-Шаня // Граптолиты в истории Земли. Тез. докл. V симпозиума по изучению граптолитов в СССР. Вильнюс: Изд-во ВГУ, 1988. С. 11 - 14.

Barca S., Jaeger H. New geological and biostratigraphical data on the Silurian in SE-Sardinia. Close affinity with Thuringia // Boll. Soc. geol. ital. 1989. V. 108. P. 565 - 580.

Jaeger H. Graptolithen und Stratigraphie des Jungsten Thüringer Silurs // Abhandl. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 1959. № 2. S. 191.

Jaeger H. Graptolite faunal turnover and the revised graptolite zonation across the Wenlock - Ludlow boundary // The Murchison Symposium: An International Symposium on the Silurian System. Programme and Abstracts. Univ. of Keele, U.K. 1989. P. 49 - 50.

Jaeger H. Neue Standard-Graptolithenzonenfolge nach der "Grossen Krise" an der Wenlock / Ludlow Grenze (Silur) // Neues. Jb. Geol. Paläont. Abhandl. 1991. V. 182. № 3. P. 303 - 354.

Koren T.N. Graptolite dynamics in Silurian and Devonian time // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1987. V. 35. P. 149 - 159.

Koren T.N. The lundgreni extinction event in Central Asia and its bearing on graptolite biochronology within the Ho-

merian // Proc. Estonian Acad. Sci. Geology. 1991. V. 40. P. 74 - 78.

Koren T.N. Extinctions and recoveries of graptolite faunas in Late Wenlock through Ludlow // Phanerozoic Global Bio-Events and Event-Stratigraphy. 5th Int. Conf. in Bio-Events, Göttingen. Abstr. 1992. P. 68.

Koren T.N., Rickards R.B. Extinction of the graptolites // Harris A.L., Holland C.H., Leake B.E., eds. The Caledonides of the British Isles - Reviewed. Scottish Acad. Press, Edinburgh, 1979. P. 457 - 466.

Lenz A.C. Wenlockian graptolite reference section, Clearwater Creek, Nahanni National Park, Northwest Territories, Canada // Canad. J. Earth Sci. 1980. V. 17. № 8. P. 1075 - 1086.

Urbanek A. On the morphology and evolution of the Cucullograptinae (Monograptidae, Graptolithina) // Acta palaeontol. polon. 1966. V. 11. № 3 - 4. P. 1 - 540.

Urbanek A. Neocucullograptinae n. subfam. (Graptolithina) - their evolutionary and stratigraphic bearing // Acta palaeontol. polon. 1970. V. 15. № 2 - 3. P. 1 - 393.

Urbanek A. The biotic crisis in the history of Upper Silurian graptoloids // Phanerozoic Global Bio-Events and Event-Stratigraphy. 5th Int. Conf. on Bio-Events. Göttingen. Abstr. 1992. P. 112.

Walliser O.H. The Bilbao Conference "Palaeontology and Evolution: Extinction Events": A big step forward in understanding exceptional global changes // Rev. esp. paleontologia. 1988. Extraordinario. P. 5 - 6.

Wood E.M.R. The Lower Ludlow formation and its graptolite fauna // Quart. J. Geol. Soc. London. 1900. V. 56. P. 415 - 492.



Эволюция биосферы

УДК 551.439.232:551.73.8.574(470)

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ КОРАЛЛОВЫЕ РИФЫ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

© 1994 г. Л. Н. Большакова*, М. Р. Геккер*, Р. В. Горюнова*, В. Н. Дубатолов**,
А. Б. Ивановский*, В. Н. Космынин*, В. А. Лучинина**, Б. С. Соколов*, Ю. И. Тесаков**

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

**Объединенный институт геологии и геофизики СО РАН,
630090 Новосибирск, Университетский пр., д. 3, Россия
Поступила в редакцию 26.01.93 г.

Древнейшие рифовые экосистемы отличались примитивностью и малой рельефообразующей ролью. Иным стал процесс рифообразования в фанерозое, когда возникли организмы, секретирующие или аккумулирующие CaCO_3 . Первые постройки этого типа были бескаркасные (их формировали водоросли и спонгиоморфиды). Каркасные постройки возникли в середине ордовика и характеризовались наиболее сложными экосистемами. Главнейшими палеозойскими каркасостроителями были водоросли, строматопороидеи, кораллы и мшанки.

В настоящей статье на основании собственных многолетних исследований и обобщения литературных данных по России дана общая характеристика организмов – главнейших строителей палеозойских биогенных карбонатных построек: водорослей, строматопороидей, кораллов, мшанок.

Древнейшие экосистемы отличались примитивностью и малой рельефообразующей ролью. Сам процесс накопления карбоната кальция лишь удерживал определенные, довольно узкие по диапазону параметров, условия среды. Этого, тем не менее, было достаточно для компенсированного накопления значительных карбонатных толщ.

Иным стал процесс морского биогенного рельефообразования в фанерозое, когда возникло много групп организмов, секретировавших или аккумулировавших CaCO_3 . Вначале получил развитие процесс бескаркасного формирования карбонатных построек с участием организмов, способствовавших как седиментации взвешенного и влекомого (преимущественно пелитоморфного) материала, так и накоплению собственно скелетного карбоната кальция, – это были водоросли и спонгиоморфиды. Образованные ими иловые холмы обычно не превышали по высоте первых метров. Эти экосистемы характеризовались зональностью и наличием в вертикальном разрезе сукцессионных последовательностей, что роднит такие постройки с более поздними “рифами”. Так, сформированные с участием водорослей органогенные постройки, приближаясь по мере роста к уровню моря, могли переходить в конечной стадии к мелководному строматолитовому осадконакоплению (Ahr, 1971).

Бескаркасные постройки раннего палеозоя располагались в мелководных участках шельфа, где было заметно действие приливных течений, но волны обладали низкой энергией. Диапазон этих условий значительно уже того, в котором формируются современные каркасные постройки, однако он гораздо шире, чем в случае строматолитов. Вместе с рельефообразователями в “бескаркасных” экосистемах раннего палеозоя обитали иглокожие, трилобиты, брахиоподы и др., что также характеризует усложнение экосистемы. Такого типа постройки мы прослеживаем вплоть до наших дней, хотя одни таксоны водорослей приходят на смену другим вплоть до современных геникулятных хлорофит и родофит, и одни группы фауны сменяются другими.

Каркасные постройки, возникшие в середине ордовика, характеризуются наиболее сложными экосистемами с высокой степенью упорядоченности, а, следовательно, наибольшей продуктивностью в отношении накопления карбоната кальция. Возможно, это было связано с тем, что к тому времени приурочен первый расцвет таких колониальных организмов как строматопороидеи, кораллы, мшанки. Наряду с другими преимуществами, колониальность обеспечивает высокую скорость скелетообразования за счет более совершенной системы питания, размножения, регенерации, способности изменять среду, приспособляя ее “под себя”. Последнее реализуется в еще большей степени вслед за образованием каркаса и формы рельефа – на уровне экосистемы рифа (или другой каркасной органогенной постройки). Приспособление среды идет в сторону дифференциации

условий и увеличения градиентов среды. В результате происходит усложнение системы экологических ниш, их более тонкая стратификация, увеличение количества обратных связей, что в целом значительно повышает стабильность экосистемы. Каркасообразование может менять как физические, так и химические параметры среды: распределение света, гидродинамику, уклон дна, насыщение воды CaCO_3 и др. Рифы и другие карбонатные органогенные постройки представляют наиболее яркий пример реализации гипотезы Геи (Lovelock, Margulis, 1973) на уровне экосистемы более низкого ранга, чем биосфера в целом. Одна из главных групп каркасостроителей, выделяющие известь колониальные кишечнополостные, характеризуется чрезвычайно низкой биомассой, приходящейся на единицу площади, что необыкновенно выгодно с энергетической точки зрения для жизнедеятельности организма и интенсификации идущих в нем процессов, в том числе и секреции CaCO_3 .

Мы пока не знаем какими (достаточно резкими) изменениями внешней среды было вызвано почти синхронное появление всех главнейших палеозойских каркасостроителей, но мы не можем отрицать того, что этот вопрос – одна из важнейших проблем эволюции биосферы, возможно равноценная проблемам возникновения вендских многоклеточных или древнейших скелетных организмов.

На протяжении фанерозоя, начиная со среднего ордовика, различные группы каркасообразующих организмов играли то большую, то меньшую роль в формировании органогенных построек. Ниже это будет рассмотрено на примере их отдельных групп. В то же время сам принцип функционирования рифовой экосистемы неизменно наследовался, что объясняется, в первую очередь, ее эффективностью и обеспечивается свойствами самих колониальных организмов.

Известковые водоросли. При жизни обызвествлялись синезеленые, зеленые и красные водоросли. Их представители были известны и в палеозое, и в докембрии.

Среди синезеленых известна группа кальцибионт, не имеющая аналогов у современных водорослей; у них известковая оболочка отлагалась вокруг нитей, клеток и колоний. При этом, от водоросли сохраняется только внешний чехол, слепок, повторяющий форму нитей без следов клеточного строения. Ископаемые зеленые водоросли – представители класса сифоновых. У них обызвествлялись оболочка сифонов, периферические ответвления, утрикулы, спорангии, а также пространство между этими элементами. Наружные части слоевища минерализовались сильнее, чем внутренние. Таломы красных водорослей обызвествлялись с внешней части слоевища полностью, при этом детали строения прекрасно сохраняются при фоссилизации. Самые древние кальцибионты установлены в верхах венда. Они были широко распространены в кембрии, где часто слагали

органогенные постройки, обычно без участия животных. В конце кембрия возникли первые *Solenopora*, которые на протяжении ордовика, силура и девона, вместе с немного позже появившимися *Parachaetetes* были единственными представителями красных водорослей. С кембрием связаны также первые редкие находки и зеленых водорослей – *Seletonellaceae* и *Dasyporellaceae*.

Альгофлора раннего ордовика носила унаследованный характер и довольно редка. В среднем и верхнем ордовике повсеместно известны кальцибионты *Garwoodia*, *Hedstroemia*, *Oltonella* и др. С этого времени распространились зеленые водоросли *Vermiporella*, *Dasyporella*, *Apidium*, *Mastopora* и др.

В силуре основной фон органогенных построек по-прежнему составляли кальцибионты *Renalcis*, *Fistuellia*; в конце силура рифообразование сократилось; комплекс водорослей включает лишь кальцибионты (*Girvanella*, *Rothpletzella*) и в гораздо меньшей степени красные водоросли (*Solenopora*). Эта же закономерность прослеживается и в раннем девоне – при доминировании кальцибионтов отмечается бедность сифоновых. В середине раннего девона ситуация изменилась и на фоне консервативных цианобактерий отмечается беспрецедентное разнообразие сифоновых водорослей (*Lanciculaceae*, *Dimorphosiphonaceae*, *Dasycladaceae*).

Средний и поздний девон – эпохи расцвета сифоновых порядков *Siphonales*, *Dasycladales*, *Siphonocladales*. В эти эпохи почти полностью исчезли ланцикулиды.

Для карбона характерны зеленые (особенно *Palaeoberesellaceae*) и красные водоросли. Среди последних кроме *Solenopora* и *Parachaetetes* появились представители *Katavella*. Значение кальцибионтов невелико.

Ранняя пермь – максимум в развитии зеленых и красных водорослей; в формировании рифовых построек значительную роль играли также кальцибионты *Tubiphytes*.

Итак, в строительстве палеозойских рифов известковые водоросли играли важнейшую роль, причем кальцибионты доминировали в раннем палеозое, а зеленые – в позднем. Значение красных водорослей стало существенным лишь в конце палеозоя.

Строматопороидеи. Достоверные находки строматопороидей известны со среднего ордовика. Уже в ордовике они принимали активное участие в образовании органогенных построек (различной формы биогермы размером до нескольких десятков метров), причем нередко вместе с водорослями являлись каркасостроителями, образуя массивные (полусферические, лепешковидные, куполовидные, желваковидные, пластинчатые) колонии. Кораллы же здесь оказывались угнетенными. В других биогермах строматопороидеи играли второстепенную роль, а основными каркасостроителями выступали кораллы. Если же органогенные постройки сложены одними строматопороидеями, родовой и видовой

их состав крайне однообразен. Нередко строматопороидеи в качестве субстрата использовали раковины моллюсков, погибшие полипняки кораллов. В целом для ордовика характерны пузырчатый (*Cystostroma*, *Stromatocentrum*, *Plumatalinia*, *Pachystylostroma*, *Forolinia*, *Rosenella*, *Aulacera*) и ламинарный (*Ecclimadictyon*, *Clathrodictyon*) морфологические типы ценостеумов. Совместно со строматопороидеями обитали криноидеи, мшанки, брахиоподы и др.

В силуэ значении строматопороидей как рифостроителей в ряде случаев увеличивалось, иногда они образовывали биогермы в поперечнике до нескольких сот метров, существовавшие длительное время. М. Леконт (*Lecompte*, 1952), показал, что на разных стадиях роста рифа каркасостроителями могут выступать разные организмы, причем то в большей, то в меньшей степени. В начале развития рифа строматопороидеи обычно не являлись ведущими организмами (ими были кораллы и водоросли). Постепенно их роль становилась ведущей и на заключительных этапах строматопороидеи уже доминировали, вытесняя остальные организмы: преобладали виды родов *Densastroma*, *Clathrodictyon*, *Pseudolabechia*, *Plumatalinia*, *Plectostroma*, *Labechia*, *Simplexodictyon*, *Plexodictyon*.

На этой стадии в одном биогерме можно наблюдать колонии самой разнообразной формы: уплощенные, дисковидные, цилиндрические, желваковидные; форма колоний обычно характеризует семейство, но это, однако, очень пластичный признак, проявляющийся только в оптимальных условиях – при достатке пищи, отсутствии сильных течений, при нормальной солености и чистой воде. Колонии тех же видов в неблагоприятных условиях резко меняли внешний облик, образуя разные формы, независимо от систематической принадлежности.

Активными рифостроителями строматопороидеи были в девоне, когда среди них преобладали формы с четко дифференцированными ламинами и столбиками, а также с мощными и нередко слитыми горизонтальными и вертикальными элементами скелета – *Stromatopora*, *Parallelostroma*, *Gerronostroma*, *Hermatostroma*, *Atelodictyon*, *Trupestostroma*, *Plexiostroma*, *Styloporella*, *Idiostroma*, *Parallelopora*. Особую роль играли строматопороидеи с массивными колониями, процветавшие в мелких бурных бассейнах в пределах эвфотической зоны.

Строматопороидеи создавали главным образом устойчивый каркас фронтальной части рифа. Слои массивных колоний нередко подстилаются пластинчатыми формами, для которых благоприятны более глубоководные спокойные условия. Однако пластинчатые колонии обитали и на субстрате вблизи уреза воды. В них часто встречаются илестые прослойки; такие популяции, по-видимому, обитали в затишных участках на илистом грунте и форма колоний менялась в процессе борьбы с заиливанием. В отличие от массивных и пластинчатых строматопороидей, обитавших,

главным образом, по периферии биогенных построек, желвакообразные тяготели к его внутренним частям. Они также нередко присутствуют в амфиорово-строматопоровых слоях. Если желвакообразные колонии не повреждены и залегают в прижизненном положении, можно предположить, что они обитали в спокойном бассейне, связь которого с открытым морем была ограничена, например, в обширной шельфовой лагуне глубиной несколько большей, чем оптимальная глубина обитания массивных строматопороидей.

Кораллы (табулятоморфы и ругозы). Среди палеозойских рифостроителей табулятам, гелиолитоидеям, ругозам принадлежит довольно существенная роль: с самого начала своей истории (ранний ордовик) они принимали участие в сооружении органогенных построек, но лишь со среднего ордовика кораллы распространились по всему мелкому шельфу, став уже достаточно многочисленными и разнообразными. Среди ордовикских кораллов-рифоллюбов нужно назвать представителей семейств *Agetolitidae*, *Lichenariidae*, *Sarcinulidae*, *Tetradiidae*, *Halytitidae* (табуляты), *Cyrtophyllidae*, *Plasmoporellidae* (гелиолитоидеи), одиночных ругоз *Streptelasmataidae* и колониальных *Cyathophylloidae*.

На границе ордовика и силура произошла резкая смена комплексов кораллов – полностью вымерли три отряда табулят, четыре семейства гелиолитоидей, существенно обновился комплекс ругоз. Это можно объяснить тем, что конец ордовика ознаменовался широкой регрессией, в результате которой исчезли многие благоприятные для кораллов местообитания на мелком шельфе, где на обширных мелководных платформах формировались банки, биостромы и биогермы. К границам шельфового мелководья часто также были приурочены биогермные гряды. Раннесилурийская трансгрессия в свою очередь ликвидировала стабилизовавшиеся к концу ордовика сравнительно глубоководные коралловые экологические ниши и в итоге к началу силура сохранились популяции, местообитания которых не были затронуты регрессией или в дальнейшем не опустились на слишком большие глубины. Из табулят это *Favositidae*, *Syringoporidae*, *Auloporidae*, *Halytitidae*, из гелиолитоидей *Protaracidae*, *Heliolitidae*, *Proporidae*, а среди ругоз – как *Streptelasmataidae*, так и *Cyathophylloidae*.

В самом начале силура большинство таксонов книдарий было представлено единичными видами. Расцвет кораллов приурочен ко второй половине лландовери, когда они, можно сказать, и приобрели статус рифостроителей. В начале лландовери и в конце силура кораллы были обычными членами сообществ, иногда доминирующими. Наиболее типичные силурийские рифостроители – *Favositidae*, *Multisoleniidae*, *Striatoporidae*, *Heliolitidae* (табулятоморфы), *Arachnophyllidae*, *Ptychophyllidae*, *Cystiphyllidae* (ругозы).

Самой важной роль палеозойских кораллов-каркасостроителей была в раннем и среднем

девоне. Многие органогенные постройки этого возраста почти нацело сложены остатками прежде всего табулят (фавозитид, альвеолитид особенно сквамальных, пахипорид). Возросла роль ругоз – типичными рифостроителями были колоннальные *Columnariidae*, *Disphyllidae*, *Cyathophyllidae*, *Phillipsastraeidae*. По своему значению представители этих семейств вполне могут быть сопоставлены с голоценовыми склерактиниями. В конце среднего девона началось угасание фавазитид и возросла роль менее массивных дендропорид, альвеолитид и ценитид; комплекс франских кораллов несколько беднее.

В фаменском веке, после резких экосистемных перестроек исчезли очень многие группы кораллов, как табулят, так и ругоз (гелиолитоидеи и дистифиллиды вымерли еще раньше); в карбон перешли лишь синрингопориды, аулопориды, аулоцистиды, мишленииды, редкие дендропориды и ругозы. Турнейско-визейский этап – эпоха эволюционного расцвета табулят и ругоз, но они уже не играли почти никакой роли в каркасостроении, несмотря на то, что в органогенных постройках позднего палеозоя их остатки встречаются довольно часто.

Возможно, кораллы (прежде всего ругозы) в начале своей истории не были герматипными, но приобрели способность вступать в симбиоз с зооксантеллами в девоне – ведь именно с девона известны органогенные постройки, аналогичные современным коралловым рифам.

Согласно Р. Биренхейде (Birenheide, 1962) и др., в девоне существовала определенная зональность расселения кораллов на рифе. Так, в его прибрежной части обитали в основном табуляты, ругозы были редки; далее в сторону открытого моря количество ругоз постепенно увеличивалось, их соотношение с табулятами становилось, примерно равным, причем среди ругоз существенно преобладали формы, строившие как ветвистые, так и массивные полипники. Еще далее, в сторону края рифа, где располагалась область широкого распространения криноидей, встречались те же группы кораллов, тогда как одиночные ругозы с криноидеями обитали, как правило, в наиболее глубокой зоне рифа.

Мшанки. Мшанковые биогермы и рифы в палеозое известны на нескольких стратиграфических уровнях (Cuffey, 1985, и др.).

Конструктивную роль мшанок в органогенных постройках условно можно разделить на две: главную – каркасостроительную и второстепенную, которая выражается обычно в наращивании размеров рифов мшанками вместе с другими организмами.

Распределение мшанок и распределение функций между ними в биогермах и рифах жестко контролируются по линии трофических связей. Палеозойские мшанки процветали в сообществах водорослей, криноидей, труднее уживались со строматопоридеями и табулятами. Серьезными конкурентами

мшанок-рифостроителей в девоне были, по-видимому, ругозы. Мшанки избирательны по отношению к субстрату, они предпочитают твердый устойчивый или гибкий подвижный субстрат.

Роль мшанок в образовании рифов различна в зависимости от формы их колоний. Из огромного разнообразия форм на ранних этапах эволюции мшанок доминировали пластинчатые и массивные колонии, а на последующих – ветвистые и сетчатые. Из них, пожалуй, наиболее пластичными и в то же время самыми совершенными оказались стержневидные, кустистые и сетчатые. Среднеордовикские сетки были, как правило, крупнопетлистыми и состояли из тонких облегченных (филлопоринины) или мощных уплотненных прутьев (птилодиктиины), соединенных только с помощью анастомоз. Позднейшие сетчатые формы представляют собой более мелкопетлистые сооружения из тонких прутьев с поперечными перекладинами (фенестеллиды). Таксономический критерий служит ярким показателем развития во времени мшанковых построек.

В раннем ордовике (арениг) мшанки представлены массивными и пластинчатыми зоариями подотрядов *Ceramoporina* и *Esthonioporina*. В это время они еще не создавали биогермов, но довольно компактно распределялись на участках твердого дна в виде зарослей в сообществе брахиопод и криноидей. В среднем ордовике появились настоящие мшанковые биогермы. Это наибольшие куполовидные холмики, в которых мшанки выполняли роль каркасов, построенных, например, *Esthoniopora*, имеющими массивные колонии с многочисленными слоями нарастания. В карадке на смену церамопоринам и эстониопоринам пришли *Phylloporinina* и *Ptylodictyina* с анастомозирующими сетками и тонковетвистые *Goldfussitgurina*. Силурийские постройки также небольших размеров. Внешне сходные с ордовикскими, они отличаются присутствием в них *Halloporina*, *Stictoporellina*, *Nikiforovellina*.

В девоне мшанковые биогермы и рифы строили ветвистые трепостомиды подотряда *Amplexoporina*, а также инкрустирующие и ветвистые формы фистулипорин. Большое место в девонских рифах занимают *Fenestellina*.

В каменноугольных рифах мшанки играли в основном второстепенную роль, задерживая и накапливая осадок. Это тонкие изящные колонии *Rhabdomesina*, перистые и сетчатые фенестеллины, грубоветвистые трепостомиды (*Amplexoporina*).

В образовании пермских рифов принимали участие преимущественно мшанки подотрядов *Fenestellina*, *Fistuliporina*, *Timanodictyina*. К концу перми палеозойские группы мшанок практически вымерли.

На картах (рис. 1 - 9) нанесены важнейшие рифогенные структуры на территории России в ордовике - силуре (рис. 1 - 3), девоне (рис. 4 - 6), позднем карбоне и ранней перми (рис. 7 - 9), причем во всех случаях символами (рис. 1) указаны

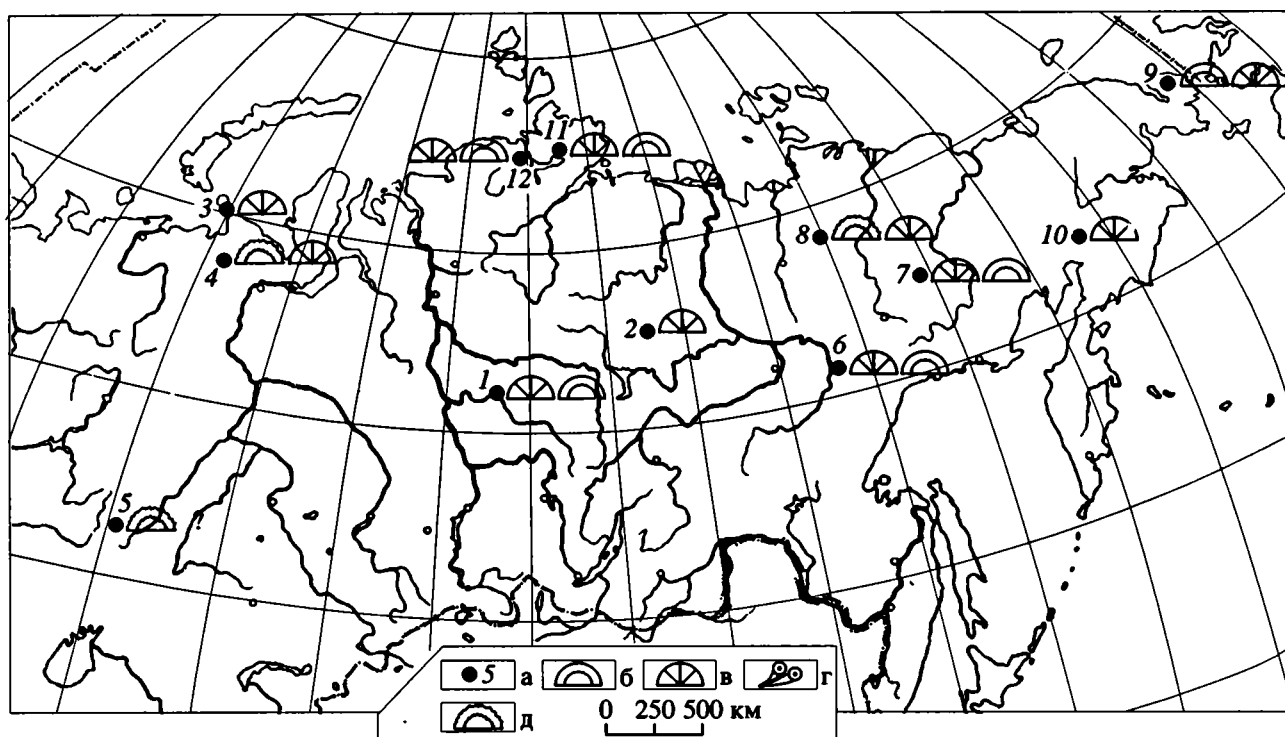


Рис. 1. Органогенные постройки ашгилла.

Сибирская платформа: 1 – р. Большая Нирунда, р. Нижняя Чунку; 2 – р. Моркока; 3 – о. Вайгач; 4 – хр. Пай-Хой, бас. р. Кожим; 5 – Южное Зауралье; 6 – хр. Сетте-Дабан; 7 – бас. р. Омuleвки, вост. отроги хр. Черского; 8 – хр. Тас-Хаях-тах; 9 – п-ов Чукотка; 10 – Корякское нагорье, Пенжинский хр.; 11 – п-ов Таймыр, р. Парная; 12 – р. Нижняя Таймыра. а – местонахождения; б – строматопороидеи; в – табуляты; г – ругозы; д – водоросли.

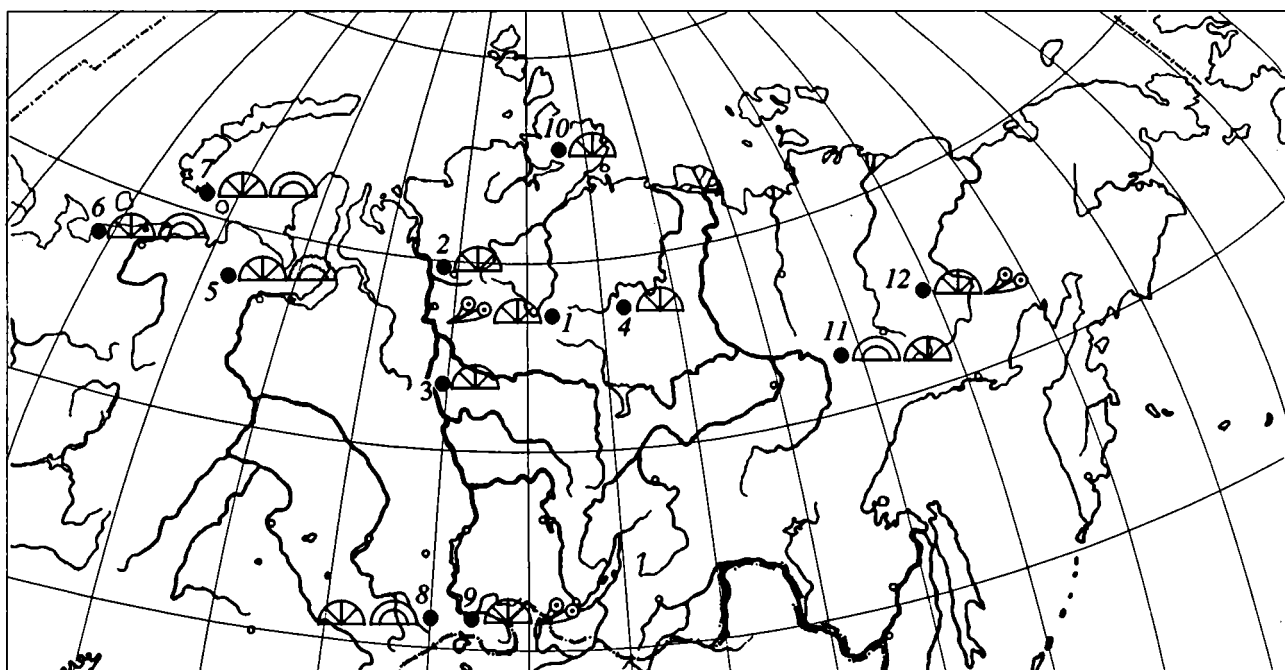


Рис. 2. Органогенные постройки лландовери.

Сибирская платформа: 1 – р. Мойеро; 2 – р-н г. Норильска; 3 – р. Бахта; 4 – р. Нижняя Большая Куонда; 5 – Печорская синеклиза; 6 – Тиман; 7 – Новая Земля, п-ов Хатанзея; 8 – Западный Саян; 9 – Тува, нижнее течение р. Элегест; 10 – п-ов Таймыр, р. Парная; 11 – хр. Сетте-Дабан, междуречье р. Томпо и Вост. Хандыги; 12 – Омuleвские горы. Условные обозначения см. на рис. 1.

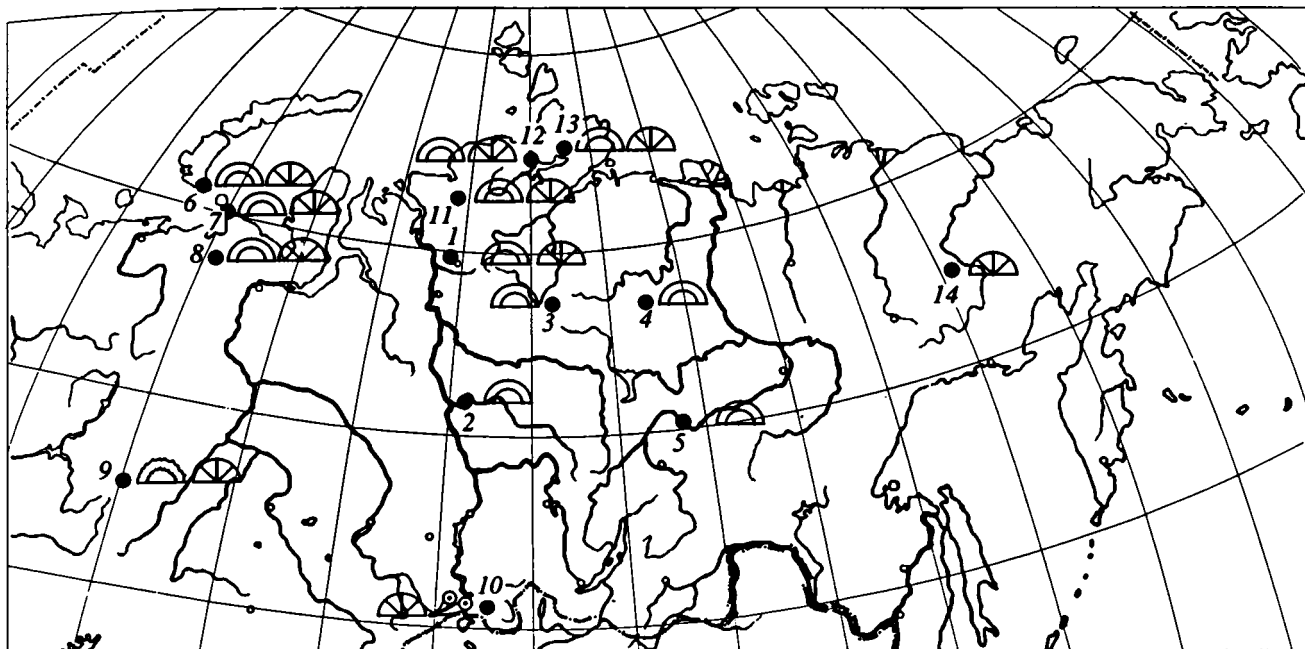


Рис. 3. Органогенные постройки венлока.

Сибирская платформа: 1 – р-н г. Норильска, р. Левый Омнутах; 2 – р. Курейка; 3 – р. Мойеро; 4 – р. Нижняя Большая Куонда; 5 – р. Лена, 2 км выше устья р. Нюя; 6 – Новая Земля, п-ов Хастанзея; 7 – о. Вайгач; 8 – Западный Урал, Бельско-Елецкая зона; 9 – Восточный Урал, Тагильско-Магнитогорский синклиний; 10 – Тува, нижнее течение р. Элегест; 11 – п-ов Таймыр, р. Тарей; 12 – р. Нижняя Таймыра, р-н р. Пряной; 13 – р. Парная; 14 – Омудевские горы, бас. р. Ирюди. Условные обозначения см. на рис. 1.

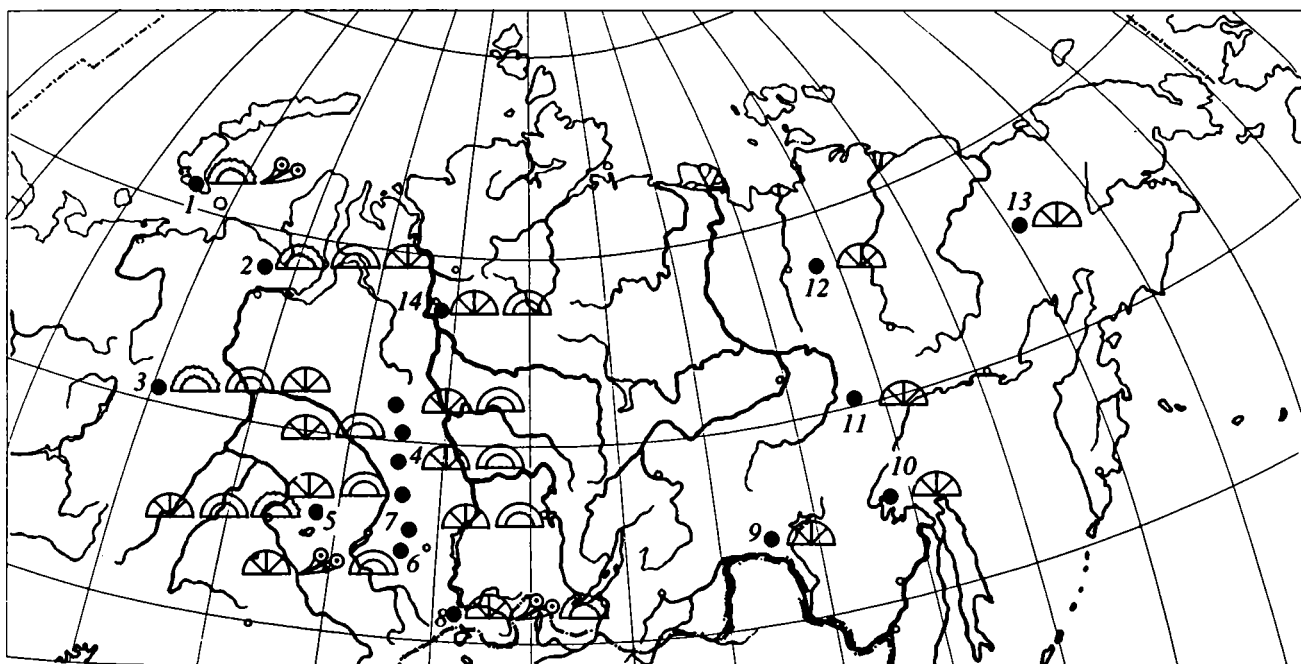


Рис. 4. Рифы и другие органогенные постройки живета.

1 – Новая Земля, о. Южный; 2 – Полярный Урал, бас. рек Уса, Большая Уса, Лек-Елец; 3 – Северный Урал, Центрально-Тагильский синклиний, Сосьвинско-Петропавловская зона; 4 – область сочленения Колывань-Томского трога с Салаирским бассейном; 5 – юго-восток Западно-Сибирской плиты, Нюрольский бассейн; 6 – северо-восток Салаира, юго-западная окраина Кузбасса; 7 – северная окраина Кузбасса, р-н г. Анжеро-Судженска; 8 – Минусинская котловина; 9 – Амурско-Охотская область, бас. р. Большой Ольдой; 10 – Шантарские о-ва; 11 – Северо-Восток Азии (Верхояно-Колымская система, хр. Сетте-Дабан); 12 – хр. Тас-Хаяхта; 13 – Оломонский массив, хр. Уш-Уракчаг, бас. р. Талалах; 14 – Сибирская платформа, р-н г. Норильска. Условные обозначения см. на рис. 1.

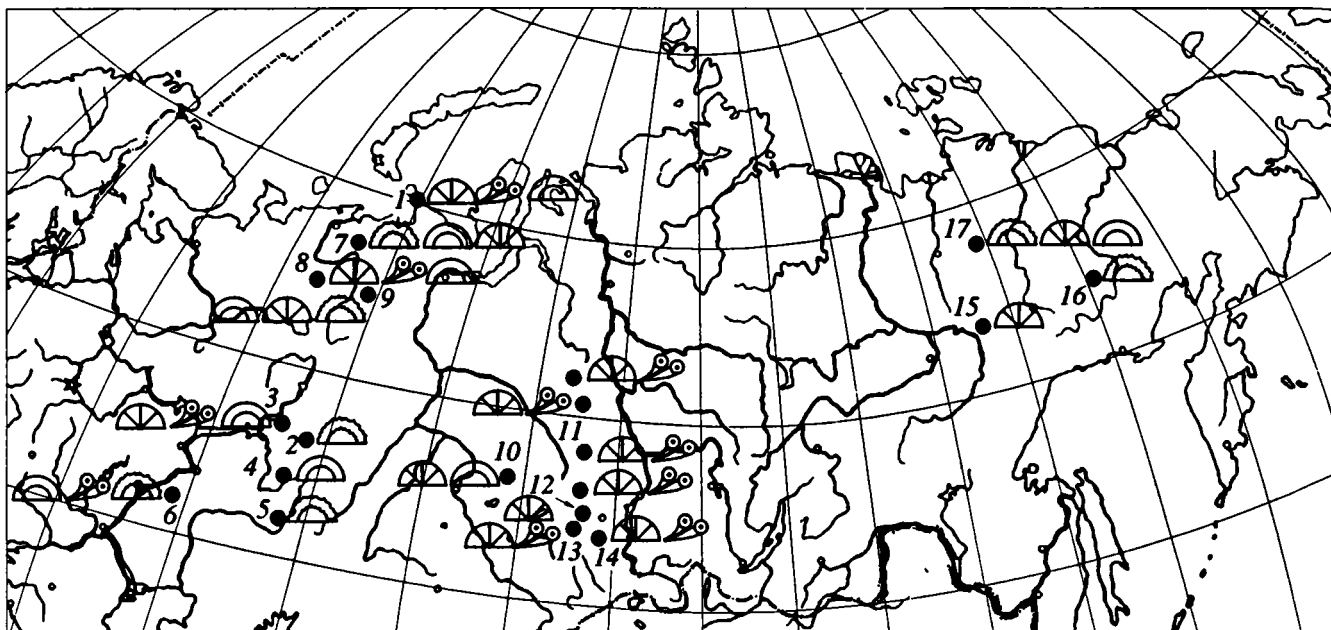


Рис. 5. Рифы и другие органогенные постройки франа.

1 – о. Вайгач; 2 – Средний Урал, бас. р. Чусовой; 3 – восток Урало-Поволжья; 4 – Южный Урал, бас. р. Малый Ик, Инзер, Аскын; 5 – восточный склон Южного Урала, западное крыло Магнитогорского синклиория; 6 – Прикаспийская синеклиза (Уйметовско-Линевская, Тепловская, Бузулукская впадины, южные окончания Камско-Кинельской системы прогибов); 7 – Печорская синеклиза; 8 – Южный Тиман; 9 – Печорский Урал; 10 – Западная Сибирь, Нюрольский бас.; 11 – Колывань-Томский трог; 12 – сев. окраина Кузбасса, р-н г. Анжеро-Судженск; 13 – зап. окраина Кузбасса, р. Большие Изьлы; 14 – южная окраина Кузбасса, р. Кондома; Северо-Восток Азии: 15 – южное Верхоянье, хр. Сетте-Дабан; 16 – Омуревская зона, хр. Большой Туоннах, верхнее течение р. Ясачной; 17 – хр. Тас-Хаяхта. Условные обозначения см. на рис. 1.

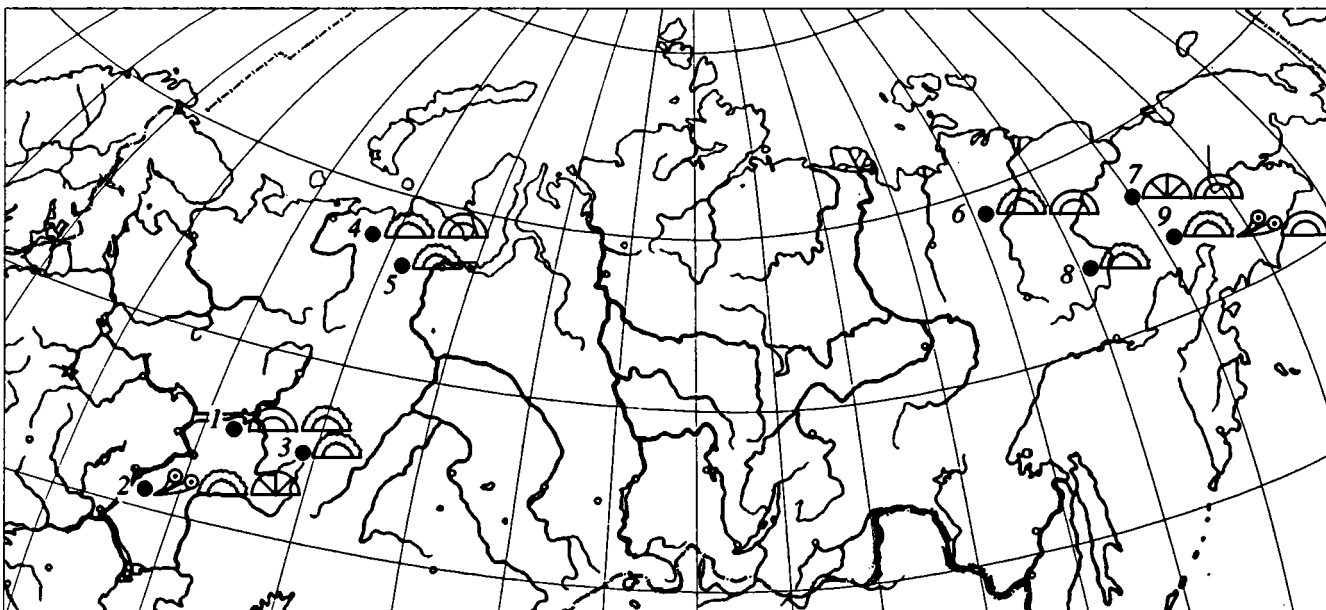


Рис. 6. Рифы и другие органогенные постройки фамена.

1 – Предуральский прогиб; 2 – Саратовское Поволжье, западный и северный борта Прикаспийской синеклизы; 3 – западный склон Среднего и юг Северного Урала; 4 – Печорская синеклиза; 5 – Полярный Урал; Северо-Восток Азии: 6 – Верхоянско-Колымская зона, Селенныхский кряж; 7 – Омолонский массив, хр. Уш-Уракчан; 8 – хр. Большой Туоннах, верхнее течение р. Ясачной; 9 – Алазейская складчатая зона, бас. р. Омолон. Условные обозначения см. на рис. 1.



Рис. 7. Гжелские рифы и другие органогенные постройки.

1 – Северный Тиман – водорослево-коралловые биогермы и банки; 2 – гряда Чернышева – водорослевые биогермы; 3 – р. Шугор – водорослевые биогермы; 4 – Припятско-Донецкий авлакоген – водорослевые биогермы и биостромы; 5 – Карасальская моноклинал (южнее г. Волгограда) – водорослево-мшанковые биогермы; 6 – восточный борт Прикаспийской синеклизы – водорослевые биостромы; 7 – Карачаганак-Кобландинская зона поднятий – водорослево-мшанковые рифы; 8 – Прикаспийская синеклиза (северная и западная части) – водорослево-мшанковые биогермы и рифы; 9 – Прикаспийская синеклиза (южная и восточная части) – водорослево-мшанковые биогермы и рифы; 10 – Северный Памир, Дарваз-Заалайская зона – водорослевые рифы; 11 – Северный Памир, Каракульская зона – водорослевые рифы; 12 – восточная часть Корякского нагорья – водорослевые рифы; 13 – юго-восточный склон хр. Сихотэ-Алинь – водорослево-кораллово-мшанковые рифы и биогермы.
а – местонахождения; б – мшанки; в – водоросли.



Рис. 8. Ассельские рифы и другие органогенные постройки. Условные обозначения см. на рис. 7.

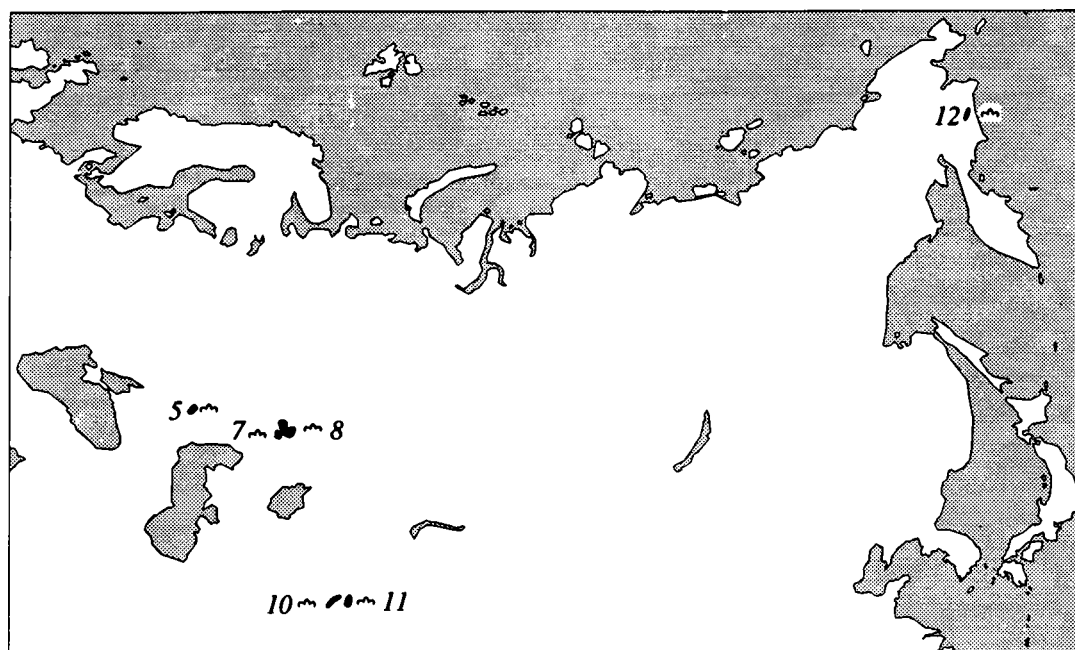


Рис. 9. Артинские рифы и другие органогенные постройки. Условные обозначения см. на рис. 7.

доминирующие каркасостроители. Если значение водорослей всегда было достаточно высоким, то строматопороидеи и кораллы играли важную роль только в силуре и девоне. Из первого примера (рис. 1 - 3, ашгилл - лландовери - венлок), следует, что по мере усиления трансгрессии значение книдарий как каркасостроителей увеличивалось. Это можно объяснить возникновением многочисленных мелких платформ на шельфе, т.е. благоприятных экологических ниш для обитания кораллов. Прямо противоположная картина наблюдается на примере среднего палеозоя (рис. 4 - 6; живетский - франский - фаменский века), когда отступление моря постепенно приводило к почти полному исчезновению областей, благоприятных для обитания кораллов. В девоне, в период наиболее широкого распространения теплых мелководных эпиконтинентальных морей, роль книдарий как рифостроителей, была наиболее значительной. Что же касается позднего палеозоя, то здесь подобных закономерностей отчетливо проследить не удастся — рифостроителями выступали водоросли и в меньшей степени мшанки. При составлении карт

использованы материалы коллектива авторов (Рифогенные и сульфатоносные формации ..., 1990).

Авторы благодарны за помощь в работе Н.В. Бочкаревой и Е.В. Злоказовой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Рифогенные и сульфатоносные формации фанерозоя СССР. М.: Недра, 1990. 291 с.
- Ahr W.M. Paleoenvironment, algae structures and fossil algae in the Upper Cambrian of Central Texas // *J. Sediment. Petrolog.* 1971. V. 71. P. 205 - 216.
- Birenheide R. Siedlungs- und Wuchsformen mitteldevonischer Korallen aus der Eifel // *Natur und Museum.* 1962. Bd. 52. № 1. S. 21 - 28.
- Cuffey K.J. Expanded reef-rock textural classification and the geologic history of bryozoans reefs // *Geology.* 1985. V. 13. P. 307 - 310.
- Lecompte M. Les stromatoporoids du dévonien moyen et supérieur du bassin de Dinant // *Mém. Inst. Roy. sci. natur. Belge.* 1952. V. 117. P. 216 - 359.
- Lovelock F.E., Margulis L. Atmospheric homeostasis by and for the biosphere: the Gaia hypothesis // *Tellus.* 1973. № 26. P. 1 - 10.

УДК 551.7:564.5

ОСНОВНЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЦЕФАЛОПОД В ПАЛЕОЗОЕ

© 1994 г. И. С. Барсков*, М. Ф. Богословская*, Ф. А. Журавлева*, Г. Н. Киселев**,
Л. Ф. Кузина*, Т. Б. Леонова*, В. Н. Шиманский*, С. В. Яцков

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

**Санкт-Петербургский государственный университет, кафедра Палеонтологии,
199178 Санкт-Петербург, 16-я линия, 29, Россия

Поступила в редакцию 26.01.93 г.

В качестве филогенетических событий рассматриваются морфологические новоприобретения в строении раковины, послужившие отправными точками в дифференциации цефалопод на таксоны высокого ранга (подклассы, отряды, надсемейства). В развитии наутилоидных цефалопод основные морфологические новшества: формирование внутрисифонных и камерных отложений, свернутость раковины, трукция апикальной части фрагмокона, образование суженного устья – связаны с совершенствованием способов ориентированного положения в воде. У свернутых аммонойд важнейшими морфологическими преобразованиями были изменения в строении лопастной линии: различные варианты усложнения первичных лопастей – вентральной, умбональной и латеральной. Функциональное значение этих преобразований остается неясным, но признание одинаковой значимости изменений в первичных лопастях потребует пересмотра системы палеозойских аммонойд в ранге подотрядов.

Работа представляет собой продолжение исследований, первые результаты которых опубликованы (Барсков, Богословская и др., 1993). Исходные материалы дополнены ревизованными данными Т.Б. Леоновой по пермским аммонойдам, В.Н. Шиманского, Ф.А. Журавлевой и Г.Н. Киселева по неаммонойдным цефалоподам карбона, девона и силура (рис. 1). Основные выводы прежней работы о динамике родового разнообразия и интерпретация его изменений остались прежними. Историческое развитие неаммонойдных цефалопод освещено в работах ряда исследователей (Барсков, 1989; Журавлева, 1972; Основы палеонтологии, 1962; Шиманский, 1989; Шиманский, Журавлева, 1961; Treatise on invertebrate paleontology, 1964; Teichert, 1967).

В настоящей работе дается анализ морфологических новоприобретений, которые явились отправными точками новых направлений в историческом развитии группы (филогенетические события). В таксономическом отношении это выражается в обособлении систематических групп высокого ранга от надсемейства до подкласса.

Событиями самого крупного масштаба являются: 1) возникновение цефалопод как самостоятельного класса моллюсков; 2) возникновение аммонойд; 3) приобретение внутрيراковинности, что происходило, вероятно, неоднократно и характеризует, по-видимому, таксоны различного ранга. Здесь эта проблема не рассматривается.

Формирование плана строения цефалопод связано с образованием у исходно бентосных полза-

ющих форм с организацией, сходной с таковой моноплакофор, фрагмокона, который использовался в качестве инструмента, позволяющего регулировать плавучесть. Это обеспечило переход в новую среду обитания – в пелагиаль. На начальном этапе, до появления аммонойд, основные морфологические новоприобретения заключались в интенсификации процесса регулирования плавучести и в изменениях формы и строения раковины и сифона, которые отражали различные способы поддержания ориентированного положения в воде. Об интенсификации способа регулирования плавучести можно судить лишь косвенным путем. Морфологическим свидетельством специализации задней части тела животного, примыкающего к фрагмокону, с превращением его в специализированный орган, обеспечивающий функционирование фрагмокона как газово-жидкостного поплавка, является, по-видимому, утонение твердой оболочки сифона и уменьшение его диаметра. Эта морфологическая тенденция отчетливо проявляется во всех группах цефалопод при сравнении их ранних и поздних представителей. По-видимому, существовал и другой, экстенсивный, путь усиления обменной деятельности сифона за счет увеличения поверхности сифонного эпителия. Морфологически это выражалось в формировании радиальных структур сифона. Этот путь в истории цефалопод был использован неоднократно (отряды Oncocerida, Discosorida и др.).

Возникновение же различных вариантов поддержания ориентированного положения в воде

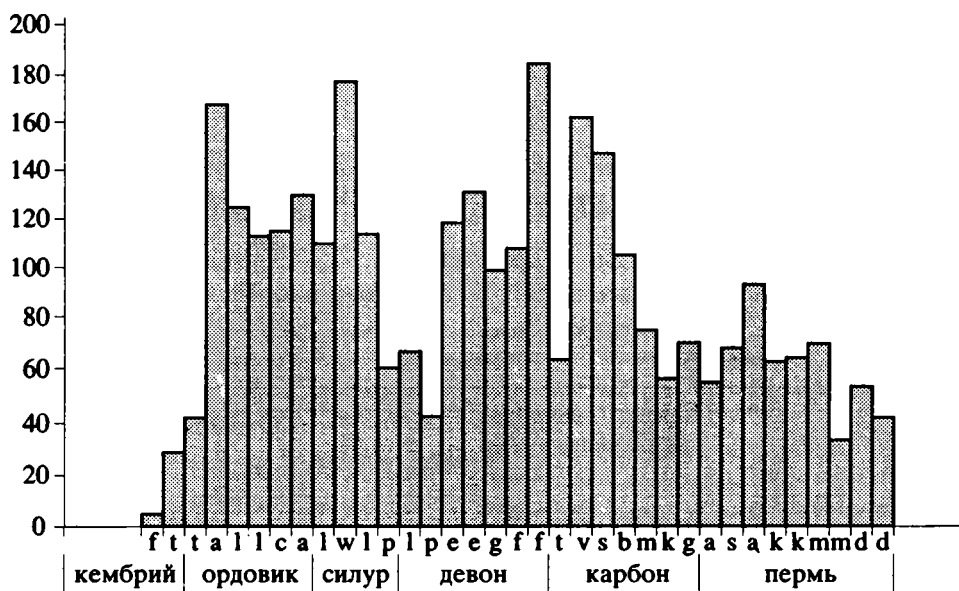


Рис. 1. Родовое разнообразие цефалопод в палеозое. По оси ординат – количество родов; по оси абсцисс – ярусы. Кембрий: f – франкон, t – тремпило; ордовик: t – тремадок, a – арениг, l – лланвирн, l – лландейло, c – карадок, a – ашгил; силур: l – лландовери, w – венлок, l – лудлов, p – пржидол; девон: l – лохков, p – прага, e – эмс, e – эйфель, g – живет, f – фран, f – фамен; карбон: t – турне, v – визе, s – серпухов, b – башкир, m – москва, k – касимов, g – гжель; пермь: a – ассель, s – сакмара, a – артинский, k – кунгур, k – куберганда, m – мургаб, m – мидий, d – джюльфа, d – дорашам.

стало действительно отправными точками, определившими диверсификацию цефалопод в высоком таксономическом ранге. Можно выделить несколько способов стабилизации раковины и тела в ориентированном положении. 1). Образование отложений внутри оболочки сифона. 2). Образование отложений внутри камер фрагмокона. Оба эти способа особенно эффективны для форм с прямой раковиной, хотя они имеют смысл и для эндогастрических и, в меньшей степени, для экзогастрических форм. 3). Сворачивание раковины в плоскую спираль; это один из наиболее эффективных способов разрешения проблемы стабилизации раковины, при котором достигается совмещение центров плавучести и тяжести, животное находится постоянно в безразличном равновесии, что позволяет занимать любое положение относительно дна (или поверхности воды) при минимальных затратах. 4). Усечение задней части фрагмокона; это приводит к сближению центров тяжести и плавучести. 5). Образование суженного или закрытого устья; это имеет адаптивный смысл для форм, ориентированных в гипостомном положении и использующих раковину как пассивный поплавок. Упомянутые типы стабилизации раковины изображены на рис. 2. Возникновение того или иного способа стабилизации раковины у различных представителей исходного предкового отряда цефалопод *Ellesmerocerida* привело к отделению таксонов отрядного ранга.

Первое событие – обособление отряда *Endocerida*, характеризовавшегося появлением

внутрисифонных отложений – эндоконов, которые уравнивали задний конец длинноконической прямой раковины, обеспечивая плавание в горизонтальном положении вентральной стороной вниз.

Второе морфологическое событие связано со сворачиванием раковины в плоскую спираль – возникновение отряда *Tarphycerida*.

Третье событие – практически одновременное обособление от эллесмероцерид целого “пучка” таксонов высокого ранга, каждый из которых реализовал свой собственный тип стабилизации раковины и их сочетание. Возникновение отряда *Actinocerida* связано с образованием отложений внутри сифона, но на иной, чем у эндоцерид стадии специализации сифона, как органа управления плавучестью, что морфологически выражалось в другом строении оболочки сифона, а именно: на базе более тонких, выпуклых соединительных колец. У актиноцерид образовывались также и камерные отложения, но основную функцию стабилизации несли несомненно внутрисифонные.

В большей мере функцию стабилизации играли камерные отложения у представителей отряда *Orthocerida*, и хотя у некоторых семейств образовывались также небольшие отложения внутри сифона, именно камерные отложения обеспечили исходно морфологическую самостоятельность ортоцерид.

Внутрисифонные и камерные отложения характерны для представителей двух других отрядов

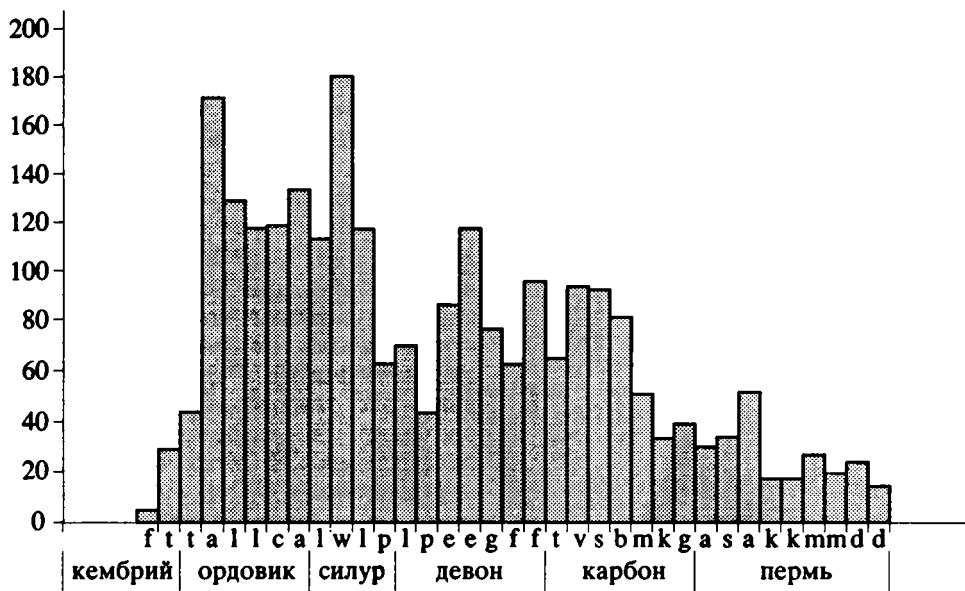


Рис. 2. Родовое разнообразие наутилоидных цефалопод в палеозое. Обозначения как на рис. 1.

Pseudorthocerida и *Dissidocerida*. Первый из них по своей морфологии занимает как бы промежуточное положение между актиноцеридами и ортоцеридами, обладая более развитыми внутрисифонными отложениями, чем у ортоцерид, сопоставимыми с отложениями актиноцерид, и строением оболочки сифона, близким к строению таковой у ортоцерид. Отряд *Dissidocerida* по форме внутрисифонных отложений несколько напоминает эндоцерид, однако строение оболочки сифона сближает его с псевдортоцеридами.

Таким образом, по крайней мере, четыре крупных таксона не ниже отрядного ранга (а актиноцериды и эндоцериды выделяются в качестве самостоятельных подклассов) независимо использовали в качестве основного способа стабилизации раковины внутрисифонные отложения. К этому же времени или несколько позже приурочено и первое возникновение трукции заднего конца раковины. Усечение апикальной части фрагмонта как средство сближения центров плавучести и тяжести наиболее эффективно для форм с прямой раковиной. Это привело к отделению от ортоцерид отряда *Ascocerida*. Тенденция к избавлению от апикального конца фрагмонта проявляется в развитии ортоцерид, еще по крайней мере два раза, однако таксономический ранг этих преобразований принимается более низким (семейство *Sphooceratidae* в силуре, семейство *Brachyscloceatidae* в карбоне).

Другую группу морфологически сходных таксонов составляют одновременно возникшие отряды *Oncocerida* и *Discosorida*. Исходно это формы, имевшие согнутую, циртоцераконовую раковину — экзогастрически у первых и эндогастрически — у вторых. Согнутая раковина уже чисто конструк-

тивно способствует положению, близкому к гипостомному, ограничивая функционирование ее в виде более или менее пассивного поплавка. Это делает необязательным развитие дополнительных механизмов ориентировки раковины, хотя у некоторых форм они проявляются в виде внутрисифонных и камерных отложений у дискосорид и очень редких камерных отложений — у онкоцерид. Однако, по-видимому, основу стабилизации раковины у этих отрядов составляет как бы отказ от дополнительных механизмов стабилизации. Естественным следствием этого явилась преимущественно гипостомная ориентировка раковины и, как ее закономерное развитие, образование суженного и закрытого устья. Эта морфологическая тенденция, проявившаяся в обоих отрядах (в большей мере у онкоцерид), реализовалась уже в силуре, и выделяется в качестве отдельного четвертого морфологического события.

Последним, пятым морфологическим событием доаммоидного этапа развития цефалопод было повторение тенденции к свертыванию раковины. Она была реализована одновременно в двух филогенетических ветвях и привела к обособлению от согнутых экзогастрически онкоцерид — отряда *Nautilida* и от прямых бактритид — подкласса аммоноидей. Этим практически были исчерпаны "поиски" цефалоподами оптимальной формы раковины, функционирующей как газово-жидкостный гидростатический аппарат.

Подводя итог доаммоидному этапу, следует отметить следующее. Практически все морфологические новшества были реализованы на ранних этапах развития класса — в раннем ордовике и в начале среднего ордовика (рис. 3). Именно тогда возникло девять (*Endocerida*, *Orthocerida*, *Tarphycerida*,

Actinocerida, Discosorida, Pseudorthocerida, Dissidocerida, Oncocerida, Ascocerida) из одиннадцати общепризнанных отрядов неаммоноидных цефалопод. Исходный отряд Ellesmerocerida появился в позднем кембрии, а Nautilida – единственный постордовикский отряд. Отряд Bactritida – родоначальник аммоноидей, – по-видимому, тоже по происхождению раннеордовикский.

Обретение аммоноидеями самостоятельного таксономического статуса связано практически с единственным морфологическим приобретением –

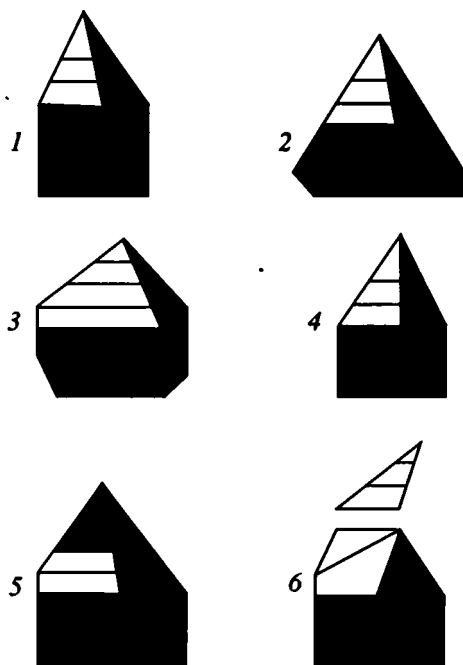


Рис. 3. Схематическое изображение основных морфологических событий среди наутилоидных цефалопод.

1 – образование внутрисифонных отложений, 2 – образование короткоконической раковины (пассивный поплавок), 3 – образование суженного устья, 4 – образование фрагмокона, 5 – образование камерных отложений, 6 – трункация апикального конца раковины.

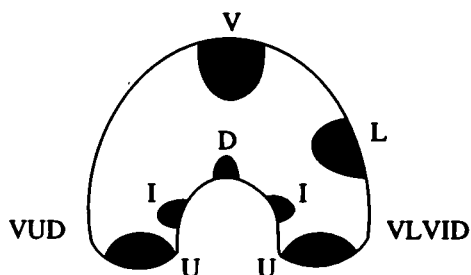


Рис. 4. Схематическое изображение поперечного сечения оборота раковины аммоноидей. Обозначение основных первичных лопастей: D – дорсальная, I – внутренняя, L – латеральная, U – умбональная, V – вентральная. Справа – расположение лопастей и формула первичной лопастной линии L-ветви, слева – U-ветви.

образованием планоспиральной раковины из прямой или согнутой бактриитоидей. Это была третья попытка в эволюции цефалопод использования такого удачного с точки зрения гидростатики морфологического новшества. Но только эта попытка стала важнейшим событием в истории развития цефалопод, в результате которого обособилась группа, превысившая в своем разнообразии все ранее возникавшие и возникшие позже группы. Крупные филогенетические последствия, по-видимому, были предопределены особенностями строения предков и, возможно, их экологической специализацией. Основная особенность бактриитов – это тонкий сифон, прилежавший к стенке раковины. В результате, перегородочная линия на вентральной стороне прерывалась, образуя некальную лопасть (у аммоноидей она стала называться вентральной), а на боковых сторонах сформировалась всебоковая, омнилатеральная лопасть. Здесь и далее терминология элементов лопастной линии и ее формулы даны по В.Е. Руженцеву (1960).

Морфология раковины палеозойских аммоноидей достаточно разнообразна; практически все варианты в скорости расширения оборотов и в степени их объемности, выявленные Д. Раупом (Raup, 1966; 1967), были ими реализованы. Однако главные преобразования, обеспечившие быструю эволюцию и необычайное разнообразие аммоноидей в палеозое, происходили в перегородке. Основным направлением стала изначально заложенная тенденция усложнения лопастной линии – увеличение числа лопастей и их расчленение. Узловые моменты в этой тенденции, определявшие появление кардинально новых направлений морфологических изменений и приводившие к крупным филогенетическим последствиям (обособлению таксонов высокого ранга современной систематики аммоноидей) называются в дальнейшем морфологическими событиями. Их типификация дана с учетом тех частей перегородки (U-событие, L-событие и т.д.), в которых происходили изменения (рис. 4).

При своем возникновении аммоноидей унаследовали от предков лопастную линию с простой вентральной и омнилатеральной лопастями (по принятой терминологии она обозначается условной формулой VO). Практически одновременно, в связи с соприкосновением оборотов сформировалась дорсальная лопасть D и формула приобрела вид VO : D. Это – первое событие, которое привело к обособлению подотряда Agoniatitina, древнейшего в отряде Anarcestida. Возникшее, по-видимому, в это же время еще одно новшество – трехчленное деление вентральной лопасти, послужившее основанием для выделения подотряда Auguritina (исходная формула $(V_2V_1V_2)O : D$) не привело к каким-либо заметным филогенетическим последствиям и не получило дальнейшего развития.

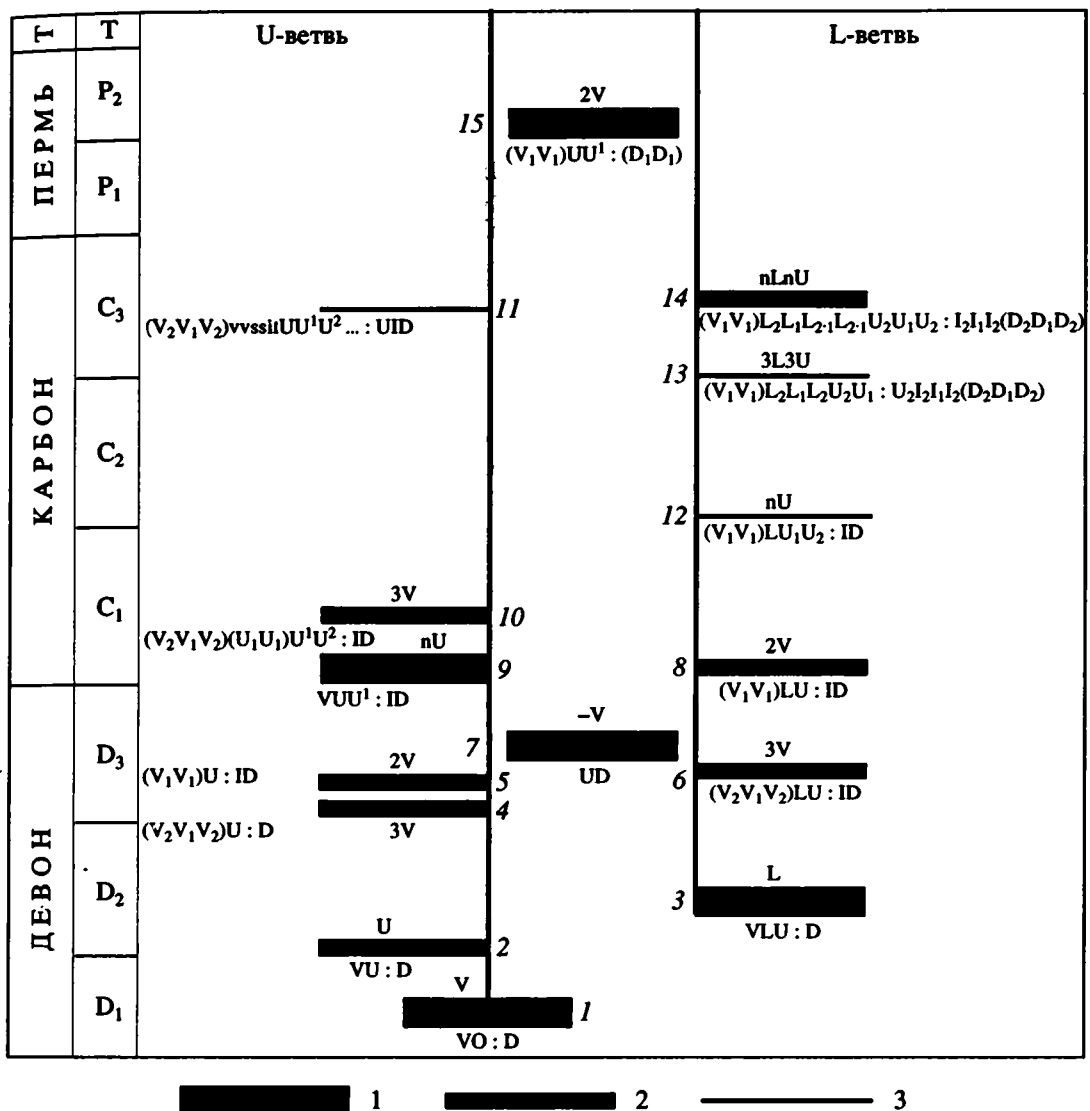


Рис. 5. Основные морфологические события в истории палеозойских аммоноидей.

1 – отряды, 2 – подотряды, 3 – надсемейства; 1 – 15 – порядковые номера событий.

Второе событие (U-событие) – преобразование широкой омнилатеральной лопасти агониатитин в умбональную. Возник подотряд *Anarcesatina* с исходной формулой $VU : D$, и обозначилось отделение одной из двух основных палеозойских филогенетических ветвей – U-ветви. Кардинальные изменения в перегородке, неоднократно возникавшие в ходе исторического развития, приводили к появлению разных направлений усложнения лопастной линии, обособлению крупных таксонов (рис. 5).

Третье событие (L-событие) – появление латеральной лопасти между вентральной и умбональной. Таксономически это обособление подотряда *Tornocerasatina* с исходной формулой $VLU : D$ – древнейшего в отряде *Goniatitida*. Оно начинает вторую филогенетическую ветвь (L-ветвь, соот-

ветствующую отряду *Goniatitida*, если принимать современную классификацию аммоноидей). Преобразования перегородки в этой ветви не дали таких крупных филогенетических последствий, как в U-ветви, хотя достигнутые результаты усложнения лопастной линии иногда превосходили таковые в последней.

В дальнейшем, в каждой из двух основных филогенетических ветвей (U-ветви и L-ветви) усложнение перегородки происходило сходным образом, но в разное время, и не всегда это имело одинаковые таксономические последствия.

Четвертое событие (3V-событие) – это появление в U-ветви трехраздельной вентральной лопасти, отделение подотряда *Gerphugocerasatina* с исходной формулой $(V_2V_1V_2)U : D$. Такое расчленение лопасти V привело к появлению новых

элементов лопастной линии: вначале внутренней боковой лопасти I, затем дополнительных умбо-нальных. Несмотря на высокие темпы эволюции, в результате чего общее число лопастей возросло до 54, бесспорного продолжения данное направление не получило.

Следующее по времени пятое событие, отмечаемое в U-ветви и именуемое 2V-событием, привело к возникновению очень небольшого по объему подотряда *Timaposagatina* с исходной формулой $(V_1V_1)U : ID$; подотряд просуществовал недолго и бесследно исчез.

Шестое событие (3V-событие) произошло в L-ветви и характеризовалось появлением трехраздельной вентральной лопасти. Сходное с четвертым событием в U-ветви, оно, в отличие от последнего, не получило развития. Обособившийся подотряд *Praglyphiosagatina* с исходной формулой $(V_2V_1V_2)LU : ID$ эволюционировал медленно в течение очень непродолжительного времени.

Беспрецедентным было седьмое событие (-V-событие). Морфологически оно выразилось в перемещении сифона с вентральной стороны на дорсальную и в коренной перестройке перегородки. Таксономически данное событие отражает отделение отряда *Clumeniida*. Вначале исчезла вентральная лопасть и формула лопастной линии приобрела вид UD (подотряд *Clumeniina*). Позднее лопасть V появилась вновь, но не в связи с вентральным положением сифона. При этом наблюдается как бы возврат к исходной для аммоноидей лопастной линии с формулой $VU : D$ (подотряд *Gonioclumeniina*). На базе этих лопастных линий за короткий срок проявились все ранее отмеченные способы усложнения V и U лопастей, а также происходили упрощения, вплоть до исчезновения вентральной и дорсальной лопастей. За короткое время своего существования (фамен) климени, дав большую вспышку разнообразия, вымерли, не оставив потомков (Богословский, 1969).

Восьмое событие (2V-событие) отмечается в L-ветви и относится к числу наиболее важных. С ним связано отделение подотряда *Goniatiina* с исходной формулой $(V_1V_1)LU : ID$. Двойное расчленение вентральной лопасти повлекло за собой многие изменения в перегородке, которые на первом этапе происходили лишь в рамках исходных восьми лопастей и не меняли исходную формулу. Более кардинальные преобразования, происходившие за счет формирования дополнительных лопастей и их расчленения, обуславливались последующими событиями (Руженцев, Богословская, 1978; Kullmann, 1981).

Девятое событие (nU-событие) произошло в U-ветви практически одновременно с восьмым в L-ветви, это обособление отряда *Prolescapitida* с исходной формулой $VUU^1 : ID$. Появление в исходной лопастной линии второй умбо-нальной лопасти, по-видимому, определило основное на-

правление усложнения перегородки – увеличение числа простых умбо-нальных лопастей, мигрирующих на первом этапе только на наружную сторону, а в дальнейшем и на внутреннюю.

Десятое событие (3V/2U-событие) в U-ветви – отделение подотряда *Medlicottiina* с исходной формулой $(V_2V_1V_2)(U_1U_1)U^1U^2 : ID$. Одновременное возникновение в лопастной линии трехраздельной вентральной лопасти и двураздельной первой умбо-нальной лопасти легло в основу выделения подотряда. Двойное деление первой умбо-нальной лопасти просматривается у всех представителей подотряда, но иногда лишь на ранних стадиях онтогенеза. На первом этапе усложнение пошло в сторону увеличения числа умбо-нальных лопастей с расчленением их основания. Начало второго этапа определяется одиннадцатым, s-событием – появлением принципиально нового, не известного ранее способа усложнения перегородки путем развития адвентивных лопастей в наружном седле. Отделилось успешно эволюционировавшее семейство *Medlicottiidae* с исходной формулой $(V_2V_1V_2)vvssllUU^1U^2 \dots : \dots UID$.

Двенадцатое событие (nU-событие) отмечается в L-ветви. Впервые в истории *Goniatiina* изменения в перегородке вышли за рамки восьми лопастей. Умножение числа лопастей осуществлялось за счет возникновения умбо-нальных лопастей, что определило обособление надсемейства *Schistocerataceae* с исходной формулой $(V_1V_1)LU_1U_2 : ID$. В дальнейшем гониатиты неоднократно умножали число лопастей и при этом разными способами. Последние иногда повторялись, но возникали на разных этапах общего развития и использовались для обоснования выделения таксонов более низкого, чем подотряд ранга. Среди множества способов усложнения перегородки, отмечаемых после nU-события, представляется целесообразным отметить два, которые привели к появлению форм с самыми сложными лопастными линиями, известными у палеозойских аммоноидей.

Один из этих способов, связываемый с тринадцатым событием (3L3U-событие), обусловил отделение надсемейства *Marathonitaceae* с исходной формулой $(V_1V_1)(L_2L_1L_2)U_2U_1 : L_2(I_2I_1I_2)D$. Тройное деление первичных лопастей L, U и I повлекло за собой усложнение лопастной линии в сторону сильного расчленения всех лопастей, без появления новых элементов. Морфологически близким было четырнадцатое событие (nLnU-событие), в результате которого обособилось надсемейство *Cyclolobaceae* с исходной формулой $(V_1V_1)L_2L_1L_2 \cdot L_2 \cdot U_2U_1U_2 : I_2I_1I_2(D_2D_1D_2)$. В отличие от тринадцатого события в рассматриваемом была заложена тенденция к умножению всех лопастей. В результате появились формы с 58 - 60 лопастями, расчлененность которых сравнивалась с таковой сложнолопастных мезозойских аммоноидей (Богословская, 1990).

Последним, пятнадцатым событием в палеозойской истории аммоноидей стало появление двураздельной вентральной лопасти и зазубренности в основании V и U лопастей на базе лопастной линии, характерной для древних пролекантитид. Таксономически это выразилось в обособлении отряда *Ceratitida*, самого древнего его подотряда *Paraceltina* с исходной формулой $(V_1V_1)UU^1 : (D_1D_1)$.

Наиболее важные из морфологических событий среди аммоноидей связаны с возникновением и преобразованием первичных наружных лопастей V, U и L. Частота и время проявления таких преобразований в первичных лопастях находились в прямой зависимости от времени возникновения последних. Раньше всех и чаще всего происходили изменения в самой древней лопасти, вентральной, причем характер изменений неоднократно повторялся. Лопасть U впервые стала на путь умножения вскоре после своего возникновения. Изменения в самой поздней лопасти L, долгое время оставшейся весьма консервативной, знаменуют начало второго этапа развития этой эволюционной линии. Таксономическая оценка основных рассмотренных филогенетических событий в современной системе аммоноидей неравнозначна (Богословская и др., 1990). Если следовать логике выделенных выше филогенетических событий и придавать сопоставимое таксономическое значение равнозначным событиям, то становится очевидной необходимость пересмотра классификации аммоноидей в ранге отрядов и подотрядов. Так, должно найти свое отражение в системе разделение палеозойских аммоноидей на "U-ветвь" и "L-ветвь". По-видимому, более высокой таксономической оценки заслуживают события, связанные с изменениями в латеральной лопасти у гониатитин и в наружном седле у медликоттиин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барсков И.С. Морфогенез и экогенез палеозойских цефалопод. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 161 с.
- Барсков И.С., Богословская М.Ф., Кузина Л.Ф., Журавлева Ф.А., Шиманский В.Н., Яцков С.В. Динамика изменения родового разнообразия и экологической структуры цефалопод (кембрий - карбон) // Экологические перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. 1993. М.: Недра (в печати).
- Богословский Б.И. Девонские аммоноидеи. I. Агоннатиты. М.: Наука, 1969. 341 с.
- Богословская М.Ф. Основные пути развития и классификация позднепалеозойских аммоноидей *Marathonitaceae* и *Cyclolobaceae* // Ископаемые цефалоподы. М.: Наука, 1990. С. 70 - 86.
- Богословская М.Ф., Михайлова И.А., Шевырев А.А. Система аммоноидей // Систематика и филогения беспозвоночных. М.: Наука, 1990. С. 69 - 98.
- Журавлева Ф.А. Девонские наутилоидеи. Отряд *Discosorida*. М.: Наука, 1972. 320 с.
- Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов и геологов СССР. Моллюски. Головоногие. I. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 438 с.
- Руженцев В.Е. Принципы систематики, система и филогения палеозойских аммоноидей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 331 с.
- Руженцев В.Е., Богословская М.Ф. Намюрский этап в эволюции аммоноидей. Поздненамюрские аммоноидеи. М.: Наука, 1978. 339 с.
- Шиманский В.Н. События в историческом развитии цефалопод // Основные события исторического развития цефалопод. Деп. ВИНТИ. 27.03.1989. № 2042-В29. С. 2 - 38.
- Шиманский В.Н., Журавлева Ф.А. Основные вопросы систематики наутилоидей и родственных им групп. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 176 с.
- Kullmann J. Carboniferous goniatites // *The Ammonoidea*. L.-N.Y.: Acad. press, 1981. P. 37 - 48.
- Raup D.M. Geometric analysis of shell coiling: general problems // *J. Paleontol.* 1966. V. 40. № 6. P. 1178 - 1190.
- Raup D.M. Geometric analysis of shell coiling: coiling in ammonoids // *J. Paleontol.* 1967. V. 41. № 1. P. 43 - 65.
- Teichert C. Major features of cephalopod evolution. Essays in paleontology and stratigraphy // Raymond C. Moore commemorative volume. Univ. Kansas, Dept. Geol. Spes. Publ. 2. 1967. P. 162 - 210.
- Treatise on invertebrate paleontology. Pt. K. Geol. Soc. Am. Univ. Kansas Press, 1964. 519 p.

элементов лопастной линии: вначале внутренней боковой лопасти I, затем дополнительных умбональных. Несмотря на высокие темпы эволюции, в результате чего общее число лопастей возросло до 54, бесспорного продолжения данное направление не получило.

Следующее по времени пятое событие, отмечаемое в U-ветви и именуемое 2V-событием, привело к возникновению очень небольшого по объему подотряда *Timaposceratina* с исходной формулой $(V_1V_1)U : ID$; подотряд просуществовал недолго и бесследно исчез.

Шестое событие (3V-событие) произошло в L-ветви и характеризовалось появлением трехраздельной вентральной лопасти. Сходное с четвертым событием в U-ветви, оно, в отличие от последнего, не получило развития. Обособившийся подотряд *Praeglyphosceratina* с исходной формулой $(V_2V_1V_2)LU : ID$ эволюционировал медленно в течение очень непродолжительного времени.

Беспрецедентным было седьмое событие (-V-событие). Морфологически оно выразилось в перемещении сифона с вентральной стороны на дорсальную и в коренной перестройке перегородки. Таксономически данное событие отражает отделение отряда *Clumeniida*. Вначале исчезла вентральная лопасть и формула лопастной линии приобрела вид UD (подотряд *Clumeniina*). Позднее лопасть V появилась вновь, но не в связи с вентральным положением сифона. При этом наблюдается как бы возврат к исходной для аммоноидей лопастной линии с формулой $VU : D$ (подотряд *Gonioclumeniina*). На базе этих лопастных линий за короткий срок проявились все ранее отмеченные способы усложнения V и U лопастей, а также происходили упрощения, вплоть до исчезновения вентральной и дорсальной лопастей. За короткое время своего существования (фамен) климении, дав большую вспышку разнообразия, вымерли, не оставив потомков (Богословский, 1969).

Восьмое событие (2V-событие) отмечается в L-ветви и относится к числу наиболее важных. С ним связано отделение подотряда *Goniaticina* с исходной формулой $(V_1V_1)LU : ID$. Двойное расчленение вентральной лопасти повлекло за собой многие изменения в перегородке, которые на первом этапе происходили лишь в рамках исходных восьми лопастей и не меняли исходную формулу. Более кардинальные преобразования, происходившие за счет формирования дополнительных лопастей и их расчленения, обуславливались последующими событиями (Руженцев, Богословская, 1978; Kullmann, 1981).

Девятое событие (nU-событие) произошло в U-ветви практически одновременно с восьмым в L-ветви, это обособление отряда *Prolescapitida* с исходной формулой $VUU^1 : ID$. Появление в исходной лопастной линии второй умбональной лопасти, по-видимому, определило основное на-

правление усложнения перегородки – увеличение числа простых умбональных лопастей, мигрирующих на первом этапе только на наружную сторону, а в дальнейшем и на внутреннюю.

Десятое событие (3V/2U-событие) в U-ветви – отделение подотряда *Medlicottiina* с исходной формулой $(V_2V_1V_2)(U_1U_1)U^1U^2 : ID$. Одновременное возникновение в лопастной линии трехраздельной вентральной лопасти и двураздельной первой умбональной лопасти легло в основу выделения подотряда. Двойное деление первой умбональной лопасти просматривается у всех представителей подотряда, но иногда лишь на ранних стадиях онтогенеза. На первом этапе усложнение пошло в сторону увеличения числа умбональных лопастей с расщеплением их основания. Начало второго этапа определяется одиннадцатым, s-событием – появлением принципиально нового, не известного ранее способа усложнения перегородки путем развития адвентивных лопастей в наружном седле. Отделилось успешно эволюционировавшее семейство *Medlicottiidae* с исходной формулой $(V_2V_1V_2)vvssllUU^1U^2 \dots : UID$.

Двенадцатое событие (nU-событие) отмечается в L-ветви. Впервые в истории *Goniaticina* изменения в перегородке вышли за рамки восьми лопастей. Умножение числа лопастей осуществлялось за счет возникновения умбональных лопастей, что определило обособление надсемейства *Schistocerataceae* с исходной формулой $(V_1V_1)LU_1U_2 : ID$. В дальнейшем гониатиты неоднократно умножали число лопастей и при этом разными способами. Последние иногда повторялись, но возникали на разных этапах общего развития и использовались для обоснования выделения таксонов более низкого, чем подотряд ранга. Среди множества способов усложнения перегородки, отмечаемых после nU-события, представляется целесообразным отметить два, которые привели к появлению форм с самыми сложными лопастными линиями, известными у палеозойских аммоноидей.

Один из этих способов, связываемый с тринадцатым событием (3L3U-событие), обусловил отделение надсемейства *Marathonitaceae* с исходной формулой $(V_1V_1)(L_2L_1L_2)U_2U_1 : U_2(I_2I_1I_2)D$. Тройное деление первичных лопастей L, U и I повлекло за собой усложнение лопастной линии в сторону сильного расщепления всех лопастей, без появления новых элементов. Морфологически близким было четырнадцатое событие (nLnU-событие), в результате которого обособилось надсемейство *Cyclolobaceae* с исходной формулой $(V_1V_1)L_2L_1L_2 \cdot L_2 \cdot U_2U_1U_2 : I_2I_1I_2(D_2D_1D_2)$. В отличие от тринадцатого события в рассматриваемом была заложена тенденция к умножению всех лопастей. В результате появились формы с 58 - 60 лопастями, расщепленность которых сравнивалась с таковой сложнолопастных мезозойских аммоноидей (Богословская, 1990).

Последним, пятнадцатым событием в палеозойской истории аммоноидей стало появление двураздельной вентральной лопасти и зазубренности в основании V и U лопастей на базе лопастной линии, характерной для древних пролекантитид. Таксономически это выразилось в обособлении отряда *Ceratitida*, самого древнего его подотряда *Paraceltina* с исходной формулой $(V_1V_1)UU^1 : (D_1D_1)$.

Наиболее важные из морфологических событий среди аммоноидей связаны с возникновением и преобразованием первичных наружных лопастей V, U и L. Частота и время проявления таких преобразований в первичных лопастях находились в прямой зависимости от времени возникновения последних. Раньше всех и чаще всего происходили изменения в самой древней лопасти, вентральной, причем характер изменений неоднократно повторялся. Лопасть U впервые стала на путь умножения вскоре после своего возникновения. Изменения в самой поздней лопасти L, долгое время остававшейся весьма консервативной, знаменуют начало второго этапа развития этой эволюционной линии. Таксономическая оценка основных рассмотренных филогенетических событий в современной системе аммоноидей неравнозначна (Богословская и др., 1990). Если следовать логике выделенных выше филогенетических событий и придавать сопоставимое таксономическое значение равнозначным событиям, то становится очевидной необходимость пересмотра классификации аммоноидей в ранге отрядов и подотрядов. Так, должно найти свое отражение в системе разделение палеозойских аммоноидей на "U-ветвь" и "L-ветвь". По-видимому, более высокой таксономической оценки заслуживают события, связанные с изменениями в латеральной лопасти у гониатитин и в наружном седле у медликоттиин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барсков И.С. Морфогенез и экогенез палеозойских цефалопод. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 161 с.
- Барсков И.С., Богословская М.Ф., Кузина Л.Ф., Журавлева Ф.А., Шиманский В.Н., Яцков С.В. Динамика изменения родового разнообразия и экологической структуры цефалопод (кембрий - карбон) // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. 1993. М.: Недра (в печати).
- Богословский Б.И. Девонские аммоноидеи. I. Агоннатиты. М.: Наука, 1969. 341 с.
- Богословская М.Ф. Основные пути развития и классификация позднепалеозойских аммоноидей *Marathonitaceae* и *Cyclolobaceae* // Ископаемые цефалоподы. М.: Наука, 1990. С. 70 - 86.
- Богословская М.Ф., Михайлова И.А., Шевырев А.А. Система аммоноидей // Систематика и филогения беспозвоночных. М.: Наука, 1990. С. 69 - 98.
- Журавлева Ф.А. Девонские наутилоидеи. Отряд *Discosorida*. М.: Наука, 1972. 320 с.
- Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов и геологов СССР. Моллюски. Головоногие. I. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 438 с.
- Руженцев В.Е. Принципы систематики, система и филогения палеозойских аммоноидей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 331 с.
- Руженцев В.Е., Богословская М.Ф. Намюрский этап в эволюции аммоноидей. Поздненамюрские аммоноидеи. М.: Наука, 1978. 339 с.
- Шиманский В.Н. События в историческом развитии цефалопод // Основные события исторического развития цефалопод. Деп. ВИНТИ. 27.03.1989. № 2042-В29. С. 2 - 38.
- Шиманский В.Н., Журавлева Ф.А. Основные вопросы систематики наутилоидей и родственных им групп. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 176 с.
- Kullmann J. Carboniferous goniatites // *The Ammonoidea*. L.-N.Y.: Acad. press, 1981. P. 37 - 48.
- Raup D.M. Geometric analysis of shell coiling: general problems // *J. Paleontol.* 1966. V. 40. № 6. P. 1178 - 1190.
- Raup D.M. Geometric analysis of shell coiling: coiling in ammonoids // *J. Paleontol.* 1967. V. 41. № 1. P. 43 - 65.
- Teichert C. Major features of cephalopod evolution. Essays in paleontology and stratigraphy // Raymond C. Moore commemorative volume. Univ. Kansas, Dept. Geol. Spes. Publ. 2. 1967. P. 162 - 210.
- Treatise on invertebrate paleontology. Pt. K. Geol. Soc. Am. Univ. Kansas Press, 1964. 519 p.



Эволюция биосферы

УДК 561:551.736.1(569.1)

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИРИИ

© 1994 г. О. П. Ярошенко, И. Баш Имам

*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер. 7, Россия**Сирийская нефтяная компания, г. Дамаск*

Поступила в редакцию 10.10.92 г.

Комплекс миоспор из разрезов скважин Аода-107, Аода-116 и Румелан-6, расположенных на северо-востоке страны, содержит характерные формы, известные в пермо-карбоне, нижней перми Западной Европы, нижней перми Китая, Австралии, Турции, Израиля и перми Ирака, что позволяет отнести его предположительно к раннепермскому возрасту. Отсутствие диагностических форм раннего триаса дает возможность исключить этот возраст из изученных разрезов.

Смешанный состав палинофлоры Сирии, содержащий таксоны, известные в различных палеогеографических областях: Евразийской, Катазиатской и Гондваны свидетельствует об экотонном характере ее и о тесной связи этих областей в раннепермское время. Близкое сходство комплексов разрезов северо-востока Сирии и юга Турции (разрез Хазро) указывает на возможную принадлежность сирийских разрезов южным районам Тетиса, располагавшегося между Евразийским и Африканским континентами.

Палеозойские отложения в Сирии имеют почти повсеместное распространение. Общая мощность их увеличивается с юго-запада на северо-восток по направлению к Месопотамскому краю прогибу, достигая 3 - 5 км.

Стратиграфическое расчленение палеозоя этой территории приведено в работе Т.В. Янкаускаса, С. Талли (1978). На основе изучения ком-

плексов акритарх, хитинозоа, граптолитов, спор и других органических остатков авторами установлены отложения ордовика, силура и карбона. По миоспорам И. Ходжей был определен возраст для пермокарбонных отложений (Khoga, 1985). Ранее тем же автором (Khoga, 1972) были найдены впервые триасовые миоспоры на северо-востоке страны.

Для триасовых отложений позже О.П. Ярошенко (Ярошенко и др., 1982) было выделено несколько комплексов миоспор по скважинам центральных и северо-восточных районов. Последующие палинологические исследования (Ярошенко, Баш Имам, 1989) этих районов позволили выявить палинокомплексы для слоев с характерными миоспорами для следующих подразделений: верхов нижнего - низов среднего триаса, ангийского, ладинского, карнийского, проблематичных норийского и рэт-лейаса, причем два последних из них были определены в разрезах северо-востока. Наиболее древний возраст из перечисленных подразделений падает на отложения самых верхов нижнего - низов среднего триаса, которые были установлены лишь в центральном районе (скв. Вахаб-1). Затем появились данные о присутствии нижнетриасовых отложений в обоих районах, т.е. как в центральном, так и на северо-востоке (Бибешев и др., 1988).

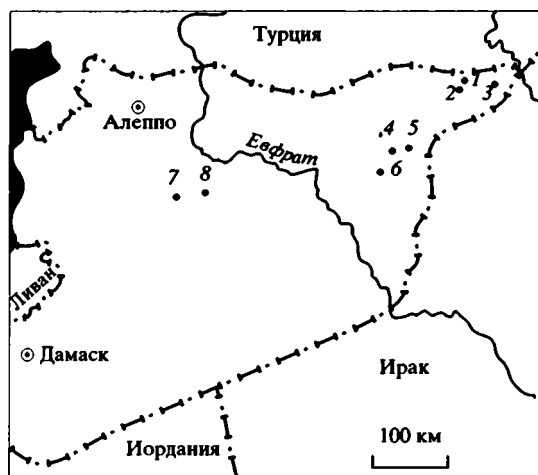


Рис. 1. Схема расположения скважин.

1 – Аода-107, 2 – Аода-116, 3 – Румелан-6, 4 – Джибиси, 5 – Тишрин, 6 – Мааза, 7 – Хабари-1, 8 – Зидан.

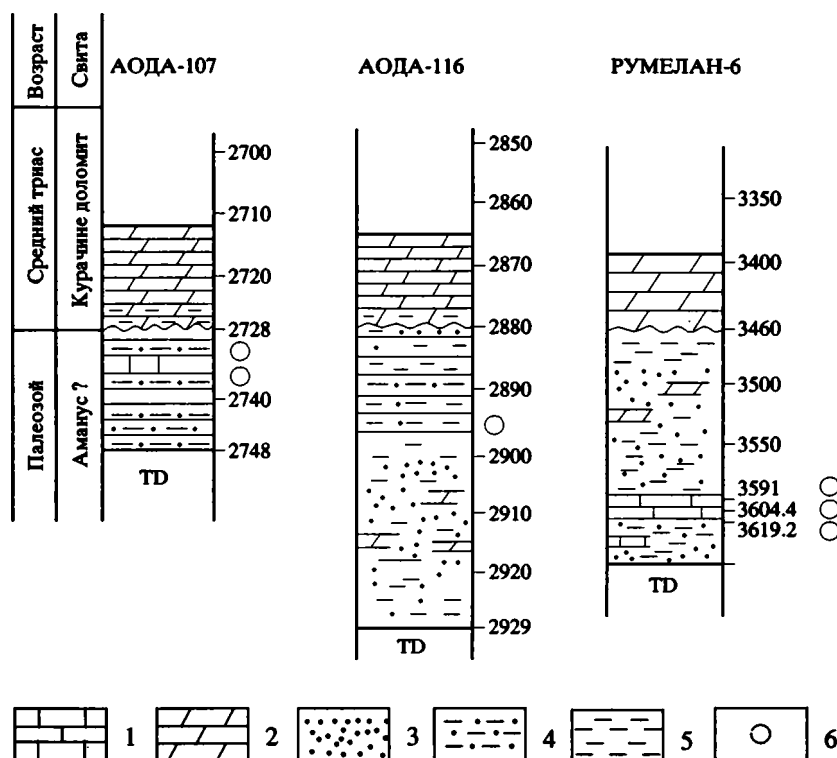


Рис. 2. Корреляция нижнепермских отложений северо-востока Сирии.

1 – известняк, 2 – доломит, 3 – песчаник, 4 – алевритистый аргиллит, 5 – глинистый сланец, 6 – образцы с миоспорами. Масштаб: Аода-107; Аода-116; в 1 см – 10 м Румелан-6; в 1 см – 50 м.

Одним из основных доказательств в пользу раннего триаса изученных отложений приводятся палинологические данные, комплексы которых, по мнению авторов, содержат как формы раннего триаса, так и палеофитные формы. Приведенные палинологические, литологические и другие данные положены И.И. Бебешевым с соавторами (Бебешев и др., 1988) в основу опровержения мнения об отсутствии нижнего триаса на северо-востоке принятого в стратиграфической схеме Сирийской нефтяной компании.

Наличие нижнего триаса на северо-востоке, видимо, полностью исключить нельзя, однако для доказательства присутствия его требуются более убедительные аргументы на материале других скважин, поскольку палинологические данные по разрезам скважин Аода-107 и Аода-116, приведенные в работе (Бебешев и др., 1988), являются недостаточно обоснованными. Свидетельством тому служат результаты изучения нами образцов из тех же интервалов названных скважин, а также дополнительно из разреза скв. Румелан-6, показавших наличие в их палинокомплексах характерных форм для пермо-карбоновых и пермских отложений. На этой основе в настоящей статье дается обоснование пермо-карбоновым или скорее раннепермским возрастам рассматриваемых отложений.

Изученные нами миоспоры из перечисленных выше скважин (рис. 1) происходят из отложений, представленных толщей сероцветных песчаников, переслаивающихся с алевритистыми аргиллитами, которые вверх по разрезу становятся более карбонатными (рис. 2). По таксономическому составу миоспоры, изученные из 6 образцов скважин Аода-107 (глубины 2735 м, 2737 м), Аода-116 (интервал 2896 - 2897.4 м) и Румелан-6 (глубины 3591 м, 3604.4 м, 3619.2 м) близки, поэтому они объединены и описываются как один комплекс. Список встреченных таксонов и их распределение по образцам приведен в таблице. Характерные миоспоры изображены на 6 фототаблицах. В каждом образце в зависимости от насыщенности было подсчитано от 250 до 700 экземпляров миоспор.

Во всех образцах преобладают споры (59.5 - 92)¹ над пылью (8 - 50.5), причем споры представлены как трилетными (21.5 - 66.5), так монолетными (24.5 - 43.5) формами. Среди пылицы определены двумешковые не-стриатные (0.5 - 32.0), стриатные (1.5 - 15.5) и одномешковые (1.5 - 15) формы. Наряду с представителями родов, имеющими широкое стратиграфическое распространение, такими как *Leiotriletes*, *Punctatisporites*, *Calamospora*,

¹ Цифры в скобках обозначают процентное содержание от общего состава миоспор.

Распределение миоспор (в %) в нижнепермских отложениях северо-востока Сирии

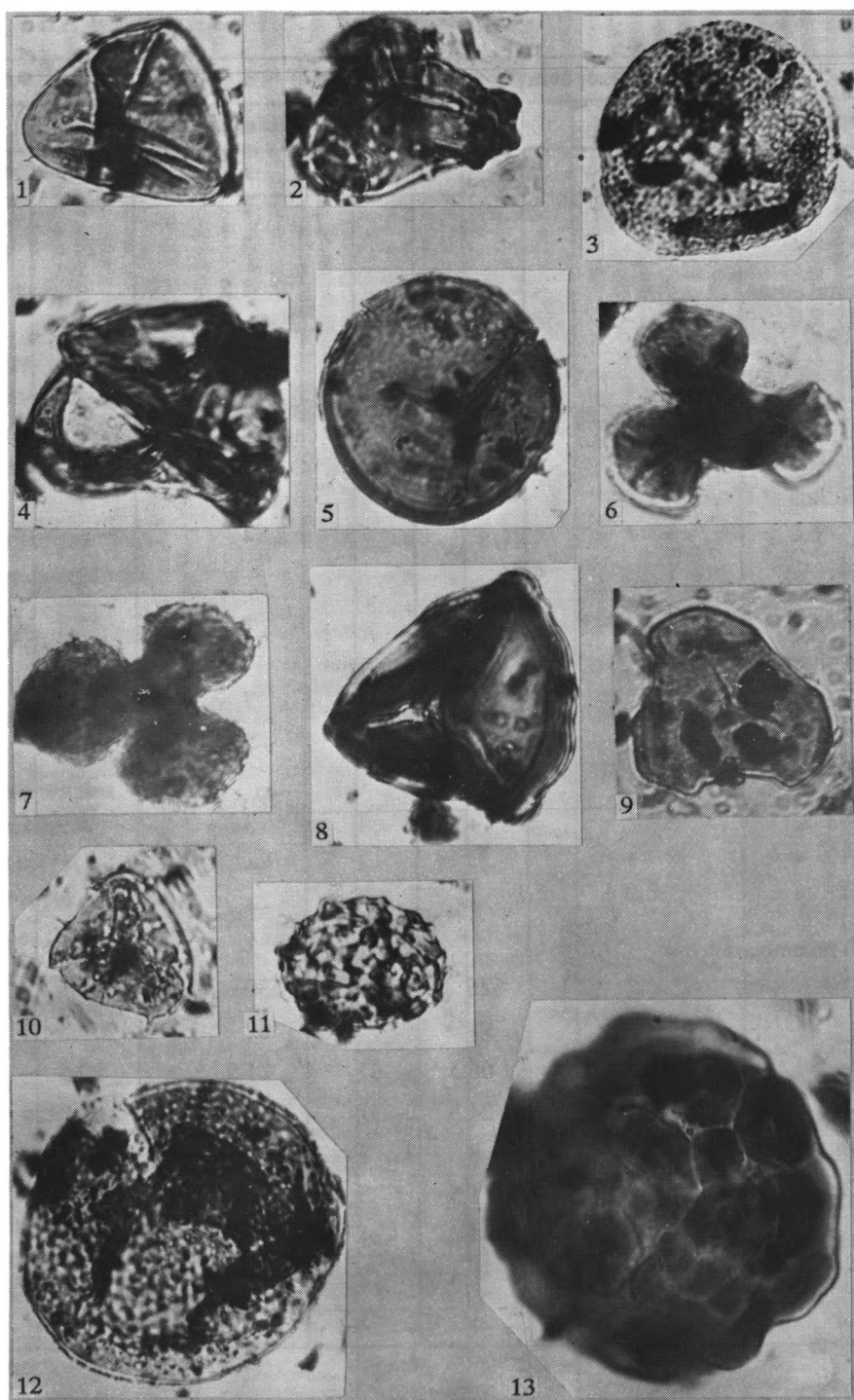
Миоспоры	Скважина, интервал, глубина в м	Аода-107		Аода-116	Румелан-6		
		2735	2737	2896 - 2897.4	3591	3604.4	3619.2
<i>Leiotriletes</i> sp.		18	7.5	2.5	2	4	2
<i>Iraqispora labrata</i>		1	8	+		4	
<i>Iraqispora</i> sp.			2	+			3
<i>Calamospora</i> sp.		0.5	0.5	+	0.5	1	+
<i>Punctatisporites</i> spp.		2	0.5	+	7	10.5	5
<i>Cyclogranisporites</i> spp.		+	0.5	1.5	14	5.5	8.5
<i>Verrucosisporites</i> sp.		+	+	+	1		1
<i>Schopfites lateralis</i>		3	5.5	5			
<i>Lophotriletes</i> sp.			+	0.5			
<i>Concavissimisporites grumulus</i>		20	19.5	3	0.5	2	2.5
<i>Acanthotriletes tereteangulatus</i>		+	0.5			1	
<i>Acanthotriletes</i> sp.		+		+			
<i>Triquitrites iraqiensis</i>		4	3	1.5	1		
<i>Triquitrites</i> sp.		3	+	+			1.5
<i>Stellisporites inflatus</i>		2	2.5			1	
<i>Stellisporites</i> sp.			+	+			
<i>Polymorphisporites ornatus</i>		6	5	3			2
<i>Polymorphisporites</i> sp.		0.5					
<i>Reticulatisporites</i> sp.				+	+	+	
<i>Convolutisporites</i> spp.		1	1.5	0.5	+		
<i>Foveosporites</i> sp.		+					
<i>Stenozonosporites</i> sp.		1.5	+				
<i>Radiizonates</i> cf. <i>R. solaris</i>				0.5			
<i>Radiizonates</i> sp.			+	+	2		
<i>Knoxisporites</i> sp.		4	4.5	1	1.5	1	3.5
<i>Laevigatosporites vulgaris</i>		2	2.5	+		1	2
<i>Punctatosporites</i> spp.		6.5	10	2	1.5	1	8
<i>Tuberculatosporites modicus</i>		3	+	4	14	1	10
<i>Spinisporites</i> sp.		2	2				
<i>Thymospora cicatricosa</i>		1.5	1.5				1
<i>T. pseudothiessenii</i>		1	2	21			
<i>Thymospora</i> sp.		+					
<i>Torisporea laevigata</i>		4	5.5	10	2	4	2.5
<i>T. securis</i>		3.5	4	3.5	11.5	6.5	
<i>T. verrucosa</i>		1	3.5	+	1	19.5	20
<i>Columnisporites</i> sp.		+	+	+			
<i>Vitreisporites</i> sp.		0.5			0.5	0.5	0.5
<i>Alisporites</i> sp.		0.5	0.5	1			
<i>Pinuspollenites thoracatus</i>		0.5	+				
<i>Platysaccus</i> sp.		+		1	5.5		2
<i>Sulcatisporites</i> sp.		+	+	+			
<i>Scheuringipollenites ovatus</i>				1	+	1.5	
<i>Klausipollenites schaubergeri</i>				1		1	

Окончание таблицы

Миоспоры	Скважина, интервал, глубина в м	Аода-107		Аода-116	Румелан-6		
		2735	2737	2896 - 2897.4	3591	3604.4	3619.2
<i>Falcisporites</i> sp.				+			
<i>Pteruchipollenites</i> sp. cf. <i>P. gracilis</i>				1	2		
<i>Disaccites</i> sp.			+	3	24	8	17
<i>Distriatites</i> cf. <i>D. dettmannae</i>				1.5			
<i>Protohaploxylinus</i> sp.		+			+		2
<i>Limitisporites</i> sp.				+			0.5
<i>Lueckisporites</i> sp.					0.5	1	
<i>Striatoabieites multistriatus</i>		4.0	1.5	1			
<i>Hamiapollenites insolitus</i>				5	+	0.5	
<i>Hamiapollenites</i> sp.				4			
<i>Striatites</i> sp.					12	+	
<i>Praecolpatites sinuosus</i>		1.0		+	+		
<i>Pretricolpipollenites bharadwaji</i>					+	+	1
<i>Potonieisporites novicus</i>		1.5	2	7	3.5	8	2
<i>Potonieisporites</i> sp.		+		5	0.5	2	+
<i>Florinites</i> cf. <i>eremus</i>							1
<i>Monosaccites</i> sp.		+	+	3	+	2	
<i>Cycadopites</i> sp.			1	+			
Неопределенные		+	3	+	2	7.5	1.5
<i>Pyramidosporites</i> cf. <i>racemosus</i>			+	3	+		
Количество форм		626	700	530	450	250	400
Споры:		91	92	62	59.5	67	72.5
Грилетные		66.5	61	21.5	29.5	34	29
Монолетные		24.5	31	40.5	30	33	43.5
Пыльца:		8	8	37.5	50.5	32.5	27
<i>Disaccites</i> не-стриатные		1.5	0.5	10.5	32	11	19.5
<i>Disaccites</i> стриа́тные		4	1.5	12	14.5	3.5	2.5
<i>Monosaccites</i>		1.5	2	15	4	12	3
<i>Monocolpates</i> и др.		1	3.5	+	+	6	1

Verrucosisporites, *Punctatosporites*, *Alisporites*, *Vitreisporites* следует выделить таксоны, которые являются диагностическими для пермских и пермо-карбоновых отложений различных районов. К ним относятся: *Triquitrites iraqiensis*, *Stellisporites inflatus*, *Schopfites lateralis*, *Polymorphisporites ornatus*, *Knosisporites* sp., *Laevigatosporites vulgaris*, *Torispora* spp., *Thymospora* spp., *Striatoabieites multistriatus*, *Hamiapollenites insolitus*, *Potonieisporites novicus* и другие. Большинство из них являются характерными для отложений карбона и перми Западной Европы (Alpern, 1959; Venkatachala, Bharadwaj, 1962 - 1964;

Doubinger, 1974; Visscher *et al.*, 1974; Clayton *et al.*, 1977; Doubinger, Elsass, 1979; Paquette *et al.*, 1980), Алжира (Doubinger, Fabre, 1983), Канады (Barss, 1967). Некоторые из них приведены для пермо-карбоновых отложений Сирии (Khoga, 1985). Представители *Concavissimisporites*, *Triquitrites*, *Radiizonates*, *Laevigatosporites*, *Columnisporites*, *Punctatosporites granifer*, а также *Torispora laevigata*, *T. securis* были описаны в отложениях нижней перми Китая (Kaiser, 1976). Миоспоры *Acanthotriletes tereteangulatus*, *Concavissimisporites grumulus*, *Tuberculatosporites modicus*, *Laevigatosporites vulgaris*, *Thymospora cicatricosa*,



Палиноморфы из отложений нижней перми северо-востока Сирии (таблицы I - VI).

Таблица I.

1. *Leiotriletes* sp. L. cf. *gulaferus* Alpern, 1959, скв. Аода-107, гл. 2737 м.
2. *Triquitrites iraqiensis* Singh, 1964, скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м.
3. 12. *Cyclogranisporites* sp. cf. *C. unctus* Kaiser, 1976, скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м.
4. *Кноxisporites* sp., скв. Аода-107, гл. 2735 м.
5. *Punctatisporites* sp., скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м.
- 6, 7. *Stellisporites* spp., 6 - *S. inflatus* Alpern, 1959, скв. Аода-107, гл. 2737 м.
8. *Iraqispora labrata* Singh, 1964, скв. Аода-107, гл. 2737 м.
9. *Triquitrites* sp., скв. Аода-107, гл. 2737 м.
10. *Acanthotriletes tereteangulatus* Balme et Hennelly, 1956, скв. Аода-107, гл. 2737 м.
11. *Thymospora pseudothiessenii* (Kosanke) Alpern et Doubinger, 1973, скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м.
13. *Verrucosisporites* sp., скв. Аода-107, гл. 2737 м.

Увеличение всех фигур 750.

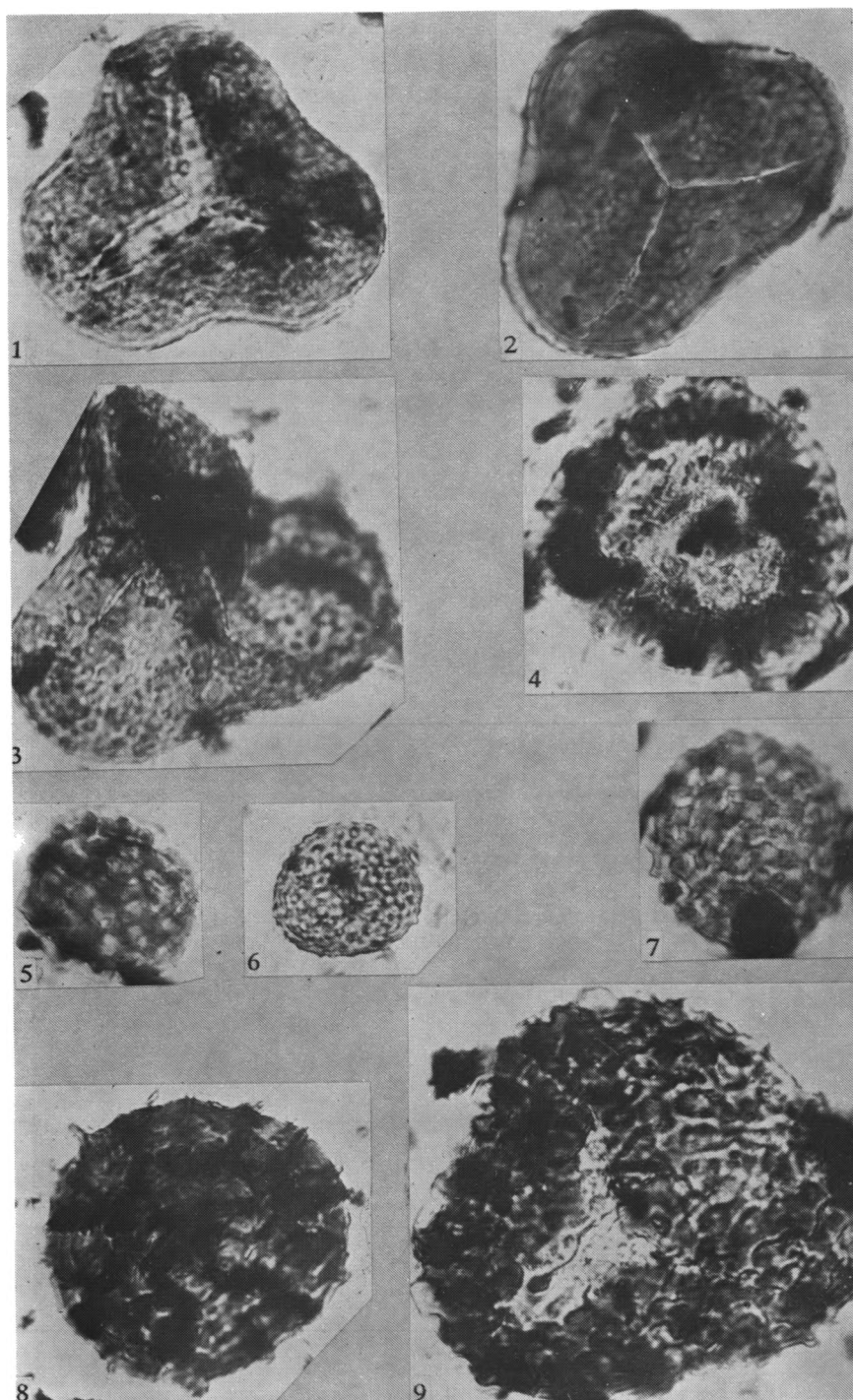


Таблица II.

- 1 - 3. *Concavissimisorites grumulus* Foster, 1979, скв. Аода-107, гл. 2737 м.
 4. *Radiizonates solaris* Kaiser, 1976, скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м.
 5, 7. *Convolutispora* spp., скв. Аода-107, гл. 2737 м.
 6. *Punctatosporites granifer* Potonie et Kremp, 1956, скв. Аода-107, гл. 2735 м.
 8. *Reticulatisporites* sp., скв. Румелан-6, гл. 3604.4 м.
 9. *Polymorphisorites ornatus* Alpern, 1959, скв. Аода-107, гл. 2737 м.
 Увеличение всех фигур 750.

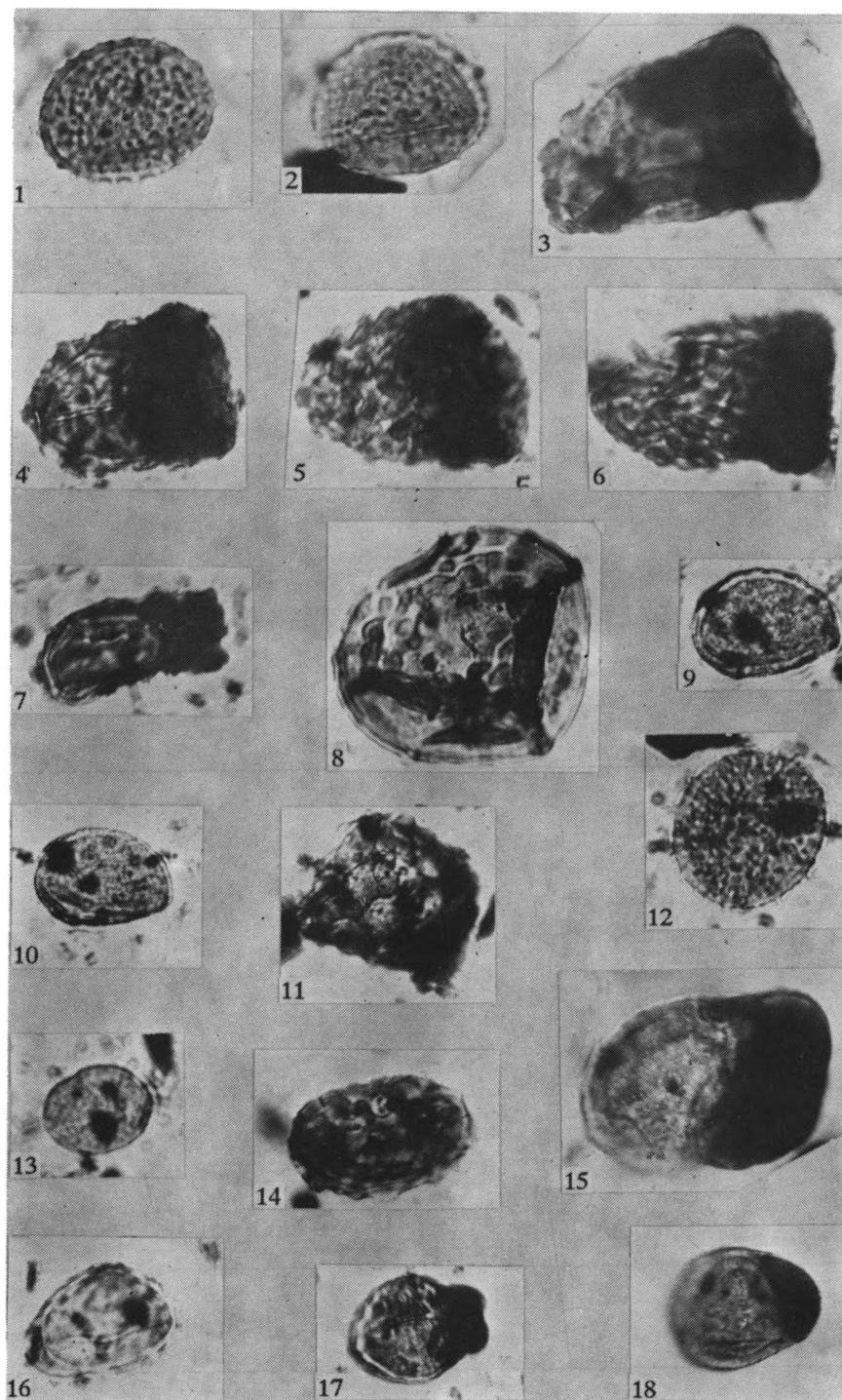


Таблица III.

- 1, 2. *Tuberculatosporites modicus* Balme et Hennelly, 1956, скв. Аода-107, гл. 2735 м.
 3 - 7. *Torispora verrucosa* Alpern, 1959, 3, 4, 6 – скв. Аода-107, гл. 2737 м, 5 – скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м, 7 – скв. Аода-107, гл. 2735 м.
 8. *Schorfites lateralis* Singh, 1964, скв. Аода-107, гл. 2735 м.
 9, 10. *Torispora securis* (Balme) Alpern, Doubinger et Horst, 1965, скв. Аода-107, гл. 2735 м.
 11. *Thymospora* sp., скв. Аода-107, гл. 2735 м.
 12. *Spinoporites* sp., скв. Аода-107, гл. 2737 м.
 13. *Punctatosporites minutus* (Ibr.) Alpern et Doubinger, 1973, скв. Аода-107, гл. 2737 м.
 14. *Thymospora cicatricosa* (Balme et Hennelly) Hart, 1965, скв. Аода-107, гл. 2735 м.
 15 - 18. *Torispora laevigata* Bharadwaj, 1957, скв. Аода-107, гл. 2737 м.
 Увеличение фиг. 1, 2, 8, 11, 13, 14 – 750, фиг. 15 - 18 – 1000.

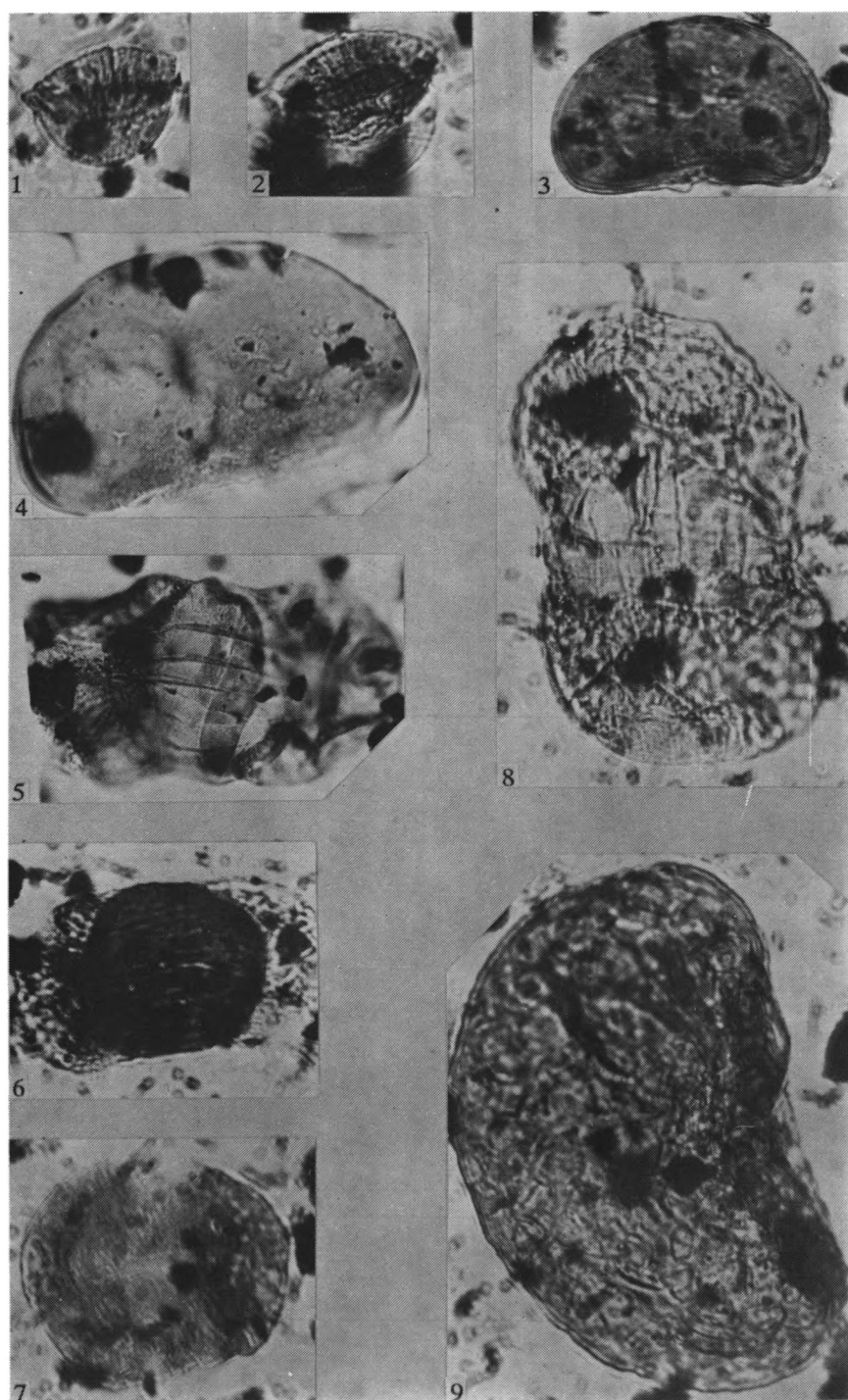


Таблица IV.

- 1, 2. *Striatoabieites multistriatus* (Balme et Hennelly) Hart, 1964, скв. Аода-107, гл. 2737 м.
 - 3, 4. *Laevigatosporites vulgaris* (Ibr.) Alpern et Doubinger, 1973, скв. Аода-107, гл. 2737 м.
 5. *Hamiapollenites insolitus* (Bharadwaj et Salujha) Balme, 1970, скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м.
 6. *Protohaploхурpinus* spp., скв. Румелан-6, гл. 3619.2 м.
 7. *Lueckisporites* sp., скв. Румелан-6, гл. 3604 м.
 8. *Distriatites* sp. cf. *D. dettmannae* (Segroves) Foster, 1979, скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м.
 9. *Columnisporites* sp., скв. Аода-107, гл. 2737 м.
- Увеличение всех фигур 750.

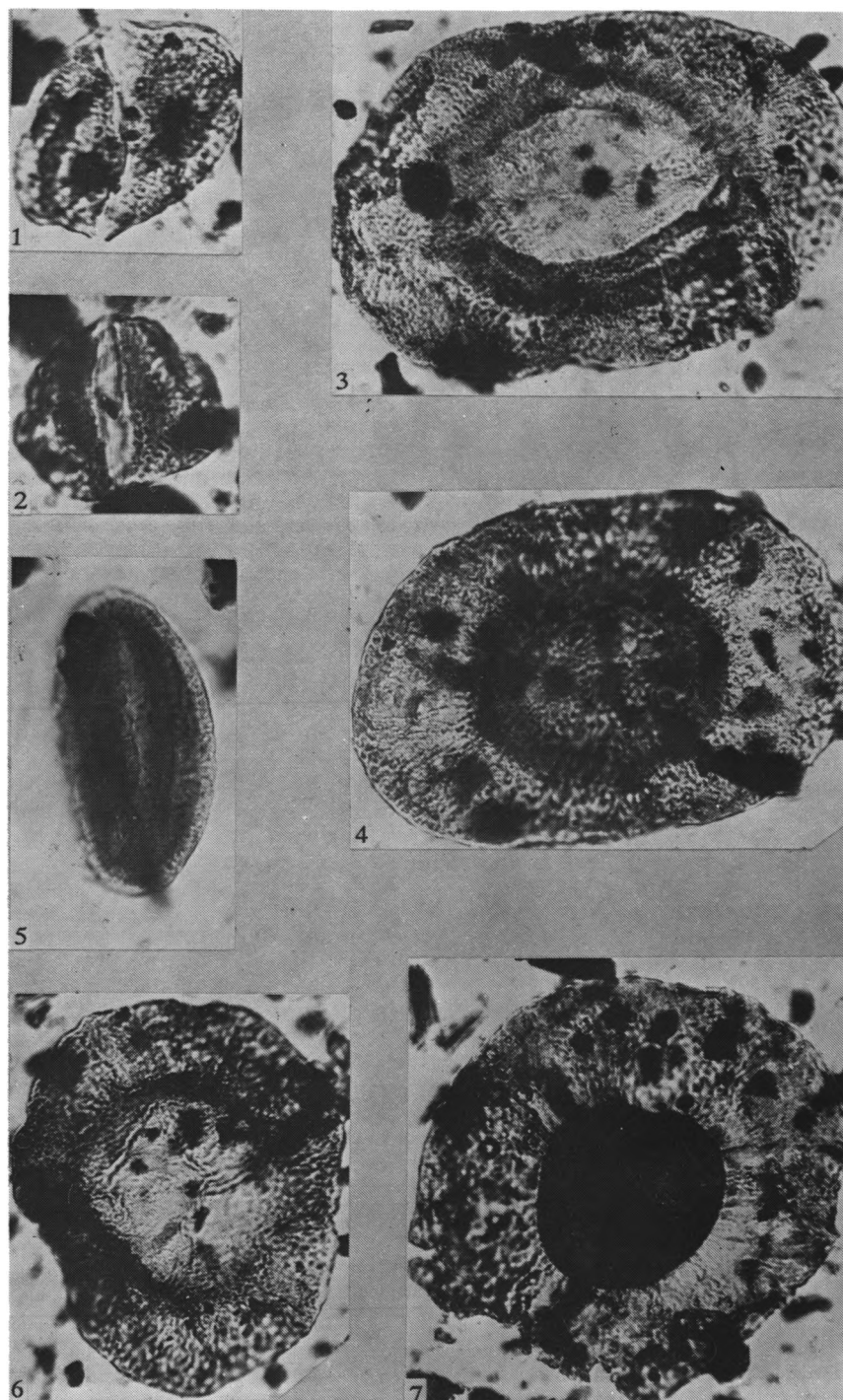


Таблица V.

- 1, 2. *Scheuringipollenites ovatus* (Balme et Hennelly) Foster, 1975, скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м.
 3, 4. *Potowieisporites novicus* Bharadwaj, 3 – скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м, 4 – скв. Аода-107, гл. 2735 м.
 5. *Praecolpatites sinuosus* (Balme et Hennelly) Bharadwaj et Srivastava, 1969, скв. Аода-107, гл. 2735 м.
 6. *Potowieisporites* sp., скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м.
 7. *Florinites* sp. cf. *F. eremus* Balme et Hennelly, 1956, скв. Румелан-6, гл. 3619.2 м.
 Увеличение фиг. 1, 2, 5 – 750, фиг. 3, 4, 6, 7 – 600.

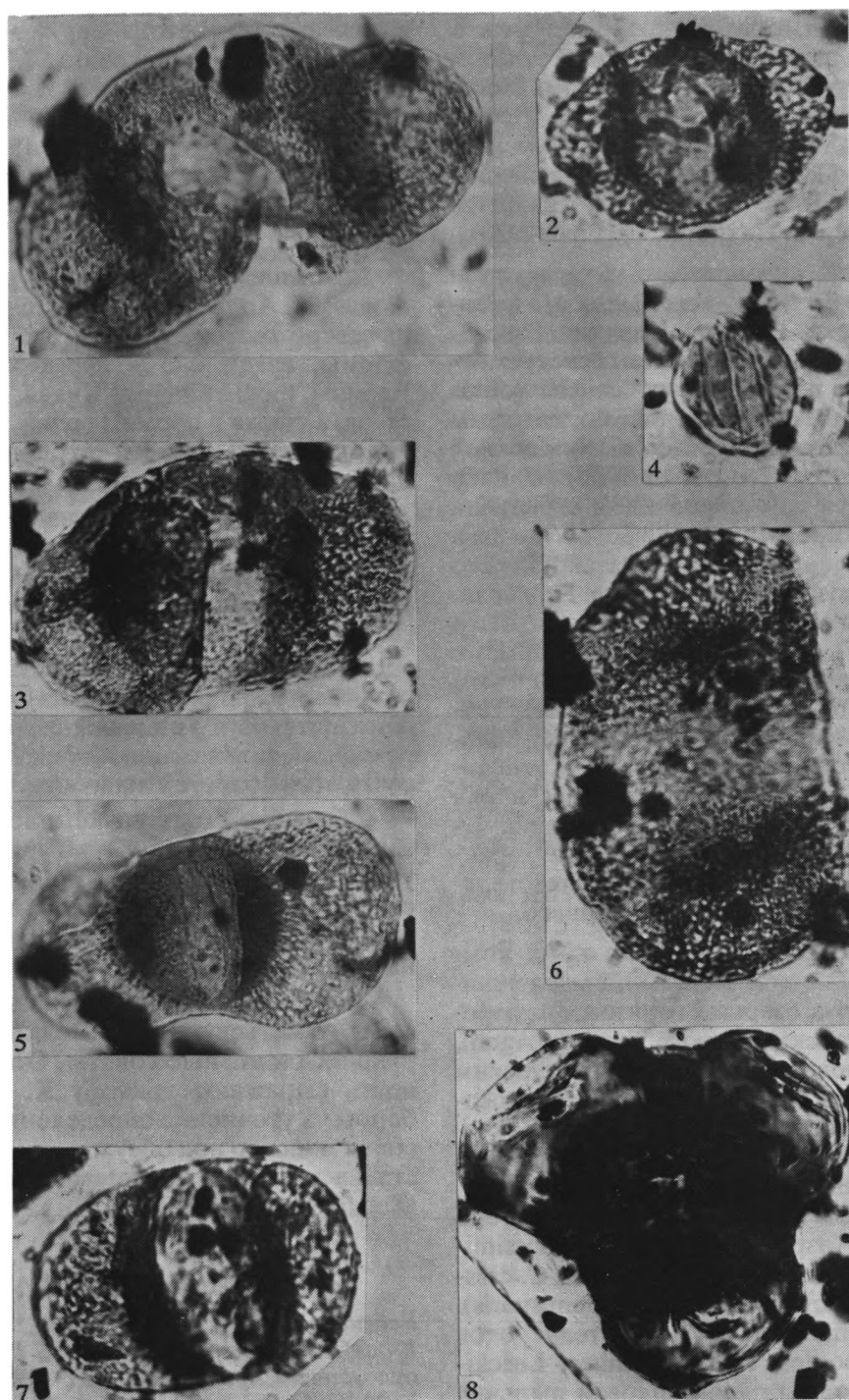


Таблица VI.

1. *Pinuspollenites thoracatus* Balme, скв. Аода-107, гл. 2735 м.
 2. *Klausipollenites schaubergeri* (Potonie et Klaus) Balme, 1970, скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м.
 - 3, 7. *Falcisporites* sp., скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м.
 4. *Pretricolpipoollenites bharadwaji* Balme, 1970, скв. Румелан-6, гл. 3619.2 м.
 5. *Platysaccus* spp., скв. Аода-107, гл. 2735 м.
 6. *Pteruchipollenites* sp. cf. *P. gracilis* (Segroves) Foster, 1979, скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м.
 8. *Rugamidosporites* cf. *racemosus* Balme, 1970, скв. Аода-116, инт. 2896 - 2897.4 м.
- Увеличение фиг. 1 - 7 - 750, фиг. 8 - 600.

Praecolpatites sinuosus, *Striatoabieites multistriatus*, *Potonieisporites* spp., *Distriatites dettmannae*, *Pretricolpipollenites bharadwaji*, *Scheuringipollenites ovatus*, *Pyramidosporites* sp. изучены из пермских отложений Австралии (Segroves, 1970; Foster, 1979). Некоторые таксоны из этого списка, такие как *A. teretangulatus*, *L. novicus*, представители *Punctatosporites*, *P. novicus*, *Hamiapollenites insolitus*, *Pinuspollenites thoracatus*, *P. bharadvaji* отмечены в качестве характерных для перми Пакистана (Balme, 1970).

Важно привести сравнение с комплексами пермских разрезов близлежащих районов, а именно с разрезами Ирака, Турции и Израиля. Примечательным для сирийского комплекса следует отметить присутствие в нем *Hamiapollenites insolitus* и *Potonieisporites novicus*, таксонов, по которым установлена палинозона в отложениях нижней перми Израиля (Eshet, Cousminer, 1986). Однако эта зона отличается доминированием стриатной пыльцы, наличием представителей рода *Vittatina* и отсутствием в ней характерных для сирийского комплекса спор *Torispora* и *Thymospora*. При сравнении с комплексом из перми разреза северного Ирака близ Мосул (Singh, 1964) общими формами являются: *Iraqispora labrata*, *Triquitrites iraqiensis*, *Punctatosporites* (*Punctatosporites marrattioides*), *Thymospora pseudothiessenii* (*Thymospora opaqua*), *Schoepfites lateralis*, представители родов *Cyclogranisporites*, *Laevigatosporites*, *Potonieisporites* и ряд других таксонов. Однако иракский комплекс отличается отсутствием спор рода *Torispora*, характерных для сирийского комплекса, что свидетельствует о более древнем возрасте последнего.

Наибольшее сходство изученного нами комплекса наблюдается с комплексами, выделенными в отложениях двух озерных горизонтов разреза Хазро близ Диярбакыр на юге Турции (Agrali, Akyol, 1967), датированных артинско-кунгурским возрастом. Близость с этими комплексами, особенно с комплексом верхнего горизонта, проявляется как в систематическом составе, так и в количественном содержании основных групп миоспор. К общим формам для комплексов северо-востока Сирии и разреза Хазро относятся *Concavissimisporites grumulus* (*Concavissporites trilobatus*, *C. crassus*, *C. granulatus*), *Iraqispora labrata* (*Kyrtomisporis*), *Tuberculatosporites modicus*, представители родов *Knoxisporites*, *Alisporites*, *Hamiapollenites*, *Lueckisporites*, а также формы одномешковой пыльцы. Особое сходство сравниваемых комплексов подчеркивается присутствием в них значительного количества монолетних спор: *Punctatosporites*, *Thymospora*, *Torispora*, причем последние два рода представлены формами с разнообразным орнаментом от гладких до сильно скульптурированных. Таким формам была отведена большая роль в комплексе верхнего горизонта разреза Хазро (Agrali, Akyol, 1967). Сравнение изучаемого комплекса с комплексами пермо-карбона и нижней перми как удаленных, так и близлежащих рай-

онов позволяет рассматривать его, по-видимому, раннепермским возрастом. Присутствие в комплексе северо-востока Сирии групп таксонов, установленных в отложениях, близких по возрасту Китая (Kaiser, 1976), Австралии (Segroves, 1970; Foster, 1979), Западной Европы (Alpern, 1959; Doubringer, 1974; Visscher, 1974) свидетельствует о смешанном характере изучаемой палинофлоры.

Обобщая изложенные в настоящей статье данные, можно сделать следующие выводы:

1. Комплекс миоспор из разрезов скважин Аода-107, Аода-116 и Румелан-6, расположенных на северо-востоке Сирии, содержит характерные формы, известные в пермо-карбоне Западной Европы, нижней перми Китая, Австралии, Пакистана, а также в перми Турции, Ирака и Израиля, что позволяет отнести его предположительно к раннепермскому возрасту.

2. Отсутствие диагностических форм раннего триаса дает возможность исключить этот возраст, который был предложен (Бебешев и др., 1988) для скважин Аода-107, Аода-116.

3. Смешанный состав палинофлоры Сирии, содержащий таксоны, известные в различных палеогеографических областях: Евразийской, Катазиатской и Гондваны свидетельствует о переходном, т.е. экотонном характере ее и о тесной связи этих областей в раннепермское время.

4. Близкое сходство комплексов разрезов северо-востока Сирии и юга Турции (разрез Хазро) указывает на возможную принадлежность сирийских разрезов южным районам Тетиса, располагавшегося между Евразийским и Африканским континентами (Güvenç, 1985).

Авторы выражают большую благодарность М.А. Ахметьеву и Н.А. Волковой за прочтение рукописи и ценные советы. Особую признательность выражают доктору К. Фостеру из Канберры за уточнение определений некоторых таксонов миоспор при обсуждении материала данной статьи во время пребывания д-ра К. Фостера в Москве в августе 1992 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бебешев И.И., Джалилов Ю.М., Портнягина Л.А., Юдин Г.Т., Муалла А., Заза Т., Юсеф А. Триасовые отложения Сирии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 11. С. 43 - 53.
- Янкаускас Т.В., Талли С. Палеозой Сирийской Арабской Республики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 11. С. 92 - 97.
- Ярошенко О.П., Баш Имам И., Нассри С. Палинологические комплексы триаса Сирии и их стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 9. С. 72 - 77.
- Ярошенко О.П., Баш Имам И. Палинофлора и стратиграфия отложений среднего и верхнего триаса Сирии // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. М.: ГИН АН СССР, 1989. С. 32 - 65.

Agrali B., Akyol E. Etude palynologique des charbons de Hazro et considerations sur l'âge des horizons lacustres du permo-carbonifère // Bull. Mineral Res. and Explor. Inst. Turkey. 1967. № 68. P. 1 - 26.

Alpern B. Contribution à l'étude palynologique et pétrographique des charbons français. Theses de docteur sci. nat. Paris, 1959. 314 p.

Balme B.E. Palynology of Permian and Triassic strata in the Salt Range and Surghar Range, West Pakistan // Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan. Kansas: Univ. press Kansas, 1970. P. 306 - 453 (Dep. Geol. Spec. Publ., № 4).

Barss M.S. Carboniferous and Permian spores of Canada // Geol. Surv. Canada. 1967. Paper 67 - 11. P. 1 - 94.

Clayton G., Coquel R., Doubinger J., Gueinn K.J., Loboziak S., Owens B., Streeck M. Carboniferous Miospores of Western Europe: illustration and zonation // Meded. Rijks. Geol. Di. enst. 1977. V. 29. P. 1 - 71.

Doubinger J. Etudes palynologiques dans l'Autunien // Rev. Palaeobot. and Palynolog. 1974. V. 17. № 1 - 2. P. 21 - 38.

Doubinger J., Elsass Ph. Le bassin Permo-Carbonifère d'Autun Nouvelles données stratigraphiques et palynologiques // Bull. Soc. histoire natur. d'Autun. 1979. № 91. P. 9 - 25.

Doubinger J., Fabre J. Mise en évidence d'un Autunien a "Flore mixte" dans le bassin de Béchar-Abadlia (Sahara occidental Algerien) // Pollen et Spores. 1983. № 1. P. 91 - 116.

Eshet Y., Cousminer H.L. Palynozonation and correlation of the Permo-Triassic succession in the Negev, Israel // Micro-paleontology. 1986. Vol. 32. № 3. P. 193 - 214.

Foster C.B. Permian plant microfossils of the Blair Athol Coal Measures and basal Rewan Formation of Queensland // Publ. Geol. Surv. B. 1979. № 372. 244 p.

Güvenç T. Permian of Turkey // Izdar E., Nakoman E. (eds.) Sixth Colloquium on Geology of the Aegean Region Piri Reis International Contribution, second edition. 1985. Publ. № 2. P. 263 - 282.

Kaiser H. Die permische Mikroflora der Cathaysia-Schichten von Nordwest Schansi, China // Palaeontographica B. 1976. Bd. 159. Lfg. 4 - 6. S. 83 - 157.

Khoga I. Palynological investigation on Upper Triassic (Kurachina Dolomit) deposits of northeastern part of Syria // Jahrb. Geol. Bundesanst (Osterreich). 1972. Sonderbd. 19. S. 32.

Khoga I. The Use of Palynology in Permo-Carbon stratigraphy of the Syrian Oil Wells // Izdar E., Nakoman E. (eds.) Sixth Colloquium on Geology of the Aegean Region Piri Reis International Contribution, second edition. 1985. Publ. № 2. P. 375 - 384.

Paquette Y., Doubinger J., Courel L. Étude palynologique de la Couche du Toit du bassin Autunien de l'Aumance (Assise de Buxières); liaison avec les milieux sédimentaires // Bull. Soc. histoire natur. d'Autun. 1980. № 95. P. 85 - 101.

Segroves K.L. Permian spores and pollen grains from the Perth Basin, Western Australia // Grana. 1970. V. 10. № 1. P. 43 - 73.

Singh H.P. A miospore assemblage from the Permian of Iraq // Paleontology. 1964. V. 7. Part 2. P. 240 - 265.

Venkatachala B.S., Bharadwaj D.C. Sporological study of the coals from Falkenberg (Faulquemont) colliery, Lothringen (Lorraine, France) // Palaeobotanist. 1962 - 1964. V. 11. № 3. P. 159 - 207.

Visscher H., Huddleston Slater-Offerhaus M.G., Wong T.E. Palynological assemblages from "Saxonian" deposits of the Saar-Nahe Basin: Germany) and the Dôme de Barrot (France) - An approach to chronostratigraphy // Rev. Palaeobot. and Palynolog. 1974. V. 17. № 1 - 2. P. 39 - 56.



Эволюция биосферы

УДК 56.017.2:551.7361.761

ИЗМЕНЕНИЕ СИСТЕМАТИЧЕСКОГО И ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ДОННЫХ ШЕЛЬФОВЫХ СООБЩЕСТВ НА ГРАНИЦЕ ПЕРМИ И ТРИАСА

© 1994 г. Л. А. Невеская

Палеонтологический институт РАН, 117868 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

Поступила в редакцию 26.01.93 г.

Рассмотрены изменения, происшедшие в систематическом и экологическом составе шельфовых донных сообществ на границе пермского и триасового периодов, и возможные причины этих изменений. Анализ всех данных показывает, что, хотя массовое вымирание и общий кризис биоты на этом рубеже относятся к наиболее значительным фанерозойским событиям, они не были единовременными и одномасштабными для всех бентосных групп. Этолого-трофический состав для большинства зон шельфа оставался неизменным; практически перестали существовать лишь рифовые сообщества, которые слагались неподвижно прикреплявшимися сестонофагами.

В начале пермского периода на шельфах среди бентоса господствовали фораминиферы, ругозы, табуляты, брахиоподы отрядов *Spiriferida* и *Productida*, типичные для палеозоя группы мшанок (трепостомиды, цистопориды, фенестеллиды, крипто-стомиды, рабдомезиды), криноидеи, остракоды; распространены были также двустворчатые и брюхоногие моллюски и губки; встречались представители хиолитов, иглокожих (бластоидеи, морские ежи, голотуриоидеи, эдриоастероидеи, офиуроидеи), гидроидных полипов, rostroconchii, трилобитов и других более редких групп.

Во второй половине перми началось вымирание (рис. 1), и к концу периода исчезли фузулиниды, хиолиты, бластоидеи, эдриоастероидеи, трилобиты, брахиоподы отрядов ортид, строфоменид и продуктид, тогда как доминирующими стали атиридины, ринхонеллиды и теребратулиды. Исчезли мшанки отрядов *Fenestellida*, *Syrptostomida*, *Rhabdomesida*, и только четыре рода трепостомид перешли в триас. Вымерли палеозойские группы криноидеи (*Flexibilia*, *Camerata*, большинство *Inadunata*), отряды *Palaechinoida* и *Echinocystitoida* из морских ежей, практически исчезли конулярии и табуляты (Морозова, 1970; Добрускина, 1976; Красилов, 1979; Raup, 1979; Шиманский, 1987; Stanley, 1988; Котляр, Ростовцев, 1989; и др.).

Позднепермский максимум вымирания, наряду с маастрихтским, был одним из главных в фанерозое: вымерли более 90% видов, 65 - 76% родов и 52 - 57% семейств (Raup, 1978, 1979; Sepkoski, 1978,

1979, 1986). Но вымирание не было катастрофическим, а происходило выборочно.

Наиболее пострадали от вымирания полигагинные теплолюбивые группы и среди последних – члены рифовых сообществ (Фишер, 1968; Dagis, Ustritsky, 1973; Gobbett, 1973; Kozur, 1980; Ross, Ross, 1982; Flügel, Stanley, 1984; и др.), которые перед исчезновением обычно были ограничены бассейнами Тропической области, в том числе палео-Тетиса (Kozur, 1980; Stanley, 1988). К таким формам относились фузулины из фораминифер, ругозы, многие мшанки. Рифы позднепермского времени в основном формировались только губками и известковыми водорослями (Flügel, Stanley, 1984).

В качестве причин позднепермского вымирания различные авторы приводят: 1) опреснение океанов (до 30 - 31.5‰) в связи с регрессией и концентрацией рассолов в абиссали (Fischer, 1964; Фишер, 1968, 1986; Lantzy *et al.*, 1977; Stevens, 1977; Жарков, 1981); 2) сокращение площади эпиконтинентальных морей как следствие регрессии (Valentine, Moore, 1972; Schopf, 1974; Simberloff, 1974; Kozur, 1980; Hallam, 1989), вызвавшее исчезновение ряда экологических ниш, в том числе рифовых построек (Развитие и смена ..., 1965; Буко, 1979); 3) "кислородное" перемешивание после холодного периода, связанное с апвеллингом холодных глубинных вод (Wilde, Berry, 1986); 4) глобальное похолодание и развитие оледенения в южном приполярном районе и менее обширного – в северных районах Сибири, а также эвстатическое понижение (на 125 - 225 м) уровня океана, привед-

шее к исчезновению теплых мелководных морей (Hallam, 1984; Stanley, 1988); 5) возникновение дефицита питательных веществ в морской воде из-за аккумуляции на дне океанов и морей осадков, богатых органическим веществом, что вызвало в свою очередь падение содержания кислорода в атмосфере и вымирание наземных растений и животных (Hoffman, 1989); 6) сокращение количества фитопланктона (Tappan, 1982); 7) или же сочетание ряда перечисленных факторов (Астафьева-Урбайтис, Ясаманов, 1986). Предлагались также другие гипотезы – космическая (Schindewolf, 1954; Mc Laren, 1970), редукция генетической изменчивости (Bretsky, Lorenz, 1970), изменение содержания кислорода (Mc Alester, 1970, 1971), увеличение аридности и континентальности (Nakazawa, 1985).

Большинство этих гипотез имеет хождение и в настоящее время, так что единого мнения по поводу причин вымирания нет.

Нет единого мнения и по поводу длительности и темпов позднепермского вымирания. По С. Стэнли (Stanley, 1988), вымирание продолжалось в течение всей поздней перми – гваделупского и джувльфинского веков (примерно около 10 млн. лет), тогда как, по Г.В. Котляр и К.О. Ростовцеву (1989), вымирание было ограничено только второй половиной позднепермского времени, а в первой половине (кубергандинско-мидийское время), наоборот, наблюдался расцвет всех групп фауны, в том числе высших фузулинид. Что касается темпов вымирания, то оно не было катастрофическим, а постепенным и неравномерным, так что часть пермских реликтов еще существовала в раннетриасовых морях (Развитие и смена ..., 1965; Степанов, 1972; Дагис, 1974а, б; Kozur, 1980; Tappan, 1982; Котляр и др., 1983; Clark *et al.*, 1986; Passini, 1988; Котляр, Ростовцев, 1989).

Позднепермское вымирание вызвало значительное обеднение бентоса, и в начале триаса господствовали лишь двустворчатые моллюски, немногочисленными были мелкие фораминиферы, брахиоподы, гастроподы, мшанки, губки (сфинктозои), иглокожие, ракообразные. Вероятно, существовали и редкие кораллы, которые распространились позднее (рис. 1).

Для раннетриасовой фауны были характерны космополитизм и наличие многих реликтовых пермских родов и видов, переживших позднепермский кризис в пределах ограниченных ареалов (Развитие и смена ..., 1965; Фишер, 1968; Степанов, 1972; Kummel, 1973; Дагис, 1974а, б; Добрускина, 1976; Буко, 1979; Красилов, 1979; Шиманский, 1987; Котляр, Ростовцев, 1989).

Только со второй половины раннего триаса (оленекский век) состав бентоса становится все более разнообразным, в среднетриасовое время появились кораллы – склерактинии, а также ряд новых таксонов мелких фораминифер, брахиопод, гастропод, криноидей и др. групп. Часть этих



Рис. 1. Распространение основных групп беспозвоночных, слагающих бентосные шельфовые сообщества в пермское и триасовое время.

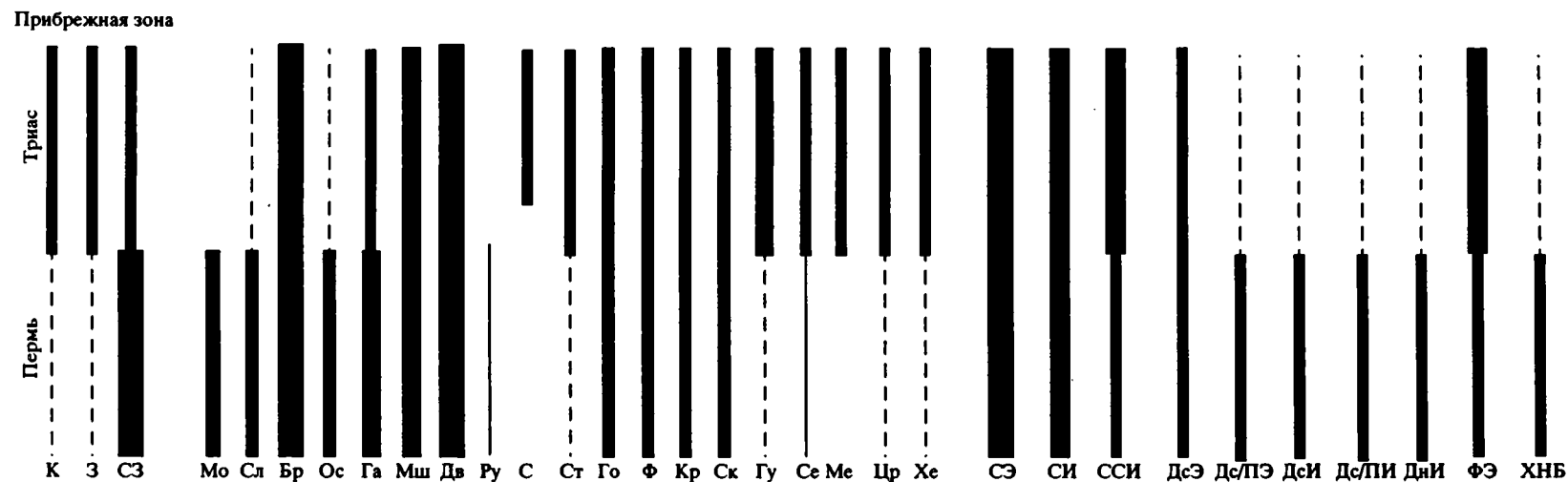


Рис. 2. Систематический и этолого-трофический состав донных сообществ прибрежной зоны пермских и триасовых морей.

Условные обозначения. Систематические группы: Бл – бластоидеи, Бр – брахиоподы, Га – гастроподы, Гд – гидроидные, Го – головоногие, Гу – губки, Дв – двусторки, З – зеленые водоросли, К – красные водоросли, Ко – конодонты, Кон – конулярии, Кр – криноидеи, Ме – морские ежи, Мо – моноплакофоры, Мш – мшанки, Ос – остракоды, Па – палеоаплизини (? гидроидные), Пр – проблематики, Ру – ругозы, С – склерактинии, Се – серпулиды, СЗ – синезеленые водоросли, Ск – скафоподы, Сл – следы, Ст – строматопороидеи, Та – табуляты, Тр – трилобиты, Ф – фораминиферы, Хе – хететиды, Цр – циррипедии и др. ракообразные.

Этолого-трофические группировки: ДлИ – инфаунные детритофаги несортирующие, ДсИ – инфаунные детритофаги сортирующие, Дс/ПИ – инфаунные детритофаги сортирующие/падаляды, Дс/ПЭ – эпифаунные детритофаги сортирующие/падаляды, ДсЭ – эпифаунные детритофаги сортирующие, СИ – инфаунные сестонофаги, ССИ – семиинфаунные сестонофаги, СЭ – эпифаунные сестонофаги, ФЭ – эпифаунные фитофаги, ХНБ – нектобентосные хищники, ХЭ – эпифаунные хищники.

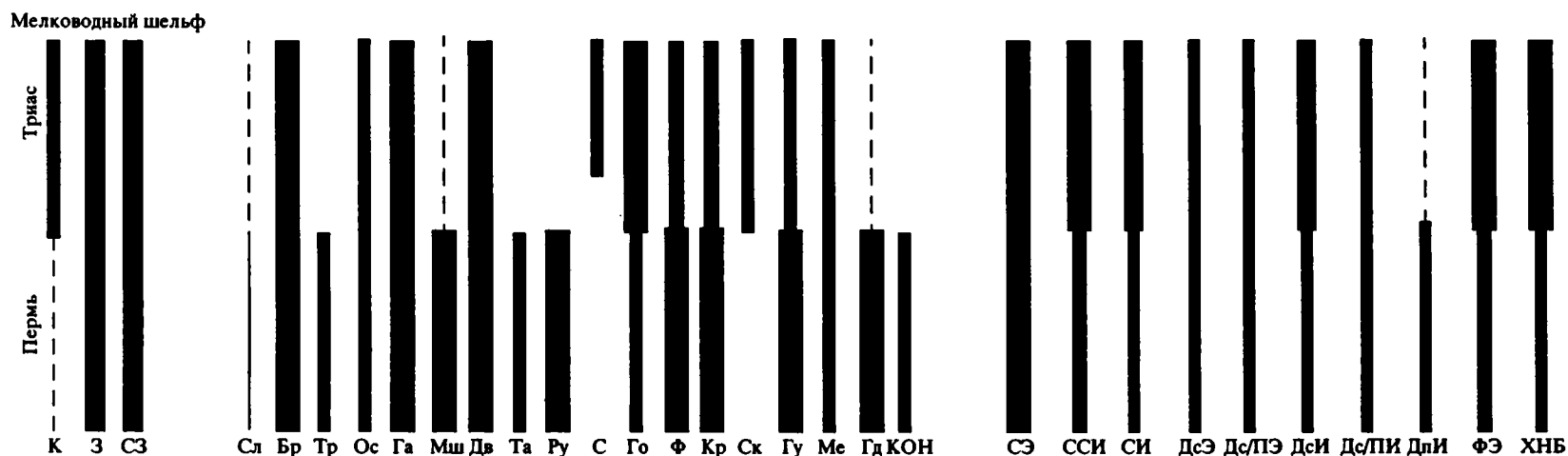


Рис. 3. Систематический и этолого-трофический состав донных сообществ мелководного шельфа пермских и триасовых морей. Условные обозначения см. на рис. 2.

новых элементов фауны произошла от реликтов пермской эвригалинной фауны, сохранившейся в азилах – мелководных полуморских позднепермских водоемах (Fischer, 1964; Фишер, 1968; Степанов, 1972; Kozur, 1980), а часть – от космополитных раннетриасовых форм.

Что касается состава донных сообществ в пермское и триасовое время в различных биогеографических областях, то наибольшее таксономическое разнообразие отличало сообщества Тропической области, особенно рифовые.

В краевой зоне морей (литораль и лагуны) и на прибрежном мелководье этой области в пермское время преобладали брахиоподы, двустворчатые моллюски и мшанки; здесь жили также фораминиферы, гастроподы, скафоподы, моноплакофоры, остракоды, криноидеи, ? черви, редкие ругозы и нектобентосные головоногие моллюски. Преобладали эпифаунные сестонофаги (подвижно и неподвижно прикрепленные и свободно лежавшие), тогда как инфаунные сестонофаги и детритофаги, эпифаунные мобильные растительноядные, детритофаги и/или падалеяды, нектобентосные хищники играли второстепенную роль (рис. 2).

На открытом мелководном шельфе бентос был значительно более разнообразен: здесь жили многочисленные брахиоподы, мшанки, фораминиферы, ругозы, гидроидные полипы, криноидеи, губки, гастроподы, двустворчатые моллюски; меньшую роль играли табуляты, трилобиты, морские ежи, остракоды, нектобентосные головоногие моллюски. Из этолого-трофических группировок основная роль принадлежала эпифаунным сестонофагам, подчиненное значение имели семиинфаунные и инфаунные сестонофаги, эпифаунные мобильные детритофаги, падалеяды, растительноядные формы и нектобентосные хищники (рис. 3).

Биогермные постройки на отмелях мелководного шельфа формировались мшанками, ругозами, гидроидными полипами, губками (сфинктозои, склероспонгии), некоторыми брахиоподами и двустворчатыми моллюсками, а также известковыми водорослями (зелеными, синезелеными, красными), к этим постройкам были приурочены многочисленные фораминиферы, криноидеи, гастроподы, обычны были моноплакофоры, скафоподы, табуляты, остракоды, бластоидеи, серпулиды (рис. 4).

В условиях глубоководного шельфа бентосные организмы были менее разнообразны и численность их была меньше. Для этой зоны моря были характерны фораминиферы, мшанки, губки (обычно кремневые), инфаунные двустворчатые моллюски, гастроподы, остракоды, нектобентосные головоногие моллюски, реже – другие группы. Этолого-трофический состав был достаточно пестрым, но ни одна группировка не преоб-

ладала; отмечались представители эпифаунных прикрепленных и свободно лежавших сестонофагов, мобильных детритофагов и падалеядов, инфаунных детритофагов, (?) планкто-бентосных сестонофагов, нектобентосных хищников (рис. 5).

В морях Бореальной и Нотальной областей в краевой зоне и на прибрежном мелководье господствовали двустворчатые моллюски; гастроподы, брахиоподы и мшанки были характерными группами, остальные организмы встречались реже, широко были развиты поселения синезеленых известковых водорослей. Преобладали эпифаунные сестонофаги. На мелководном шельфе к брахиоподам, мшанкам, криноидеям, фораминиферам, которые были доминантами морей Тропической области, присоединялись двустворчатые моллюски и гастроподы; ругозы имели меньшее значение, чем в Тропической области, а гидроидные полипы отсутствовали. Так же, как и в упомянутых выше зонах, преобладали эпифаунные сестонофаги (подвижно и неподвижно прикрепленные и лежавшие свободно), более редкими были семиинфаунные и инфаунные сестонофаги, эпифаунные и инфаунные мобильные детритофаги и/или падалеяды, растительноядные формы и нектобентосные хищники.

Таксономическое разнообразие в триасовое время, как и в перми, было наибольшим для сообществ Тропической биогеографической области, особенно – для рифовых сообществ. Рифы и другие биогермные постройки начали формироваться со среднетриасового времени, каркасостроителями в них были кораллы – склерактинии, известковые губки (сфинктозои и калькареи), гидроидные полипы (спонгиоморфиды и дизъектопориды), организмы неясного происхождения (Tubiphytes, Thaumapora, Ladinella), известковые водоросли. Рифолюбями были двустворчатые моллюски, брахиоподы, мшанки, фораминиферы и другие группы. Преобладали в рифовых сообществах эпифаунные неподвижно прикреплявшиеся сестонофаги, а рифолюбые относились к разным этолого-трофическим группировкам – эпифаунным подвижно прикреплявшимся и свободно лежавшим сестонофагам, эпифаунным мобильным детритофагам и/или падалеядам, растительноядным, нектобентосным хищникам и/или падалеядам, более редким инфаунным детритофагам и сестонофагам и семиинфаунным сестонофагам (рис. 4).

Во всех остальных зонах шельфа в Тропической области, а также в Бореальной господствовали двустворчатые моллюски, частыми, особенно на мелководье были брахиоподы и гастроподы; в прибрежных зонах обычными были конхостраки, а остальные группы беспозвоночных (фораминиферы, губки, склерактинии, мшанки, скафоподы, иглокожие, серпулиды) играли меньшую роль.

На мелководном шельфе, включая и прибрежные районы, господствовали эпифаунные подвижно прикреплявшиеся, реже свободно лежавшие

Органогенные постройки на отмелях

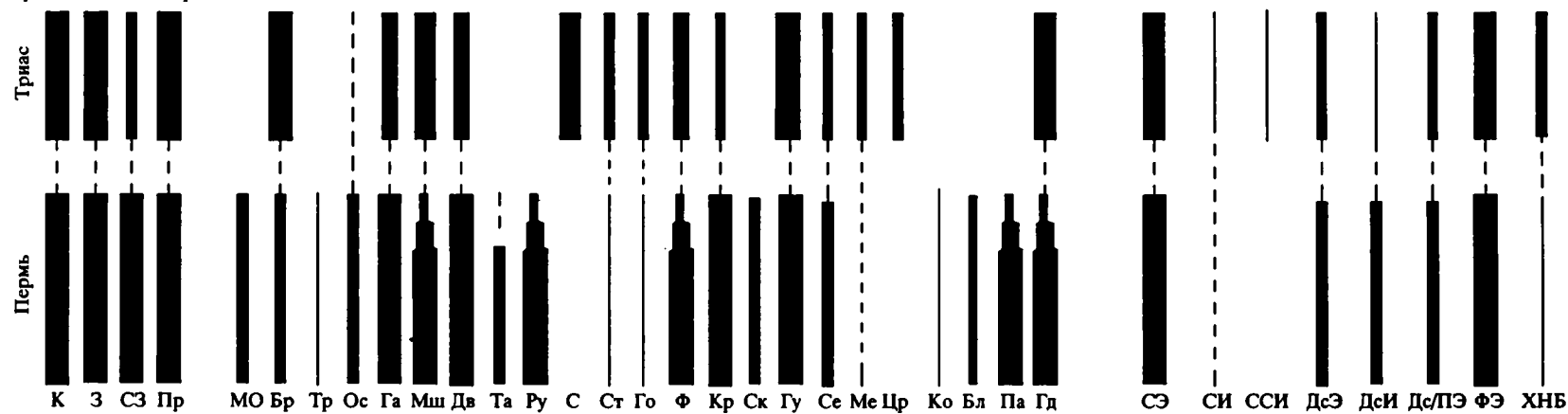


Рис. 4. Систематический и этолого-трофический состав донных сообществ органогенных построек в отмельной зоне пермских и триасовых морей. Условные обозначения см. на рис. 2.

Глубоководный шельф

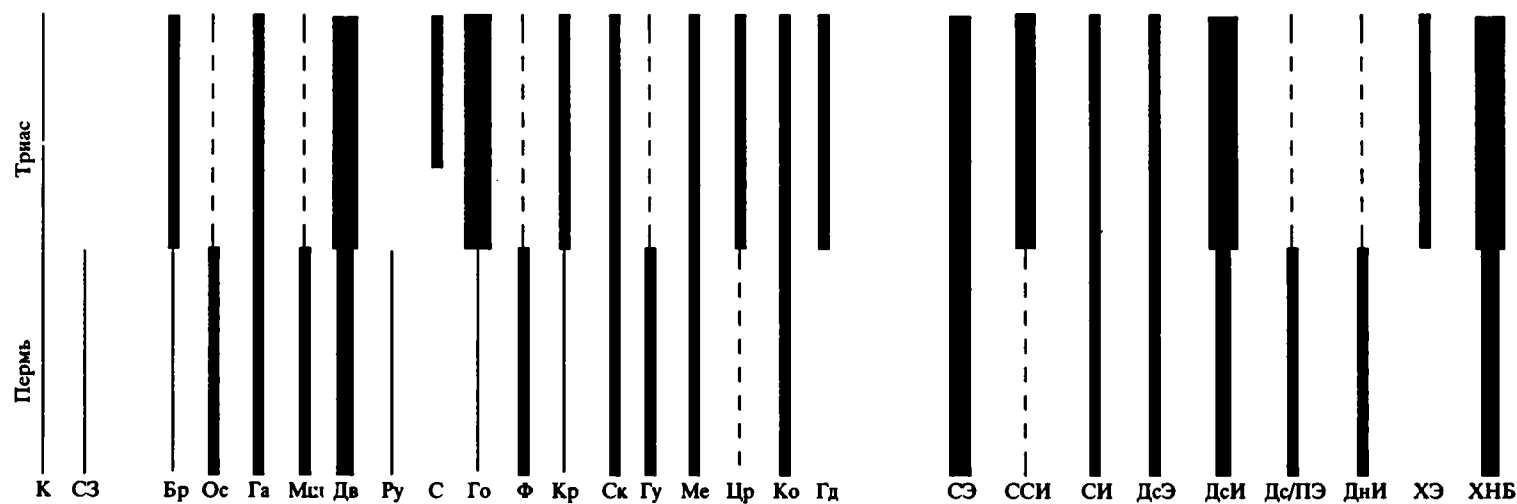


Рис. 5. Систематический и этолого-трофический состав донных сообществ глубоководного шельфа пермских и триасовых морей. Условные обозначения см. на рис. 2.

сестонофаги, много было растительноядных форм и семиинфаунных сестонофагов, а инфаунные сестонофаги, инфаунные и эпифаунные детритофаги и/или падалеяды и нектобентосные хищники и/или падалеяды играли значительно меньшую роль (рис. 2 и 3).

В глубоководных сообществах преобладали двустворки, значительно более редкими были склерактинии, брахиоподы, гастроподы, скафоподы, криноидеи, морские ежи. В области глубоководного шельфа в равной мере встречались семиинфаунные (? или псевдопланктонные) и эпифаунные подвижно прикреплявшиеся сестонофаги, инфаунные детритофаги и нектобентосные хищники и/или падалеяды, редкими были инфаунные сестонофаги и эпифаунные детритофаги и хищники (рис. 5).

Таким образом массовое вымирание и кризис биоты на границе перми и триаса, хотя и относятся к наиболее значительным в истории фанерозоя, но не были единовременным событием: разные группы вымирали в разное время, причем некоторые из них уменьшали свою численность и разнообразие в течение всей поздней перми или во второй ее половине. Масштаб вымирания тоже разнился для разных групп организмов.

Что касается этолого-трофического состава, то для большей части шельфа он оставался неизменным – менялись только таксоны, представлявшие различные экологические группы.

Существенные изменения отмечены только для районов развития рифовых структур Тропической биогеографической области в связи с вымиранием основных рифостроителей, так что в начале триаса рифовые сообщества практически прекратили свое существование и сформировались вновь только к среднему триасу. Так как рифостроители представлены в основном неподвижно прикреплявшимися сестонофагами, то именно эта этолого-трофическая группировка наиболее пострадала во время кризиса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Астафьева-Урбайтис К.А., Ясаманов Н.А. Фаунистические сообщества и температурные условия морских бассейнов Северо-Востока СССР в пермском периоде // Бюл. МОИП, отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 101 - 109.

Буко А.М. Эволюция и темпы вымирания. М.: Мир, 1979. 318 с.

Дагис А.С. Триасовые брахиоподы (морфология, система, филогенез, стратиграфическое значение и биогеография). Новосибирск: Наука, 1974а. 388 с.

Дагис А.С. Основные закономерности географической дифференциации триасовых брахиопод // Палео-биогеография Севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974б. С. 7 - 22.

Добрускина И.А. Граница перми и триаса. Границы геол. систем. М.: Наука, 1976. С. 145 - 167.

Жарков М.А. Этапы грандиозного накопления эвапоритов и проблема изменения солености вод Мирового океана в фанерозое // Пробл. эволюции геол. процессов. Новосибирск: Наука, 1981. С. 110 - 121.

Котляр Г.В., Ростовцев К.О. Позднепермско-раннетриасовая эволюция морской биоты Тетиса // Осадочн. оболочка Земли в пространстве и времени. Стратигр. и палеонтол. М.: Наука, 1989. С. 55 - 62.

Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кочиркевич Б.В. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира: Джульфинский и дорашамский ярусы СССР. Л.: Наука, 1983. 199 с.

Красилова И.Н. Биогеография триаса // Итоги науки и техники. Стратиграф., палеонтол. Биогеография мезозоя. М.: ВИНТИ, 1979. Т. 9. С. 6 - 28.

Морозова И.П. Мшанки поздней перми. М.: Наука, 1970. 340 с.

Развитие и смена морских организмов на рубеже палеозоя и мезозоя. М.: Наука, 1965. 431 с.

Степанов Д.Л. Граница палеозоя и мезозоя в свете современных данных // Вест. ЛГУ. Геол., геогр. 1972. № 24. Вып. 4. С. 34 - 45.

Фишер А.Дж. Опреснение океанов как причина вымирания морской фауны на рубеже перми и триаса // Пробл. палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 362 - 370.

Фишер А. Два суперцикла фанерозоя // Катастрофы и история Земли: новый униформизм. М.: Мир, 1986. С. 133 - 155.

Шиманский В.Н. Историческое развитие биосферы // Эволюция и биоценот. кризисы. М.: Наука, 1987. С. 5 - 45.

Bretsky Peter W., Lorenz Douglas M. An essay on genetic-adaptive strategies and mass extinctions // Bull. Geol. Soc. Am. 1970. V. 81. № 8. P. 2449 - 2456.

Clark D.L., Cheng-yuan W., Orth Ch.J., Gilmore J.S. Conodont survival and low iridium abundances across the Permian-Triassic boundary in South China // Science. 1986. V. 233. № 4767. P. 984 - 986.

Dagis A.S., Ustritsky V.I. The main relationships between the changes on marine fauna at the close of the Permian and the beginning of the Triassic // Canad. Soc. Petrol. Geol. 1973. Mem. № 2. P. 647 - 654.

Fischer A.G. Brackish oceans as the cause of the Permo-Triassic marine faunal crisis // Problems in paleoclimatology. London-New York-Sydney. Interscience Pubs. 1964. P. 566 - 577.

Flügel E., Stanley G.D. Reorganisation, development, and evolution of post-Permian reefs and reef organisms // Paleontogr. amer. 1984. V. 54. P. 177 - 186.

Gobbett D.J. Permian Fusulinacea // Hallam A., ed. Atlas of Palaeobiogeography. Amsterdam: Elsevier, 1973. P. 152 - 158.

Hallam A. Pre-Quaternary sea-level changes. Annual Rev. Earth and Planet. Sci. 1984. V. 12. P. 205 - 243.

Hallam A. The case for sea-level change as a dominant causal factor in mass extinction of marine invertebrates // Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1989. B. 325. № 1228. P. 437 - 455.

Hoffman A. What, if anything, are mass extinctions? Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1989. B. 325. № 1228. P. 253 - 261.

Kozur H. Die Faunenänderungen nahe der Perm/Trias- and Trias/Jura-Grenz und ihre möglichen Ursachen // Freib. Forsch. 1980. C. 357. P. 111 - 134.

- Kummel B.* Lower Triassic (Scythian) molluscs // A. Hallam, ed. Atlas of Palaeobiogeography. Elsevier; Amsterdam. 1973. V. 22. P. 233 - 255.
- Lantzy R.J., Dacey M.F., Makenzie F.T.* Catastrophe theory: Application to the Permian mass extinction // Geology. 1977. V. 5. P. 724 - 728.
- Mc Alester A.L.* Animal extinctions, oxygen consumption, and atmospheric history // J. Paleontol. 1970. V. 44. P. 405 - 409.
- Mc Alester A.L.* Oxygen consumption rates and their paleontologic significance reply // J. Paleontol. 1971. V. 45. P. 917.
- Mc Laren D.J.* Presidential address: time, life and boundaries // J. Paleontol. 1970. V. 44. № 5. P. 801 - 815.
- Nakazawa K.* The Permian and Triassic systems in the Tethys—their paleogeography // The Tethys, her paleogeogr. and paleobiogeogr. from Paleozoic to Mesozoic. Nakazawa K., Dickens J.M. eds. Tokyo: Tokai Univ. Press, 1985. P. 93 - 111.
- Passini M.* Un'esperienza diretta di ricerca sulla crisi biologica al limite fra Permiano e Trias nelle Dolomiti // Boll. Soc. paleontol. ital. 1988. V. 27. № 1. P. 109 - 114.
- Raup D.M.* Cohort analysis of generic survivorship // Paleobiology. 1978. V. 4. № 1. P. 1 - 15.
- Raup D.M.* Size of the Permo-Triassic bottleneck and its evolutionary implications // Science. 1979. V. 206. № 4415. P. 217 - 218.
- Ross C.A., Ross J.R.P.* Biogeographic influences on late Palaeozoic faunal distributions // Recent and Fossil Bryozoa. Larwood G.P., Nielsen C. eds. Fredensborg, Denmark, Olsen et Olsen Printers. 1982. P. 199 - 212.
- Schindewolf O.H.* Über die möglichen Ursachen der grossen erdgeschichtlichen Faunenschnitte // N. Jahrb. Geol. Paläont. 1954. Monatsh. № 10. S. 457 - 465.
- Schopf Th.J.M.* Permo-Triassic extinctions: relation to sea-floor spreading // J. Geol. 1974. V. 82. № 2. P. 129 - 143.
- Sepkoski J.J.* A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. I. Analysis of marine orders // Paleobiology. 1978. V. 4. № 3. P. 223 - 251.
- Sepkoski J.J.* A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. II. Early Phanerozoic families and multiple equilibria // Paleobiology. 1979. V. 5. № 3. P. 222 - 251.
- Sepkoski J., John Jr.* Global bioevents and the question of periodicity // Lect. Notes Earth Sci. 1986. V. 8. P. 47 - 61.
- Simberloff D.S.* Permo-Triassic extinctions: effects of area on biotic equilibrium. J. Geology. 1974. V. 82. № 2. P. 267 - 277.
- Stanley G.D.* The history of early Mesozoic reef communities: A three-step process // Palaios. 1988. V. 3. № 2. P. 170 - 183.
- Stanley S.M.* Paleozoic mass extinctions: shared patterns suggest global cooling as a common cause // Am. J. Sci. 1988. V. 288. № 4. P. 334 - 352.
- Stevens C.H.* Was development of brackish oceans a factor in Permian extinctions? // Geol. Soc. Am. Bull. 1977. V. 88. № 1. P. 133 - 138.
- Tappan H.* Extinction or survival: selectivity and causes of Phanerozoic crises. Geol. implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth // Geol. Soc. Am. 1982. Spec. Pap. 190. P. 265 - 275.
- Valentine J.W., Moores E.M.* Global tectonics and the fossil record // Journ. Geol. 1972. V. 80. P. 167 - 184.
- Wilde P., Berry W.B.N.* The role of oceanographic factors in the generation of global bio-events // Lect. Notes Earth Sci. 1986. V. 8. P. 75 - 91.



Эволюция биосферы

УДК 563.14:551.761+551.583.7 (571.5+571.6+520)

РАДИОЛЯРИИ КАК ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТА СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ В ТРИАСОВОМ ПЕРИОДЕ

© 1994 г. Н. Ю. Брагин

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

Поступила в редакцию 26.01.93 г.

Проанализированы известные к настоящему времени ассоциации радиолярий триаса различных районов мира. Показано, что в средне- и поздне триасовое время наблюдается значительная географическая дифференциация радиоляриевых фаун, объясняющаяся их принадлежностью к различным климатическим поясам. Бореальные фауны радиолярий известны на Северо-Востоке Азии (кроме Корякского нагорья) и на севере Аляски. Тропические фауны распространены в Средиземноморской области, а также на Азиатском и Североамериканском обрамлении Тихого океана. Существенные таксономические различия между бореальными и тропическими ассоциациями позволяют определить правомерность использования радиолярий триаса в качестве биотических индикаторов палеоклиматов.

Северо-Восточная Азия является районом широкого распространения разнообразных триасовых отложений, многие из которых охарактеризованы остатками радиолярий. Самые обильные ассоциации этих организмов встречаются в кремнистых и вулканогенно-кремнистых образованиях, которые наиболее развиты в областях, непосредственно примыкающих к Тихому океану. Это Корякское нагорье, Сахалин, Нижнее Приамурье, Восточное Приморье, восточные районы Японии. Ранее была показана значительная степень общности ассоциаций радиолярий этих районов, позволяющая с успехом прослеживать от Японии до Корякского нагорья выделенные биостратиграфические подразделения (Брагин, 1991а). В то же время радиолярии триаса изучены из многих областей (Северная Америка, Средиземноморский пояс, Филиппины, Северо-Восток Сибири), принадлежащих к различным палеогеографическим и палеоклиматическим поясам. Поэтому представляется уместным сравнить комплексы радиолярий Северо-Востока Азии с известными в других районах и попытаться решить вопрос, можно ли на основании анализа радиоляриевой ассоциации более или менее убедительно говорить о ее палеоклиматической приуроченности.

Радиолярии нижнего триаса, а также нижнего и среднего анизия пока изучены из немногих местонахождений Японии и Сихотэ-Алинской области и данные по ним неполны. Поэтому целесообразно начать рассмотрение с хорошо исследованных среднетриасовых (позднеанизийско-раннеладинских) ассоциаций. Типичные комплексы этого воз-

раста известны в разрезах Сихотэ-Алинской области (пос. Дальнегорск) и Сахалина (гора Юноны), а также в Японии (Брагин, 1991а, б; Blome, 1987, Nishizono *et al.*, 1982; Takashima, Koike, 1982; Yao, 1982). В их составе доминируют различные виды рода *Pseudostylosphaera* (*P. japonica*, *P. tenue*, *P. acrior*, *P. spinulosa* и др.), рода *Triassocampe* (*T. deweveri*, *T. scalaris* и др.). Типичны представители семейства *Eptingiidae* (*Eptingium manfredi*), *Pentactinocarpidae* (*Pentactinocarpus fusiformis*, *P. acanthicus*), рода *Yeharaia* (*Y. japonica*, *Y. elegans*, *Y. annulata*). Существенных различий в строении ассоциаций перечисленных районов не наблюдается, таким же является и комплекс верхнего анизия - нижнего ладина Корякского нагорья (Брагин, 1991а).

При сравнении с одновозрастными ассоциациями Средиземноморья, известными в настоящее время в Италии (De Wever *et al.*, 1990; Dumitrica *et al.*, 1980; Martini *et al.*, 1989) и Словении (Gorican, 1990), заметно большое сходство, выражающееся в том, что в средиземноморских комплексах доминируют те же таксоны, что и в перечисленных тихоокеанских. Исключением является род *Yeharaia*, редко встречающийся в Тетической области. Кроме того, в Средиземноморье обычны представители семейства *Oertlispongiidae* (Dumitrica *et al.*, 1980), относительно редкие на востоке России и в Японии. Это, однако, объяснимо большей полнотой тетических ассоциаций, выделенных из карбонатных пород, благодаря чему тонкие скелетные элементы *Oertlispongiidae* гораздо чаще сохраняются, чем в остатках после растворения яшм и кремней. Что же касается рода *Yeharaia*, то он, кроме

Северо-Востока Азии, известен в составе средне-триасовых ассоциаций Филиппин (Cheng, 1989; Yeh, 1990), также весьма близких к японским, сихотэ-алинским и сахалинским. Таким образом, для позднего анизия и раннего ладина следует отметить большую степень схожести комплексов обрамления Тихого океана и Альпийского региона.

Перейдем к верхнеладинско-нижнекарнийскому интервалу. В разрезах Дальнегогорска (Приморье) горы Юноны (Сахалин), в Корякском нагорье (Брагин, 1991а), а также в различных районах Японии (Nakaseko, Nishimura, 1979; Nishizono *et al.*, 1982), известна ассоциация, в которой резко преобладают различные *Muelleritortidae* (*Muelleritortis cochleata*, *Tritortis kretaensis*) и *Pseudostylosphaera* (*P. inaequata*, *P. imperspicua*). Наряду с ними встречаются *Triassocampe deweveri*, *Yeharaia elegans*, *Pentactinocarpus fusiformis*, переходящие из нижележащих слоев, а также представители рода *Xiphotheca* (*X. dimidiata*). Перечисленные таксоны (кроме рода *Xiphotheca*) весьма характерны для верхнего ладина - нижнего карния Альпийско-Средиземноморской области (De Wever, 1984; Kazintsova, Lozynyak, 1986; Kozur, 1988a, b; Kozur, Krah, 1984), где совместно с ними встречаются многочисленные *Oertlispongiidae*, а также представители рода *Ditortis*, не известного в Тихоокеанской области. Наконец, верхнеладинские ассоциации известны на западе Канады, и по составу они также близки к комплексам Северо-Востока Азии (Cordey *et al.*, 1988).

Верхнекарнийско-нижненорийские комплексы широко известны и описаны в опорных разрезах кремнистых толщ триаса Сихотэ-Алиня и Сахалина (Брагин, 1991а), кроме того они изучались в Корякском нагорье (Брагин, 1991а, б) и Японии (Nakaseko, Nishimura, 1970; Nishizono *et al.*, 1982; Takashima, Koike, 1982; Yao, 1982; Yoshida, 1986). В составе ассоциаций ведущую роль играют *Capnuchosphaeridae* (*Capnuchosphaera triassica*, *C. theloides*, *C. lea* и др. виды) и *Capnodocinae* (*Capnodocinae anapetes*, *C. antiqua* и др.). Обычны также представители родов *Jaropocampe*, *Xiphotheca*, *Syringocarpa*. Такой состав характерен для подавляющего большинства местонахождений радиолярий на Северо-Востоке Азии, однако на востоке Корякского нагорья была обнаружена более богатая ассоциация (Брагин, 1991б), в которой помимо перечисленных таксонов присутствуют роды *Pentapongodiscus*, *Orbiculiforma*, *Veghicyclia*, *Karnospongella*. Именно этот комплекс весьма близок к тетическим, известным в Сицилии, Греции, Турции и Австрии и отличающимся от большинства восточноазиатских более богатым составом (De Wever *et al.*, 1979; Kozur, Mostler, 1972; Kozur, Mostler, 1979; Kozur, Mostler, 1981). Кроме этого, ассоциации верхнекарнийско-нижненорийских радиолярий встречаются во многих районах Северной Америки: в Орегоне, Калифорнии, Мексике (Blome, 1984; Pessagno *et al.*, 1979). Их отличитель-

ной чертой является особенное обилие *Capnuchosphaeridae* и *Capnodocinae*, в остальном они достаточно сходны с комплексами Японии и востока России. Особняком стоят ассоциации севера Аляски (Blome, 1987), которые при общей близости таксономического состава к нижеперечисленным отличаются относительной бедностью представителей семейства *Capnodocinae*. Благодаря этому, можно говорить, что для позднего карния - раннего нория намечаются определенные различия между тихоокеанскими и тетическими фаунами радиолярий, но в большинстве своем они проявляются на видовом таксономическом уровне (Blome, 1987), лишь комплексы севера Аляски имеют отличия на уровне родов и семейств.

Ассоциации верхнего нория - рэта (?) известны в тех же районах и разрезах на Северо-Востоке Азии, что и более древние (Брагин, 1991а). Для них типично обилие представителей семейства *Saturnalidae* (*Praemesosaturnalis*, *Pseudoheliodiscus*, *Mesosaturnalis* и др.), подсемейства *Pantanelliinae* (*Betraccium*, *Pantanellium*), родов *Canoptum* (*C. rhaeticum*), *Livarella* (*L. longus*, *L. gifuensis*, *L. densiporata*). Состав ассоциаций почти неизменен от Корякского нагорья до Японии и Филиппин (Брагин, 1991а; Yao, 1982; Yeh, 1992; Yoshida, 1986). В Тетической области разновозрастные комплексы известны в Альпах (Kozur, Mostler, 1972, 1979, 1981), они имеют весьма близкий состав, несколько отличающийся на видовом уровне (это особенно касается видового состава представителей семейства *Saturnalidae*). Напротив, большинство североамериканских комплексов заметно отличаются как от восточноазиатских, так и от тетических значительно большим обилием и разнообразием подсемейства *Pantanelliinae* (*Betraccium*, *Cantalum*, *Pantanellium*), а также мультициртоидных населлярий (*Laxtorum*). Такие ассоциации известны в Мексике, Орегоне, Британской Колумбии и на юге Аляски (Blome, 1984, 1987; Carter, 1990; Carter *et al.*, 1989; Pessagno *et al.*, 1979; Pessagno, Blome, 1980). В то же время на севере Аляски (хребт Брукса) наблюдаются существенно обедненные комплексы, отличающиеся низким таксономическим разнообразием родов *Pantanellium* и *Ferresium* (Blome, 1987). Похожая ассоциация была обнаружена в верхнем нории Новой Зеландии (Blome *et al.*, 1987).

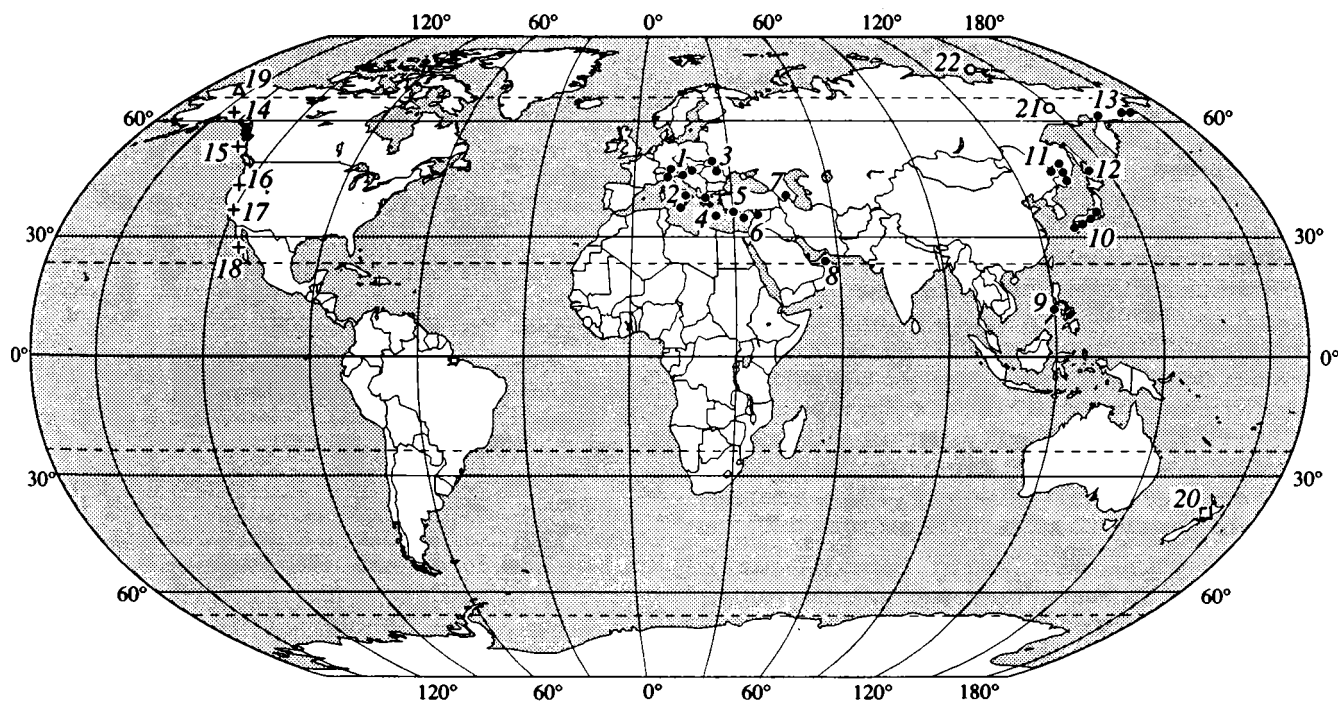
Проведенный анализ позволяет заключить следующее. Для верхнего анизия - нижнего ладина наблюдается чрезвычайно высокая степень общности восточноазиатских, североамериканских и тетических ассоциаций радиолярий, велика она и для верхнего ладина - нижнего карния. В верхнем карнии - среднем нории намечается некоторое обособление комплексов различных районов, при этом наиболее специфической является ассоциация хребта Брукса (Аляска). Еще более отчетливы эти различия для верхнего нория - рэта, где выделяются по крайней мере три группы, приуроченные к определенным "провинциям":

тетическо-восточноазиатской, североамериканской и североаляскинской (к которой близок комплекс Новой Зеландии) (рисунок). Такое возрастание провинциальности и обособленности фаун различных регионов уже установлено для триаса на примере аммоноидей, наутилоидей, двустворчатых моллюсков и других групп (Дагис и др., 1979), и представляется вполне логичным и для радиолярий. Тем не менее, заметно, что это явление в случае радиолярий начинает наблюдаться лишь в позднем триасе и отчетливо выражено только для фаун Северной Аляски и Новой Зеландии.

Все остальные рассмотренные здесь регионы характеризуются значительной общностью фаун радиолярий, что может быть объяснено их приуроченностью к одному климатическому поясу, в данном случае, тропическому. Особенно характерна схожесть восточноазиатских и тетических ассоциаций. Это обстоятельство уже неоднократно привлекало внимание как биостратиграфов и палеонтологов, так и геологов-тектонистов. Следует особенно подчеркнуть, что средний и особенно верхний триас Корякского нагорья и ряда других районов Северо-Восточной Азии, прилегающих к Тихому океану, характеризуется тропическим характером ассоциаций самых разнообразных

организмов: головоногих и двустворчатых моллюсков, конодонтов, кораллов, фораминифер, а не только радиолярий (Брагин, 1991а). Нахождение таких фаун в указанных районах является аномальным, так как расположение полярной области для этого времени реконструируется именно в Корякско-Камчатском регионе (Zakharov, Sokarev, 1990). Для объяснения данного факта привлекались плейттектонические построения, которые были ранее детально обсуждены (Брагин, 1991а). До настоящего времени убедительной альтернативы этим построениям нет, несмотря на их очевидную дискуссионность.

Тем не менее, представляется необходимым разрешить следующий вопрос: можно ли на основании одних лишь данных о составе радиоляриевой ассоциации триаса судить о ее палеоклиматической приуроченности, или, другими словами, могут ли радиолярии служить надежными индикаторами климата. Этот вопрос особенно важен постольку, поскольку в кремнистых толщах радиолярии нередко являются единственной группой организмов и не сопровождаются другими ископаемыми остатками. Казалось бы, судя по проведенному обзору, между радиоляриевыми ассоциациями различных и весьма удаленных районов не наблюдается значительных различий, и эти фауны



Местонахождения радиолярий среднего и верхнего триаса.

Средиземноморско-восточноазиатская тропическая провинция: 1 – Альпы и Венгрия; 2 – Южная Италия и Сицилия; 3 – Карпаты; 4 – Греция и Крит; 5 – Турция; 6 – Кипр и Сирия; 7 – Малый Кавказ; 8 – Оман; 9 – Филиппины; 10 – Япония; 11 – Сихотэ-Алинь и Западная Манчжурия; 12 – Сахалин; 13 – Корякское нагорье. Североамериканская тропическо-субтропическая провинция: 14 – Южная Аляска; 15 – Британская Колумбия; 16 – Орегон; 17 – Калифорния; 18 – Мексика. Североамериканская бореальная провинция: 19 – Хребет Брукса. Нотальная провинция. 20 – Новая Зеландия. Восточносибирская бореальная провинция: 21 – Оломонский массив; 22 – Остров Котельный.

выглядят неперспективными в качестве показателей климата. Однако в последнее время обнаружены новые местонахождения радиолярий в бореальных триасовых отложениях Северо-Востока Сибири (Брагин, 1990). Состав этих ассоциаций резко отличается от ранее известных и требует специального рассмотрения.

Наиболее представительные ассоциации известны в верхнем анизии - нижнем ладине Омолонского массива. Их возрастные аналоги встречаются на острове Котельном. Известны также находки нижнетриасовых (оленекских) и верхнетриасовых (карнийских) радиолярий, однако их комплексы имеют плохую сохранность и недостаточно представительны. Для верхнего анизия - нижнего ладина здесь характерны сферические спумеллярии, близкие к палеозойским *Entactiniidae* и обладающие архаичной скелетной спикой, сферические и дискондные формы с губчатыми оболочками, относящиеся к надсемейству *Spongodiscoidea*, различные сферические спумеллярии без спикой, с несколькими решетчатыми оболочками, а также немногочисленные представители родов *Pseudostylosphaera*, *Archaeothamnulus*, *Pentactinoparus*, *Hozmadia*, *Triassocampe*. Здесь почти нет таких характерных для верхнего анизия - нижнего ладина тропических областей Тетиса и Пацифики таксонов, как семейство *Eptingiidae*, семейство *Oertlispongiidae*, семейство *Foremanelliidae*, роды *Yeharaia*, *Anisicyrtis*, *Poulpus* и другие, а видовой состав таких родов, как *Pseudostylosphaera* и *Triassocampe* резко сокращен. Ассоциация имеет своеобразный архаичный облик и в целом обеднена. Очевидно, что это позволяет выделить районы ее распространения в особую, бореальную, провинцию (рисунк). Бореальный характер этой области, а также Северной Аляски (хр. Брукса) уверенно доказывается как по составу ископаемых сообществ (аммоноидеи и другие моллюски) (Дагис и др., 1979), так и по типу литогенеза, для которого свойственно широчайшее развитие терригенных формаций при минимуме карбонатного скопления. Для таких районов, как Британская Колумбия, свойственны специфические ассоциации аммоноидей, включающие как тропические, так и бореальные элементы (Дагис и др., 1979), и подобное явление вероятно здесь и для радиолярий.

Следовательно, если между бореальными и тропическими ассоциациями радиолярий триаса существуют глубокие различия, проявляющиеся на высоком таксономическом уровне, нет никаких причин сомневаться в правильности ранее сделанных выводов о том, что сходство комплексов Средиземноморья и Корякского нагорья может быть истолковано в пользу тропической природы последних. Чрезвычайно широкое географическое распространение тропических ассоциаций радиолярий триаса вполне согласуется с существующими представлениями о теплом, неледниковом характере климата триасового периода, в силу че-

го площадь бореальной области была относительно невелика. Среди большого числа тепловодных ассоциаций встречаются такие, которые могут быть истолкованы, как переходные (субтропические, южнобореальные и т.п.), например, североаляскинские или новозеландские. Наконец, из всего сказанного очевидно, что состав комплексов радиолярий триаса обладает отчетливой зависимостью от приуроченности к той или иной палеоклиматической области, и что радиолярии триаса могут рассматриваться как биотические индикаторы климата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.
- Брагин Н.Ю. Карнийский комплекс радиолярий вулканогенно-кремнистых образований Эконайской зоны Корякского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С. 79 - 86.
- Брагин Н.Ю. Триасовые радиолярии Омолонского массива // Использование радиолярий в стратиграфии и палеобиологии. Тез. докл. девятого Всес. семинара по радиоляриям. Уфа: Уфимск. ун-т, 1990. С. 15 - 16.
- Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 240 с.
- Blome Ch. D. Upper Triassic Radiolaria and Radiolarian Zonation from Western North America // Bull. Am. Paleontol. 1984. V. 85. P. 1 - 88.
- Blome Ch. D. Paleogeographic significance of Lower Mesozoic Radiolarians from the Brooks Range, Alaska // Tailleux Irv. and Weimer P. (eds.). Alaskan North Slope geology: Bakersfield, Calif. Soc. Econ. Paleont. and Miner., Pacific Sec. 1987. V. 1. P. 371 - 380.
- Blome Ch. D., Moore P.R., Simes J.E., Watters W.A. Late Triassic Radiolaria from phosphatic concretions in the Torlesse terrane, Kapiti Island, Wellington // Geol. Surv. New Zealand. 1987. Rec. 18. P. 103 - 109.
- Carter E.S. New Biostratigraphic Elements for Dating Upper Norian Strata from the Sandilands Formation, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada // Marine Micropaleontology. 1990. № 15. P. 313 - 328.
- Carter E.S., Orchard M.J., Tozer E.T. Integrated ammonoid-conodont-radiolarian biostratigraphy, Late Triassic Kunga Group, Queen Charlotte Islands, British Columbia // Current Res. Pt H. Geol. Surv. Canada. 1989. Pap. 89 - 1H. P. 23 - 30.
- Cheng Y.-N. Upper Paleozoic and Lower Mesozoic Radiolarian Assemblages from the Busuanga Island, North Palawan Block, Philippines // Bull. Nat. Mus. Natur. Sci. 1989. № 1. P. 129 - 175.
- Cordey F., De Wever P., Dumitrica P., Danelian T., Kito N., Vrielynck B. Description of some new Middle Triassic radiolarians from the Camp Cove Formation, Southern British Columbia, Canada // Rev. Micropaleontology. 1988. V. 31. № 1. P. 30 - 37.
- De Wever P. Triassic Radiolarians from the Darnó Area (Hungary) // Acta Geol. Akad. Hung. 1984. V. 27. № 3 - 4. P. 295 - 306.

- De Wever P., Sanfilippo A., Riedel W.R., Gruber B.* Triassic radiolarians from Greece, Sicily and Turkey // *Micropaleontology*. 1979. V. 25. № 1. P. 75 - 110.
- De Wever P., Martini R., Zaninetti L.* Datation paleontologique des radiolarites du Lagonegro (Formation du Monte Facito, Italie meridionale). Individualization des le Trias moyen de bassins pelagiques en Tethys occidentale // *G.R. Acad. Sci. Paris*, 1990. T. 310. Ser. II. P. 583 - 589.
- Dumitrica P., Kozur H., Mostler H.* Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps // *Geol. Palaeontol. Mitt. Innsbruck*. 1980. Bd. 10. № 1. S. 1 - 46.
- Gorican S.* Middle Triassic radiolarians from Slovenia (Yugoslavia) // *Geologija*. 1990. № 31, 32. P. 133 - 197.
- Kazintsova L.J., Lozynyak P. Yu.* Stratigraphy of the Triassic deposits of Soviet Capratians and the significance of radiolarians // *Aus den Sitzungberichten der Osterr. Acad. Wissenschaften. Matem.-naturw. Kl.* 1986. Abt. 1. Bd. 1. S. 47 - 51.
- Kozur H.* Muellertortitidae n. fam., eine charakteristische longobardische (oberladinische) Radiolarienfamilie // *Freiberger Forsch. - H.* 1988a. T. 1. № 419. S. 51 - 61.
- Kozur H.* Muellertortitidae n. fam., eine charakteristische longobardische (oberladinische) Radiolarienfamilie // *Ibid.* 1988b. T. 2. № 247. S. 95 - 99.
- Kozur H., Krahel H.* Erster Nachweis triassischer Radiolaria in der Phyllit-Gruppe auf der Insel Kreta // *Neues. Jb. Geol. Paläontol.* 1984. № 7. S. 400 - 404.
- Kozur H., Mostler H.* Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolaria // *Geol. Palaeontol. Mitt. Innsbruck*. 1972. Bd. 2. № 819. S. 1 - 60.
- Kozur H., Mostler H.* Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolaria. T. III; Die Oberfamilien Actinommacea Haeckel, 1862 emend., Artiscacea Haeckel, 1882, Multiar-cusellacea nov, der Spumellaria und triassische Nassellaria // *Ibid.* 1979. Bd. 9. № 112. S. 1 - 132.
- Kozur H., Mostler H.* Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolaria. T. IV. Thalassosphaeracea Haeckel, 1962, Hexastylacea Haeckel, 1882 emend Petrushevskaja, 1979, Sponguracea Haeckel, 1862, emend and weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinommacea und Nassellaria // *Ibid.* 1981. S-Bd. S. 1 - 208.
- Kozur H., Mostler H.* The polyphyletic origin and the classification of the Mesozoic saturnalids (Radiolaria) // *Ibid.* 1983. Bd. 13. № 313. S. 1 - 47.
- Martini R., De Wever P., Zaninetti L., Danelian T., Kito N.* Les Radiolarites Triasiques de la Formation du Monte Facito Auct. (Bassin de Lagonegro, Italie Meridionale // *Rev. Paleobiolog.* 1989. V. 8. № 1. P. 143 - 161.
- Nakaseko K., Nishimura A.* Upper Triassic radiolaria from Southwest Japan // *Sci. Rep. Col. Gen. Educ. Osaka Univ.* 1979. V. 28. № 2. P. 61 - 109.
- Nishizono Y., Ohishi A., Sato T., Murata M.* Radiolarian fauna from the Paleozoic and Mesozoic formations distributed along the Mid-stream of Kuma River, Kyushu, Japan // *News Osaka Micropaleontolog. Spec. vol.* 1982. № 5. P. 311 - 326.
- Pessagno E.A., Jr., Finch W., Abbott P.L.* Upper Triassic radiolaria from the San Hipolito formation, Baja California // *Micropaleontology*. 1979. V. 25. № 1. P. 160 - 197.
- Pessagno E.A., Jr., Blome Ch. D.* Upper Triassic and Jurassic Pantanelliinae from California, Oregon and British Columbia // *Ibid.* 1980. V. 26. № 2. P. 225 - 273.
- Takashima K., Koike T.* Triassic radiolarian faunas in chert from some areas in Japan // *News Osaka Micropaleontolog. Spec. vol.* 1982. № 5. P. 45 - 50.
- Yao A.* Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan // *J. Geosci. Osaka City Univ.* 1982. V. 25. P. 53 - 70.
- Yeh K.-Y.* Taxonomic studies of Radiolaria from Busuanga Island, Philippines // *Bull. Nat. Mus. Natur. Sci.* 1990. № 2. P. 1 - 63.
- Yeh K.-Y.* Triassic Radiolaria from Uson Island, Philippines // *Ibid.* 1992. № 3. P. 51 - 91.
- Yoshida A.* Upper Triassic to Lower Jurassic Radiolarian Biostratigraphy in Kagamigahara City, Gifu Prefecture, Central Japan // *J. Earth Sci. Nagoya Univ.* 1986. V. 34. P. 1 - 21.
- Zakharov Yu.D., Sokarev A.N.* Permian - Triassic Paleomagnetism of Eurasia // *Saito Ho-on Kai. Spec. Publ.* 1990. № 3. P. 313 - 323.

УДК 563.12:551.762

ЭВОЛЮЦИЯ ЮРСКИХ ТЕТИЧЕСКИХ ФОРАМИНИФЕР

© 1994 г. К. И. Кузнецова

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

Поступила в редакцию 31.01.93 г.

Рассмотрено развитие фораминиферовых сообществ, обитавших в бассейнах Восточного Средиземноморья на протяжении юрского времени. В основу положен материал, собранный в Сирии во время работ 1986 - 1991 гг., а также коллекции фораминифер из юрских отложений сопредельных стран, Крыма, Кавказа и Юго-Западной Европы.

На основании анализа систематического состава сообществ, их изменений во времени и пространстве выделены этапы развития фораминифер, связанные с динамикой юрского морского бассейна. Различные по составу и структуре фаунистические группировки приурочены к разным фациально-экологическим условиям и структурно-фациальным зонам. Протяженность отдельных этапов примерно соответствует геологическому веку (ярусу).

Используя в качестве критериев биологические особенности рассматриваемой фауны – морфотип доминант, темпы эволюции, толерантность, активность формообразования, ареалы, степень эндемизма, можно выделить две крупные стадии (мегафазы) развития тетических фораминифер – ранне-среднеюрскую и позднеюрскую – раннемеловую.

Эволюция фораминифер, как и любой группы организмов – процесс многокомпонентный, темпы и направленность которого зависят от ряда факторов: биологических особенностей рассматриваемой группы, комплекса абиотических факторов, степени зависимости от них данных организмов, миграций видов и т.д.

Большинство этих факторов не являются стабильными на протяжении времени, отвечающему даже наименьшему этапу развития фораминифер, в нашем случае – зоне. Чем шире исследуемая область развития данной группы и продолжительнее рассматриваемый временной интервал их развития, тем сложнее складывается картина, но тем достовернее она должна быть.

Огромные акватории мезозойского океана Тетис, населенные в юрское время разнообразной и богатой биотой, в том числе фораминиферами, представляют исключительный интерес для исследований подобного рода.

Располагая обширным материалом по юрским фораминиферам Сирии, частично Израиля, а также по Крыму и Кавказу, в более ограниченной мере – по Западной Европе, мы постарались, приняв их за основу и используя опубликованные данные по другим регионам Тетиса – Франко-Испанским Пиренеям, Алжиру, Марокко, Синаю, Саудовской Аравии, Ирану и Ираку, составить представление об особенностях их развития в пределах данного региона.

Анализ сообществ фораминифер включал изучение особенностей их систематического состава, зависимости от фациально-экологических условий, размеры ареалов как сообществ, так и важнейших их компонентов (преимущественно

на родовом уровне), морфологические признаки доминантных групп.

По доминантным группам юрские фораминиферы рассматриваемой территории принадлежат к цикламминидово-пфендеринидовому типу фауны простейших (Gordon, 1970; Басов и др., 1972; Басов, 1974; Кузнецова, Горбачик; 1985), населявших тропические и субтропические акватории Тетиса.

По экологическому типу – это бентосные формы, т.е. организмы, подверженные жесткому фациальному контролю. Планктонные фораминиферы, начинающие в юре свое развитие, немногочисленны и редки, однако присутствуют в отложениях трех из изученных семи ярусов.

По палеобиогеографическому признаку рассматриваемые сообщества включают тропические тетические эндемики, субтропические достаточно широко распространенные формы и космополитные элементы, широко известные также за пределами Тетиса в Бореальном поясе (бореально-космополитные элементы) – рис. 1.

Учитывая сказанное, мы попытались наметить основные этапы развития фораминифер на протяжении юрского времени в Сирии и проследить их в сопредельных регионах Средиземноморской области.

Первый этап, отвечающий нижней юре, не подразделенной в Сирии на ярусы, выделяется по фауне в Марокко и юго-западной Франции. Он характеризуется развитием представителей сем. Orbitopsellidae – форм, ограниченных в своем распространении тропической областью Тетиса. Обитавшие одновременно с ними псевдоцикламины, литуосепты, хаурании и пфендерины, также

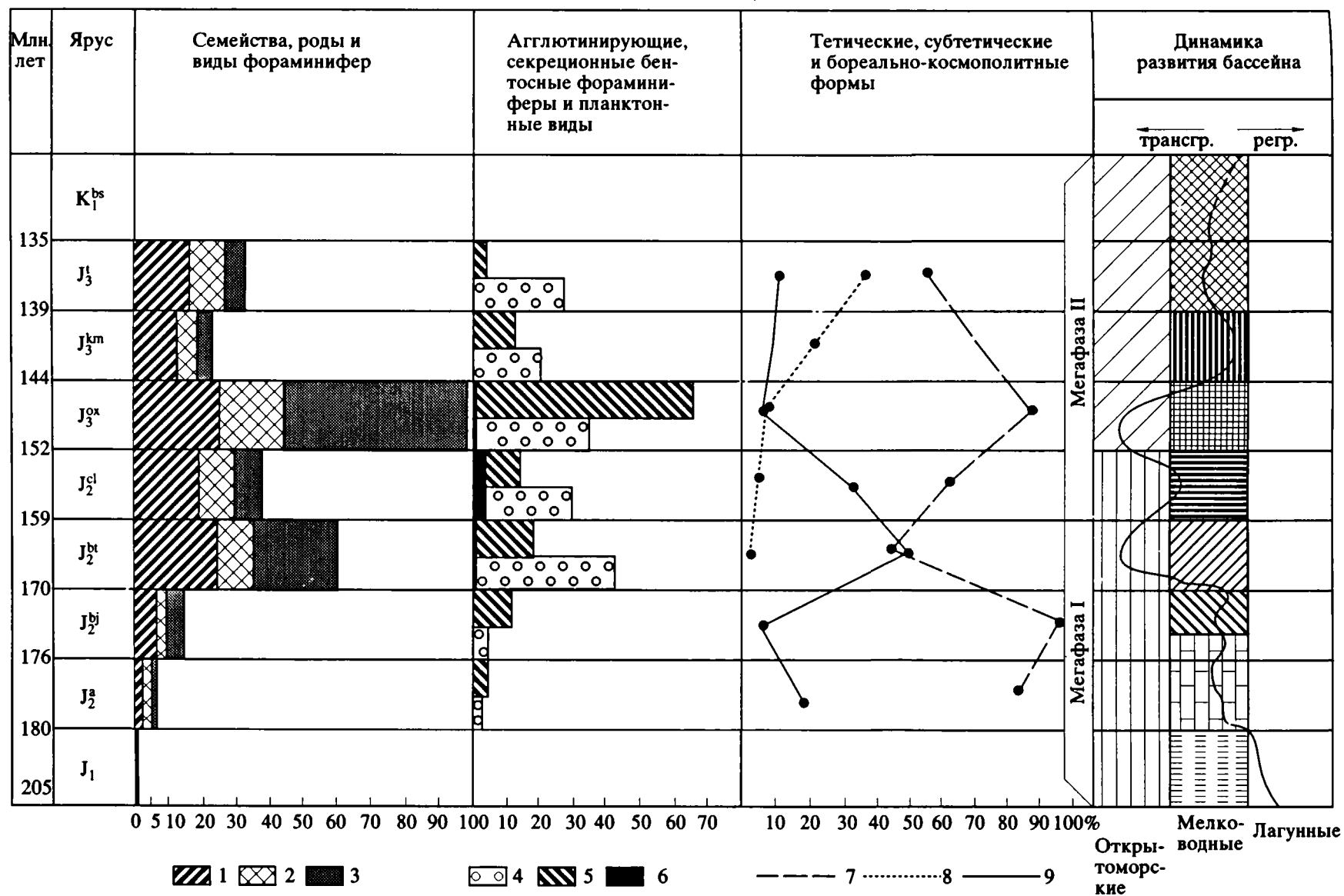


Рис. 1. Соотношение различных таксономических, экологических и палеобиеогеографических компонентов в юрских танатоценозах фораминифер Сирии.

1 – семейства; 2 – роды; 3 – виды; 4 – агглютинирующие бентосные фораминиферы; 5 – секреторные бентосные фораминиферы; 6 – планктонные фораминиферы; 7 – бореально-космополитные формы; 8 – субтетические формы; 9 – тетические формы.

относящиеся к числу эндемиков, имели, однако, более широкое стратиграфическое распространение и в Восточном Средиземноморье известны в средней и частично в верхней юре. В Сирии нижнеюрские отложения формировались в условиях мелководного, местами опресненного бассейна, о чем можно судить по обедненному составу фораминифер и присутствию пресноводных остракод. В Крыму этому времени соответствует накопление осадков таврической серии, лишенных фораминифер.

Второй этап охватывает стратиграфический интервал, отвечающий аалену - нижнему байосу и характеризуется в Сирии доминированием бореально-космополитных элементов (роды *Praelamarkina*, *Epistomina*, *Lenticulina*, *Citharina*) при подчиненной роли тетических эндемиков. Эти ассоциации формировались в Сирии в юго-западной части страны в условиях медиолиторали. Близкие сообщества развивались на этом этапе на Синайском п-ове в сходных условиях обитания (Said, Barakat, 1958).

Третий этап по времени соответствует байоскому веку. Преобладание в развитии фауны от предыдущего этапа проявилось в устойчивом преобладании секреторных бентосных фораминифер, подчиненной роли тетических элементов. Широкое распространение этих ассоциаций в Средиземноморье позволяет не только четко сопоставлять по ним осадки байосского яруса Алжира, Марокко, Синая и юго-западной Сирии, но выделять единую стадию развития этой фауны.

Четвертый – батский этап соответствует обширной трансгрессии и отличается в Средиземноморской области развитием фораминиферных ассоциаций различного типа, приуроченных к различным частям быстро расширявшегося бассейна. На юге и юго-западе Сирии, в Синае и на севере Африки продолжают доминировать бореально-космополитные элементы, в центральной и северо-западных частях Сирии, в Юго-Западной Франции и Алжире они играют подчиненную роль при резком возрастании количественного и систематического разнообразия тетических эндемиков. Впервые появляются планктонные фораминиферы (роды *Conoglobigerina* и *Globuligerina*). Обновление состава сообществ фораминифер отмечается на родовом уровне – в пределах Сирии с началом или серединой батского этапа развития фораминифер связано появление 18 родов (рис. 2).

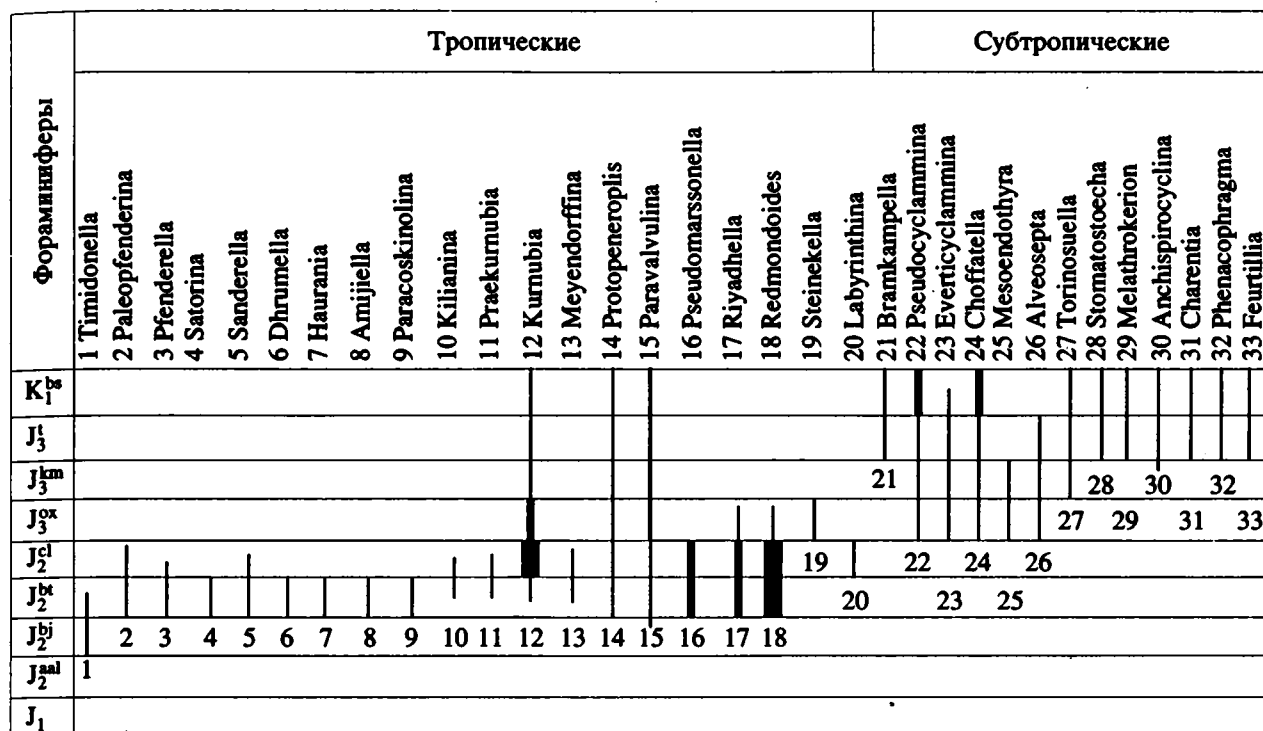
Пятый этап в развитии юрских фораминифер охватывает келловейское время, отмеченное в Восточном Средиземноморье некоторым сокращением морской трансгрессии и увеличением дифференциации фацциально-экологических обстановок в этих акваториях. Четко выделяются два типа сообществ, в целом унаследованных по составу от более древних батских фаун. Юго-запад Сирии, Синайский полуостров – области накопления терригенно-карбонатных осадков и развития

сообществ, в которых доминируют бореально-космополитные элементы. Более малочисленные тетические формы обитали здесь в условиях мелководной медиолиторали и карбонатной платформ. Северо-запад Сирии, Франко-Испанские Пиренеи, Марокко в келловейское время были местами обитания тепловодных тетических эндемиков. Крым и Кавказ характеризуются развитием сообществ переходного типа, существенная роль в которых принадлежала бореально-космополитным элементам. Продолжают развиваться планктонные фораминиферы, видовое разнообразие которых возрастает.

Шестой этап существенных преобразований фораминиферных сообществ в Средиземноморье связан с расширением морской трансгрессии в оксфордское время. Систематическое разнообразие этой группы достигает максимальных значений, резко возрастает роль секреторных бентосных форм, продолжают развиваться планктонные фораминиферы. Соотношение бореально-космополитных и тетических элементов 9 : 1. Оно незначительно колеблется в разных участках бассейна. Отмечается устойчивость состава сообществ в удаленных регионах. Характерно выравнивание обстановок обитания фауны в условиях широкой трансгрессии, достигавшей в Сирии центральной части страны (Пальмириды). В Крыму и на Кавказе, так же как и в Сирии и Израиле, отмечается появление и широкое распространение ряда новых таксонов (*Everticyclammina*, *Choffatella*, *Mesoendothyra*, *Alveosepta*), развитие которых продолжается до конца юры, а некоторых и в меловое время.

Начало *седьмого* – кимериджского – этапа связано с регрессивной фазой бассейнов Восточного Средиземноморья и общей перестройкой структурного плана этого региона. Это отразилось на обеднении систематического состава данной фауны и мозаичном распространении осадков кимериджа на территории Сирии. Здесь они локализованы, в основном, в юго-западной части страны, тесно связаны по составу и сходным условиям с одновозрастными породами Израиля и характеризуются заметным преобладанием в сообществах фораминифер бореально-космополитных элементов над тетическими. В северо-западной части Сирии, где кимериджские породы сохранились в виде отдельных выходов, комплексы фораминифер обогащаются субтетическими элементами (род *Torinosuella*). Агглютинирующий бентос доминирует над секреторным в сообществах фораминифер. Планктонные фораминиферы в осадках прибрежно-мелководной области не встречены.

Восьмой, завершающий этап развития фораминифер охватывает конец юрской и начало меловой эпох, объединяя в единой стадии развития титонские и берриасские сообщества. Распространение отложений этого возраста на Ближнем



— 1 — 2 ■ 3

Рис. 2. Стратиграфическое распространение некоторых родов фораминифер (тропический и субтропический типы тетической фауны).

1 – 1-2 вида; 2 – 3-5 и более видов; 3 – 5 видов.

Востоке ограниченное и мозаичное. Систематическое разнообразие состава сообществ – высокое. Соотношение рассмотренных выше групп – тетических, субтетических и бореально-космополитных сохраняется прежним – доминируют субтетические и космополитные элементы, тетические эндемики немногочисленны. Начало этого этапа отмечено обновлением родового состава тетической фауны – появляются шесть новых родовых таксонов, основное развитие и распространение которых происходит уже в меловое время. Все эти рода относятся к субтропической фауне, они широко развиты на Ближнем Востоке, в Крыму, на Кавказе, в Юго-Западной Европе и на севере Африки. Характерно, что преобразование состава фораминифер на юрско-меловом рубеже в Тетисе столь же не резко выражены, как и в Бореальных акваториях. Обновление фауны на этой границе не выходит за пределы видового уровня. Основным момент формирования новых меловых элементов – начало и середина позднего титона.

Рассматривая изменение фораминифер в неразрывной связи и на фоне развития юрских тетических бассейнов мы не коснулись таких важнейших моментов, как биологические особенности данной группы, темпы эволюции и пространственное распространение.

Исходя из того, что скорость эволюции таксона в нашем случае рода (поскольку говоря об эволюции мы оперируем в основном родовыми категориями) обратно пропорциональна длительности его существования, мы попытались выяснить, какие моменты были переходными в темпах эволюции, что объединяет и что различает тетических фораминифер в разные моменты юрской истории, выявляются ли какие-либо морфологические закономерности в их развитии.

Представляется, что в развитии тетических юрских фораминифер Средиземноморья можно выделить две крупных стадии или две мегафазы, различающиеся следующими признаками: морфотипом доминант, темпами эволюции, шириной распространения, интенсивностью формообразования, степенью эндемизма, уровнем толерантности.

Первая мегафаза охватывает значительный по времени период – от ранней юры (плинсбах - тоар) до конца средней юры (келловей). Характерные особенности фораминиферных сообществ этой мегафазы следующие: 1) развитие высокоспециализированных форм со сложным строением экзо- и эндоскелета – особый морфотип; 2) высокая степень эндемизма фауны на уровне семейств; 3) пониженная толерантность, как результат

высокой специализации рассматриваемой фауны; 4) ограниченные ареалы родов и семейств; 5) высокие темпы эволюции на родовом уровне. Продолжительность существования родов 5.5 - 11 млн. лет, видов 1 - 3 млн. лет, что соответствует одной - двум зонам аммонитовой шкалы; 6) высокая активность формообразования.

Вторая мегафаза эволюции тетических фораминифер охватывает всю позднюю юру и начало раннего мела и характеризуется следующими особенностями: 1) развитием, наряду с высокоспециализированными формами более приспособленных конкурентноспособных групп, в основном из семейства *Lituolidae*, приобретающих доминантное значение; 2) иной морфотип доминант; 3) меньшая степень эндемизма сообществ (на уровне родов); 4) умеренная толерантность; 5) более широкие ареалы, охватывающие как тропическую, так и субтропическую области Тетиса (Восточное Средиземноморье, Крым, Кавказ, Северная Африка, Центральная Европа); 6) умеренные темпы эволюции. Продолжительность существования родовых таксонов 17 - 21 млн. лет. Характерно, что темпы эволюции видов не снижаются по сравнению с предыдущим этапом, продолжительность существования видов по-прежнему составляет 1 - 3 млн. лет.

Таковы особенности развития фораминифер, обитавших в Средиземноморье в юрское время.

Рассматриваемые закономерности эволюции этой группы основываются на анализе видовых ассоциаций фораминифер, детально исследованных для территории Сирии.

Анализ развития и распространения рассматриваемых в Сирии сообществ, их состава, структуры и стратиграфического распространения показывает следующее.

Наиболее богатые и разнообразные по систематическому составу ассоциации фораминифер приурочены к отложениям батского, келловейского, оксфордского и титонского ярусов. Отложения лейаса, аалена, байоса и кимериджа, имеющие более ограниченное распространение в Сирии, характеризуются менее обильными сообществами, хотя в отдельных разрезах они также достаточно богаты и разнообразны по систематическому составу. Количественные соотношения бентосных форм с секреторной и агглютинированной раковиной изменяется очень значительно, причем для большинства ярусов характерно преобладание агглютинирующих форм над секреторными и только в байосское и оксфордское время секреторные фораминиферы имели преимущественное развитие в составе бентосных танатоценозов. Это связано с проникновением в Восточное Средиземноморье в отдельные моменты геологической истории бореально-космополитных форм, преимущественно из семейств *Lenticulinidae* и *Vaginulinidae*, являющихся доми-

нантными в сообществах Бореального пояса, Мадагаскара, западной части Индостана, Канадского Атлантического шельфа. Что же касается планктонных фораминифер, то они, как было отмечено выше, немногочисленны и представлены единичными экземплярами: *Globuligerina bathoniana* (Pazdro), *G. calloviensis* K. Kuzn., *G. meganomica* K. Kuzn. и *G. oxfordiana* (Grigelis). В то же время значение этих видов для стратиграфии и корреляции исключительно важное – все они являются видами-индексами соответствующих фораминиферовых зон бата, келловей и оксфорда, имеют субглобальное распространение и могут быть использованы для сопоставления разрезов различных палеобиохорий – провинций, областей и поясов.

АНАЛИЗ ВИДОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Наиболее древними из изученных в Сирии отложений юры являются породы лейаса, содержащие крайне обедненный по составу комплекс фораминифер. Они встречаются в двух разрезах – в пределах Анти-Ливана близ с. Арне и в Приморских хребтах у с. Дждейда. В первом из указанных разрезов присутствуют редкие экземпляры *Trochammina nana* Brady, известной из лейаса Западной Европы и комплекс остракод, включающий *Procytheridea magnicoutensis* Apostolescu, *P. sermoiensis* Apostolescu, *P. triebel* Klingler, *P. vermiculata* Apostolescu, *Progonocythere strilla* Sylvester-Bradley, *Aphelocythere kuhni* Triebele et Klingler, *Isobithocypris ovalis* Bate and Coleman, *Cytherelloidea* sp., *Limnocythere* sp. nov. A, *Limnocythere* sp. nov. B. В разрезе у с. Дждейда обнаружены раковины *Involutina liassica* (Jones) – вида, характерного для лейасовых отложений Европы и Северной Америки.

Отложения средней юры представлены всеми четырьмя ярусами и содержат богатые и разнообразные танатоценозы фораминифер.

Наиболее древними в средней юре являются комплексы с *Ammobaculites cobbani* Loeblich et Tappan, *Lenticulina protracta* (Bornemann), *Citharina chlatrata* (Terquem.), *C. pauperata* (Terquem.) *Praelamarkina humilis* Kaptarenko, характеризующие ааленские и аален-байосские отложения. Как видно из приведенного списка, данные комплексы фораминифер включают в основном бореально-космополитные элементы. Последние представлены родами *Lenticulina*, *Astacolus* и *Citharina*, широко развитыми в Западной Европе, на Мадагаскаре, Синайском полуострове и в Марокко. Это видовое сообщество встречено впервые в пределах Сирии и присутствует только в юрских отложениях юго-западной части Анти-Ливана (разрез у с. Арне в горах Хермон, предгорье хребта Джебель-Шейх). При достаточном видовом разнообразии указанный комплекс богат и по количеству экземпляров присутствующих видов, представле-

ных десятками раковин как микро-, так и мегало-сферической генерации. Это относится и к литуолидам – раковины ряда видов *Ammobaculites* здесь весьма многочисленны. Что касается вида *Praelamarckina humilis* Kapt., известного из аалена юга Европейской части СССР, то он представлен единичными очень мелкими экземплярами и встречается в этих слоях спорадически.

Байосские комплексы фораминифер имеют отчетливую преемственность от более древних – в них также присутствуют многочисленные бореально-космополитные лентикулиниды и вагинулиниды, однако, тетических эндемиков здесь не встречено. Общий систематический состав сообщества значительно обогащается: он включает до 30 видов из 11 родов и 7 семейств. Особо следует отметить появление в байосское время представителей цератобулиминид (рода *Praelamarckina*, *Lamarckella*, *Reinholdella*) и эпистоминид (род *Epistomina*). Эти формы имеют широчайшее географическое распространение, однако, являясь бентосными организмами, они приурочены к определенным фациально-экологическим обстановкам и, как правило, связаны с шельфовыми неглубоководными осадками медиолиотали. Существенно иное сообщество видов встречено в байосе Приморских хребтов. Оно значительно беднее по составу, чем присутствующее в Анти-Ливане и состоит преимущественно из редких лентикулин (*Lenticulina polymorpha* (Terq.) L. veta Hoffman), маргинулин (*Marginulina solida* Terq.) и подозарий.

В пределах Курд-Дага и Пальмирид палеонтологически охарактеризованные байосские отложения не встречены.

Батское время в Восточном Средиземноморье, как и во многих других регионах мира, связано с широким развитием морской трансгрессии. Отложения этого возраста в Сирии распространены очень широко, практически повсеместно в областях развития юры, и содержат богатые и разнообразные комплексы фораминифер. Их систематический состав существенно отличается от байосского за счет обновления и обогащения сообществ, включающих до 65 видов, относящихся к 42 родам из 24 семейств.

Доминантную роль в данных ассоциациях фораминифер приобретают формы с агглютинированной раковиной, секреторные виды отходят на второй план. Появляются первые представители планктонных фораминифер, которые немногочисленны по числу экземпляров единственного присутствующего в этих отложениях вида – *Globuligerina bathoniana* (Pazdro). В батское время на территории Сирии обитали различные по составу сообщества фораминифер, среди которых можно выделить два основных типа. Первый развит в Анти-Ливане и включает в основном широко распространенные формы литуолид, лентикулин и полиморфинид. Присутствуют здесь также

Ophthalmitidae, *Trocholinidae*, *Ceratobuliminidae* и планктонные *Globigerinidae*. Систематический состав комплекса близок к составу батского сообщества фораминифер, описанного на Синайском полуострове в хребте Махара (Said, Barakat, 1958). Наиболее характерными видами здесь являются *Reophax horridus* (Schwager), *Recurvoides bartouxi* Said et Barakat, *Ammobaculites fontinensis* Terquem, *A. suprajurassicus* (Schwager), *A. hermonensis* sp. n., *Lenticulina polymorpha* (Terquem), *Citharina proxima* (Terquem), *Lamarckella antiqua* Kapt., *Globuligerina bathoniana* (Pazdro). Существенно иной состав имеет сообщество, развитое в батских отложениях Приморских хребтов, Курд-Дага и Пальмирид. Здесь доминирующую роль приобретают тетические эндемики из семейств *Cyclamminidae* (роды *Amijiella*, *Dhrumella*), *Spirocyclinidae* (*Haurania*), *Dorothiidae* (*Eomarssonella*), *Protolioxoplectidae* (*Pseudomarssonella*, *Riyadhella*), *Dictioconidae* (*Kilianina*, *Meyendorffina*, *Paracoscinolina*). Важнейшая роль принадлежит семейству *Paleopfenderinidae*, представленному многочисленными видами родов *Paleopfenderina*, *Pfenderella*, *Praekurnubia*, *Kurnubia*.

По изменению состава фораминифер батские отложения Приморских хребтов, где сообщества наиболее богаты и представительны, удается подразделить на нижний и верхний подъярусы, в пределах которых выделены зоны или слои с фауной. Смена комплексов отчетливая, систематический состав устойчивый на всей территории развития данного типа фауны. Для нижнего бата характерны следующие виды *Haurania deserta* Henson, *Amijiella amiji* (Henson), *Redmondoides lugeoni* (Septfontaine), *Pseudomarssonella primitiva* Redmond, *Riyadhella arabica* Redmond, *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Paleopfenderina trochoidea* (Smout et Sugden), *Dhrumella evoluta* Redmond, *Globuligerina bathoniana* (Pazdro). Следует отметить почти полное отсутствие бореально-космополитных элементов, характерных для “южного” кермонского комплекса.

Таким образом, начало батского времени связано с существенными преобразованиями систематического состава фауны фораминифер – появлением новых родовых таксонов из числа тетических эндемиков (рис. 2) и сокращением роли бореально-космополитных элементов.

В позднебатское время эти тенденции продолжали развиваться – на рубеже раннего и позднего бата возникают еще четыре рода и продолжают свое развитие рода, возникшие в начале батского времени – *Paleopfenderina*, *Pfenderella*, *Satorina*, *Sanderella*, *Dhrumella*, *Haurania*, *Amijiella*, *Protopeneroplis*, *Pseudomarssonella*, *Riyadhella*, *Redmondoides*. Граница между подъярусами устанавливается по обновлению видового состава, сокращению роли представителей родов *Haurania* и *Amijiella* и появлению видов, перечисленных выше новых тетических родов. Среди наиболее характерных видов верхнего бата следует отметить *Kilianina*

blancheti Pfen., Meyendorffina bathonica Auroze and Bizon (виды-индексы соответствующей зоны), Paracoscinolina occitanica Peyb., Praekurnubia crusei Redm., Kurnubia bramkampii Redm., Berthelinella paradoxa (Berth.), Limognella dufarei Pell. and Peyb., Paleopfenderina salernitana (Sart. and Cresc.), Mesoendothyra croatica Gusič, Pseudomarssonella bipatiriata Redm., Globuligerina bathoniana (Pazdro) (Pellissie et al., 1984).

Начало келловейского времени связано с сокращением трансгрессии и некоторым обеднением состава сообществ фораминифер, в котором продолжают свое развитие виды и роды, появившиеся в бате. Отчетливо выявляется преемственность келловейских сообществ от батских. Значительная часть позднебатских видов продолжает существовать в келловее. Новые родовые таксоны не возникают. Важная роль в структуре комплекса по-прежнему принадлежит тетическим эндемикам, наряду с которыми появляются формы широкого географического распространения — Polymorphinidae (Eoguttulina, Globulina), Ammodiscidae (Ammodiscoides), Verneuilinidae (Paleogaudyryina), Naplophragmoididae (Naplophragmoides). Планктонные фораминиферы продолжают свое развитие — на смену Globuligerina bathoniana (Pazdro) приходят келловейские виды: Globuligerina meganomic K. Kuznetsova и G. calloviensis K. Kuznetsova. Они по-прежнему немногочисленны, но встречаются как в чисто карбонатных отложениях, так и в терригенно-карбонатных осадках. Систематический состав сообществ, в котором продолжают преобладать агглютинирующие формы менее разнообразен, чем в батское время: в келловее представлено 16 семейств 29 родов и около 60 видов фораминифер.

В келловейское время, так же как и в батское, намечается два типа видовых сообществ: в Анти-Ливане по-прежнему преобладают формы широкого географического распространения, в Приморских хребтах значительную роль играют тетические эндемики. Систематический состав келловейских сообществ не позволяет дать двучленное деление этого яруса (так же как в Крыму). Он изменчив в пространстве и различается в разрезах разных структурно-фациальных зон, однако в полных и непрерывных разрезах основной видовой комплекс прослеживается от кровли бата до подошвы оксфорда без существенных изменений. Наиболее характерными видами в Анти-Ливане являются: Lituotuba nodus Kos., Kurnubia palastiniensis Henson, Paleogaudyryina varsoviensis Biel. et Poz., Nautiloculina oolithica Mohler, Ammobaculites fontinensis (Terquem).

В Приморских хребтах состав комплекса следующий: Ammodiscoides magharaensis Said et Barakat, Sanderella laynei Redm., Steinekella crusei Redm., Kurnubia palastiniensis Henson, Paleopfenderina salernitana (Sart. et Cresc.), Astacolus pellucida

Said et Barakat, Frondicularia spissa (Terq.), Reinholdella dreheri Bart.

Оксфордское время связано со значительным расширением морской трансгрессии, вследствие чего отложения оксфорда пользуются в Восточном Средиземноморье, в частности, в Сирии очень широким распространением. Они содержат богатейшие фаунистические сообщества, среди которых важное место принадлежит фораминиферам. Для последних характерно высокое систематическое разнообразие, устойчивость состава сообществ на обширных территориях (что обеспечивалось широкими миграциями фауны), высокая плотность популяций большинства видов, связанная с относительной стабильностью условий в палеобассейнах, присутствие планктонных форм, отчетливое преобладание секретионного бентоса над агглютинирующим, доминирующее участие в структуре комплексов бореально-космополитных широко распространенных видов над тетическими эндемиками. Указанные особенности характерны для оксфордских фораминиферовых ассоциаций во всех участках развития этих отложений в Сирии. Богатство систематического состава (28 семейств, 46 родов и более 100 видов) позволило проследить смену сообществ и выделить зоны в пределах нижнего и верхнего подъяруса оксфорда, на которые мы подразделили этот ярус. Раннеоксфордские ассоциации фораминифер, изученные в разрезах Анти-Ливана (Хадар, Роуда, Вади Аль Карн) включает следующие виды: Alveosepta jaccardi (Schrodt), Ammobaculites coprolithiformis (Schwag.), Pseudocyclammina maynci Hott., Mesoendothyra sp., Lenticulina brueckmanni (Mjatl.), L. quenstedti (Guemb.), L. russiensis Mjatl., Astacolus vacillantes Esp. et Sigal, Planularia beierana (Guemb.), Citharina entypomatus Esp. et Sigal, C. parallela, Biel. et Poz., Marginulinopsis suprajurassicus (Schwager), Conorboides paravalendisensis Reiss, Spirillina kuebleri Mjatl., Epistomina nemunensis Grig., E. porcellanea Brueckm., Globuligerina oxfordiana (Grig.).

Как видно из приведенного комплекса, он состоит в основном из широко распространенных форм секретионного бентоса, известных в Бореальном поясе, Мадагаскаре, Синайском полуострове, Западной Европе, Канаде, Крыму. Это создает основу для корреляции по этой фауне отложений выделенной здесь зоны Lenticulina brueckmanni-Globuligerina oxfordiana, установленной в таком же объеме и близком составе в нижнем оксфорде европейской части России, Крыма и Кавказа (Стратиграфия и корреляция ..., 1985).

Отложения среднего - верхнего оксфорда, как правило, связаны с подстилающими нижнеоксфордскими породами постепенным переходом. Наблюдается отчетливая преемственность в развитии сообществ фораминифер. Обновление состава отмечается в основном на видовом уровне за счет появления следующих характерных для

верхнего оксфорда форм: *Reophax metensis* Franke, *Nauphragmium lutzei* Hanzl., *Ammobaculites braynsteini* Cushm., *Trocholina transversarii* Paalz., *Lenticulina quenstedti* (Guemb.), *L. audax* Loeb. et Tapp., *Steinekella steineki* Redm. Последний вид относится к *Paleorpfenderinidae*, типичному для Тетиса и ограниченному в своем распространении его пределами. Присутствием в оксфорде родов *Steinekella*, *Pseudocyclammina* и *Everticyclammina* ограничивается участие в данных сообществах тетических и субтетических эндемиков, немногочисленных по видовому составу, однако, в некоторых слоях представленных массовым количеством раковин.

Стабильность систематического состава позднеоксфордских ассоциаций фораминифер во всех известных местонахождениях Сирии обеспечила широкое распространение установленных здесь зон, которые могут рассматриваться как зоны общей шкалы. Близкие, хотя и более обедненные сообщества фораминифер обнаружены в оксфорде Пальмирид, который ранее считался отсутствующим в этой части Сирии (Jarmakani *et al.*, 1989).

Кимериджское время в пределах Сирии связано с началом перестройки структурного плана, обширными поднятиями и сокращением морского бассейна. Все это наложило отпечаток на состав, структуру и пространственное распространение комплексов фораминифер.

Отложения кимериджа ограничены в своем распространении и в основном локализованы в Анти-Ливане (разрезы Вад Аль Карн, Вад Фавуар). В мелководных осадках, преимущественно в органогенно-обломочных, оолитовых и строматопоровых известняках присутствует обедненное видовое сообщество фораминифер следующего состава: *Reophax hounstoutensis* Lloyd., *Triplasia jurassica* Mjatl., *Marssonella doneziana* Dain., *M. hehti* Dieni et Massari, *Citharina lepida* (Schwag.), *Alveosepta personata* (Tobler). Последний вид является видом-индексом одноименной зоны, широко распространенной в карбонатных фациях Средиземноморской области. В то же время это единственный "тетический" вид в сообществе. Остальные виды относятся к широко распространенным эврифаціальным формам. Близкое по составу, но обогащенное тетическими элементами сообщество встречено в Приморских хребтах (карьер Никола в отложениях, отнесенных нами к кимериджу. Здесь отмечены *Ammobaculites pellucida* Said et Barakat, *Pseudocyclammina* sp., *Alveosepta personata* (Tobler), *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Lenticulina subtilis* (Wins). Анализ этого сообщества показывает, что оно включает 14 семейств, 20 родов и 25 видов, из которых большая часть представлена агглютинирующими формами. Планктонные виды отсутствуют. Количественный состав комплекса обеднен.

На остальной территории Сирии кимериджские породы либо не отлагались (Курд-Дар), либо подверглись размыву, связанному с предмеловыми поднятиями. Следы их сохранились в отдельных пунктах в виде переотложенной в меловых отложениях фауны остракод и фораминифер (разрез Вад Джаннам в Приморских хребтах).

Титонское время является завершающим этапом в юрской истории геологического развития Сирии. Предмеловые поднятия охватили большую часть территории страны и лишь в единичных разрезах сохранились осадки титонского возраста. Они изучены в Анти-Ливане (разрезы Вад Аль Карн, Сед Аль Карн, Вад Фавуар) и в Приморских хребтах в разрезе близ г. Кадмус. Комплексы фораминифер из этих пород, богатейшие по составу, представлены массовым числом особей и включают широко распространенные зональные виды – *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger) и *Melathrokerion eospiralis* Gorb. Одноименная зона выделяется в титонских отложениях Сирии, Крыма, Кавказа и, по-видимому, может быть установлена в Марокко. Более детально титонские отложения подразделить не удастся вследствие того, что титон в Сирии представлен не в полном объеме. Характерной особенностью титонских ассоциаций фораминифер Анти-Ливана является ее смешанный состав, включающий как тетические и субтетические эндемики, так и космополитные формы. Здесь отмечено сообщество следующего состава: *Gaudryina vadazi* Cushm. et Glaz., *Stomatostoecha compressa* Gorb., *Melathrokerion eospiralis* Gorb., *Alveosepta powersi* (Redm.), *Verneuilina angularis* Gorb., *Marssonella hehti* Dieni et Mass., *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger), *Pseudocyclammina* sp. 1, *Kurnubia jurassica* Redmond. Существенно иной по видовому составу комплекс обнаружен в титонских породах в Приморских хребтах (разрез Кадмус), где присутствуют преимущественно тетические эндемики – *Bramkampella arabica* Redm., а также субтетические виды – *Choffatella decipiens* Schlum., *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger), *Pseudocyclammina parvula* Hott., *Feurthillia frequens* Maunc, *Torinosuella* sp. и др. Сообщество очень обильно по количеству раковин присутствующих видов. Оно включает не только собственно титонские виды, но и формы, начинающие свое существование в титоне и продолжающие свое развитие в меловое время. По-видимому, в указанном разрезе сохранилась самая верхняя часть юрских отложений – верхний титон и переходные слои к берриасу.

Таким образом, анализ изменения и развития фораминиферовых сообществ на протяжении юры позволяет сделать следующие выводы.

1. Анализ изменений фораминифер, связанный с динамикой юрских морских бассейнов Средиземноморья, позволяет выделить ряд этапов, различающихся составом, структурой и распространением видовых сообществ. Большая часть

этих этапов по протяженности отвечает геологическому веку (ярусу). Основываясь на биологических особенностях рассматриваемых фораминифер можно выделить две крупные стадии (мегафазы) в их эволюции: ранне-среднеюрскую и позднеюрскую - раннемеловую. Критериями выделения этих мегафаз являются: морфотип доминант, степень эндемизма, толерантность, темпы эволюции, интенсивность формообразования, размеры ареалов. Сравнение этих этапов показывает, что биологические изменения этой фауны происходили значительно медленнее, чем перестройки, непосредственно связанные с абиотическими факторами в бассейнах их обитания.

2. Наиболее четкие уровни обновления состава фораминифер отмечаются в основании батского века, в верхнем бате, в начале оксфорда и в основании титона. Все эти рубежи отмечены появлением новых таксонов родового ранга.

3. В средней юре (аален - келловей) все возникающие родовые таксоны являются тропическими эндемиками. Начиная с поздней юры (оксфорд - титон), вплоть до раннего мела (берриас - баррем) новые элементы сообществ представлены исключительно субтетическими родами, ареалы которых значительно шире и выходят за пределы тропической области Тетиса.

4. Изменение состава фораминифер на границе юры и мела в Средиземноморской области носит тот же характер, что и в Бореальном поясе - обновление состава отмечается только на видовом уровне, преемственность меловых фаун от

юрских высокая, появление новых элементов (родов) происходит в основном в титоне, развитие их продолжается в раннем мелу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Басов В.А. Палеогеография Севера Евразии в мезозое. М.: Наука, 1974. 195 с.

Басов В.А., Вахрамеев В.А., Крымгольц Г.Я. и др. Проблема перемещения материков в юрском и меловом периодах по палеобиогеографическим данным // Международ. геол. конгресс, XXIV сессия, докл. сов. геологов. Палеонтология. М.: Наука, 1972. С. 104 - 113.

Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н. Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука, 1985. 133 с.

Стратиграфия и корреляция верхней юры СССР по фораминиферам. М.: ГИН АН СССР, 1985. 126 с.

Gordon W.A. Biogeography of Jurassic foraminifera // Bull. Geol. Soc. America. 1970. V. 1. № 6. P. 1689 - 1704.

Jarmakani E., Kuznetsova K., Grigelis A., Hallak L., Bittar M. The appearance of Upper Jurassic deposits in Palmyrides // Syrian J. Geologie. 1989. № 14. P. 22 - 24.

Pellissie T., Peybernes B., Rey J. The larger benthic foraminifera from the Middle / Upper Jurassic of SW France (Aquitaine, Causses, Pyrenees) // Biostratigraphic, paleoecologic and paleobiogeographic interest // Benthos '83. 2nd Symp. int. Benthic Foraminifera. Pau, Bordeaux. 1984. P. 479 - 489.

Said R., Barakat M.G. Jurassic microfossils from Gebel Maghara, Sinai, Egypt // Micropaleontology. 1958. V. 4. № 3. P. 231 - 272.

УДК 551.781.43:551.353(234.9)

О ВЕРХНЕЭОЦЕНОВЫХ ОЛИСТОСТРОМАХ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КAVKAZA

© 1994 г. Ф. Д. Майсадзе

Геологический институт АН Грузии, 380093 Тбилиси, ул. Зои Рухадзе, д. 1, Грузия

Поступила в редакцию 28.05.92 г.

Изучение верхнеэоценовых олистостромов южного склона Большого Кавказа показало, что мнение о принадлежности одной части этих образований (восточнее р. Большая Лиахви) к дикому флишу не соответствует действительности. Они образовались в бассейне с субплатформенным режимом осадконакопления, в кордильерной зоне, расположенной южнее флишевого бассейна.

В пределах южного склона Большого Кавказа олистостромовые образования встречаются на разных стратиграфических уровнях. Наиболее широким распространением среди них пользуются верхнеэоценовые олистостромы.

Изучению этих образований посвящено множество работ (Вассоевич, 1931; Канделаки, 1975; Келлер, 1945; Копп, 1990; Леонов, 1981; Майсадзе, 1970, 1984; Мамедов, 1968; Мревлишвили, 1954, 1957), в которых рассматриваются вопросы их строения, генезиса, современного структурного положения и возраста. Однако множество из этих вопросов являются нерешенными или же дискуссионными.

Повышенный интерес к изучению верхнеэоценовых олистостромов объясняется тем, что они широко распространены во всем Альпийском складчатом поясе (Леонов, 1981). Олистостромы являются своеобразными маркирующими образованиями, позволяющими установить время и длительность проявления новописренейской (современнописренейской) фазы складчатости и, тем самым, дающими возможность корреляции тектонических движений как в Альпийской складчатой системе, так и за ее пределами. Рассматриваемые образования на южном склоне Большого Кавказа имеют неравномерное распространение и присутствуют в основном в двух областях (рис. 1).

Одна, незначительная их часть развита в Сочи-Адлерской депрессии, где она входит в состав регрессивной мацестинской свиты. Последняя литологически расчленяется на три части: песчано-глинистую, "горизонт с включениями" и глинисто-песчанистую (Майсадзе, 1987). "Горизонт с включениями" (олистостромы) представляет собой типичное подводно-оползневое образование. Олистостромы состоят, в основном, из олистолигов нижележащих пород, среди которых заметно преобладают лиролеписовые мергели (кумская свита).

Возраст мацестинской свиты является дискуссионным. Одни исследователи (Келлер и др., 1937, 1945; и др.) рассматриваемую свиту относят к олигоцену, другие — к верхнему эоцену (Каچارав, 1944; Папава, 1968; Салуквадзе, 1972; и др.).

Отнесение данной свиты к олигоцену обосновывалось в основном тем, что мелкие фораминиферы, содержащиеся в ней, ранее считались нижнеолигоценовыми, однако, в настоящее время этот комплекс фораминифер относится уже к верхам верхнего эоцена (Салуквадзе, 1972).

Полнота разреза мацестинской свиты и ее четкие границы с подстилающей и перекрывающей свитами (верхние фораминиферовые мергели и хостинская свита) позволяют установить начало и продолжительность новописренейской фазы складчатости, проявление которой и обусловило накопление данной свиты (Майсадзе, 1984).

Основная часть верхнеэоценовых олистостромов развита в восточном сегменте южного склона Большого Кавказа.

Начиная от р. Риони они протягиваются узкой полосой на восток, вдоль фронтальной линии надвига флишевых отложений Местийско-Тианетской зоны.

В результате данного надвига рассматриваемые отложения частично, а местами, возможно, и полностью тектонически перекрыты флишевыми отложениями. Олистостромы в свою очередь надвинуты с севера на разновозрастные автохтонные нормальноосадочные породы Гагрско-Джавской зоны, в том числе и на верхнеэоценовые.

Основная часть верхнеэоценовых олистостромов расположена в пределах Грузии и лишь отдельные их выходы встречаются в Азербайджанской части южного склона (Дашбулагский и Талыстанский выходы).

Среди исследователей нет единого мнения в вопросе о возрасте этих олистостромов. Они относились к разным стратиграфическим уровням эоцена. На основании нуммулитовой фауны их возраст был определен как верхний эоцен (Мамедов, 1968). Вначале считалось, что олистостромы охватывают весь верхний эоцен или же его

¹ В статье использованы названия тектонических единиц, взятых из схемы тектонического районирования Грузии (Гамкрелидзе, 1978).

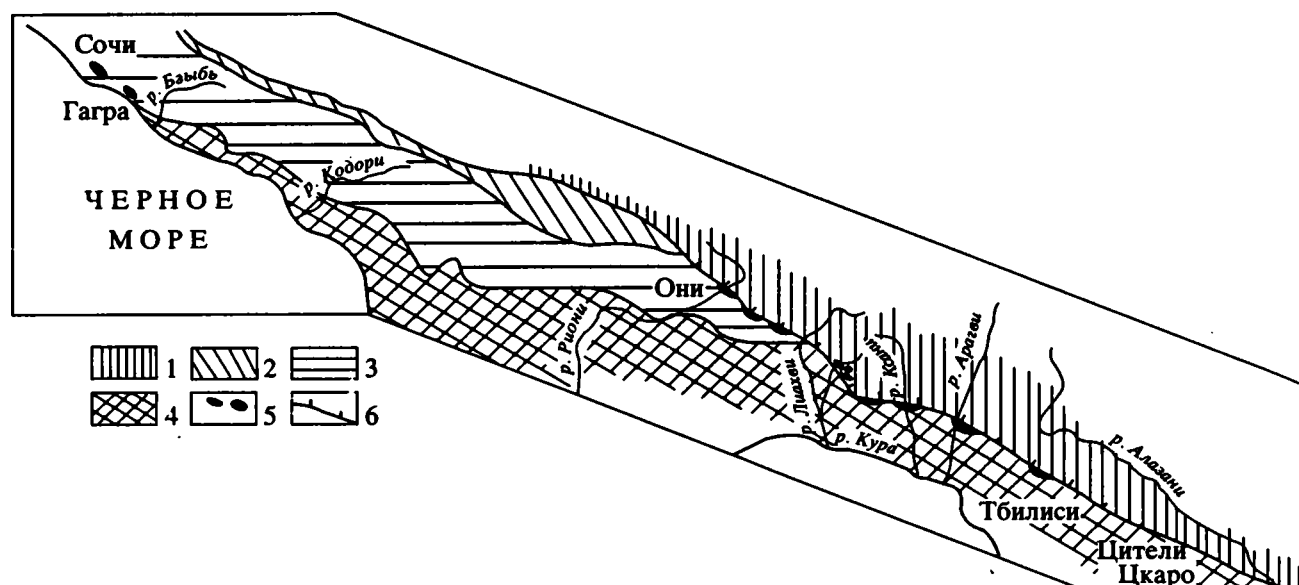


Рис. 1. Схема расположения верхнеэоценовых олистостромов.

1 – Местийско-Тианетская зона; 2 – Чхалтино-Лайлашская зона; 3 – Гагрско-Джавская зона; 4 – Грузинская глыба; 5 – верхнеэоценовые олистостромы; 6 – надвиг флишевых отложений.

базальную часть. Затем, на основании новых фаунистических находок (Леонов, 1975) и корреляции с разновозрастными образованиями смежных районов (Майсадзе, 1984) удалось уточнить возраст олистостромов и отнести их к верхней части верхнего эоцена.

Однако в статье М.Л. Коппа (1991) олистостромы относятся к нижней части ильдоканской свиты и их возраст определяется средним эоценом. Такая трактовка возраста этих образований не соответствует действительности, так как верхнеэоценовый возраст ильдоканской свиты обоснован нуммулитовой фауной, о чем более подробно будет сказано ниже.

Одним из дискуссионных вопросов, по нашему мнению, являются фациальные и тектонические условия возникновения олистостромов восточнее р. Большая Лиахви, входящих в состав Жинвальско-Гомборской подзоны Местийско-Тианетской зоны. Эти олистостромы до настоящего времени рассматривались как составная часть палеогеновых флишевых отложений и относились к дикому флишу (Гамкрелидзе, 1977; Леонов, 1975; Майсадзе, 1984; и др.). Аналогичные по составу и возрасту олистостромы, развитые западнее р. Большая Лиахви, за пределами Жинвальско-Гомборской подзоны (междуречье Риони и Лиахви), расположены в северной периферийной части Гагрско-Джавской зоны. Их принадлежность к субплатформенным фациям среди исследователей не вызывает разногласий.

Таким образом, на южном склоне верхнеэоценовые олистостромы по фациальным признакам в латеральном направлении разделены на две части: одна (междуречье Риони и Лиахви) относится

к субплатформенным образованиям, вторая (восточнее р. Бол. Лиахви) – к дикому флишу.

Понятие “дикого флиша” для одной части верхнеэоценовых олистостромов южного склона впервые было введено М.Г. Леоновым (1975). Сравнивая олистостромы Жинвальско-Гомборской подзоны с разновозрастными аналогичными образованиями Альпийской складчатой системы Западной Европы, он установил большое сходство между ними, что позволило олистостромы южного склона, развитые восточнее р. Большая Лиахви отнести к дикому флишу.

Среди основных признаков олистостром этих двух регионов М.Г. Леонов (1975) отмечает их современное структурное положение, морфологию осадков, особенности седиментации и возраст.

Следует заметить, что такое же сходство по многим из этих признаков можно обнаружить и с олистостромами, развитыми западнее р. Большая Лиахви, относящимися к субплатформенным образованиям Гагрско-Джавской зоны.

В Швейцарских Альпах, где впервые был выделен “дикий флиш”, олистостромы принимают непосредственное участие в строении ультрагетельского покрова центральной и западной Швейцарии, где они тектонически зажаты между шлировым флишем (с юга) и краевым субальпийским флишем (Трюмпи, 1965).

Изучение же палеогеновых образований южного склона Большого Кавказа, как это будет показано ниже, свидетельствует об ином взаимоотношении между флишем и олистостромами.

Для выяснения правомерности отнесения схожих и синхронных образований одного региона к разным фациальным группам, следует учитывать

как общие черты, так и различия в составе и строении этих групп в пределах рассматриваемого региона.

Как отмечалось, олистостромы занимают строго определенное тектоническое положение — они приурочены к фронтальной линии надвига флишевых образований. Исключение составляют лишь три изолированных выхода в бассейне р. Малая Лиахви, которые расположены севернее этого надвига, в зоне развития флишевых отложений (рис. 1). Однако, как это будет показано ниже, они здесь находятся во вторичном залегании, что впервые было отмечено Д.Н. Канделаки (1975).

Не вдаваясь в подробности характеристики рассматриваемых отложений, отметим лишь те черты их строения, которые являются общими по всей площади их развития в данном регионе.

Олистостромы слагаются в основном из олистолитов мезозойских и, частично, палеогеновых отложений Гагрско-Джавской зоны. Среди них преобладают верхнеюрские рифовые известняки и вулканиды байосской порфиритовой серии. К тому же эти олистолиты характеризуются наиболее крупными размерами, особенно известняки, которые в отдельных обнажениях представляют собой олистоплаки, объем которых составляет несколько сот и даже тысяч кубических метров (Дашбулаг, Орбодзала, Алевис-кльде и др.). Большие размеры этих утесов и являлись основной причиной того, что ранее они принимались за коренные выходы верхнеюрских пород.

В олистостромах часто наблюдаются мелкие разрывы и зеркала скольжения, указывающие на заметную их тектоническую переработку. Матрикс в них представлен в основном карбонатными пелитолитами и алевролитами. Мощность олистостромов колеблется от десятков до нескольких сот метров.

Из незначительных же различий, наблюдающихся в составе этих образований в разных частях рассматриваемого региона, можно выделить следующие.

В междуречье Риони и Лиахви олистостромы, как уже отмечалось, развиты в северной части Гагрско-Джавской зоны.

В Уцерском районе (р. Гомрула) в строении олистостромов принимают участие и включения меловых флишевых образований. В Эрцойском районе в олистостромах, наряду с байосскими вулканидами, впервые нами (1970) были обнаружены более молодые вулканогенно-осадочные образования с включениями верхнеюрских известняков. Эти породы представлены вулканокластолитами и эффузивами. Первые слагаются агломеративными туфами и туффитами, а вторые — базальтами и оливиновыми базальтами.

Петрографический и химический состав этих вулканидов указывает на их принадлежность к нормальному ряду известково-щелочной серии (Майсадзе, 1970). Вулканиды считались синхронными образованиями олистостромов и, тем самым,

принимались за продукты позднеэоценового вулканизма. Однако геологическая позиция олистостромов из-за плохой обнаженности и сильной тектонической переработки оставалась не совсем ясной. Учитывая то, что на южном склоне Кавказа продукты позднеэоценового вулканизма отсутствуют и, олистостромообразование, возможно, связано с началом покровообразования, верхнеэоценовый возраст рассматриваемых вулканидов становится мало вероятным.

В то же время, в Ксанско-Аркальском параавтохтоне обнажаются вулканические породы альб(?)—сеноманского возраста (Гамкрелидзе, 1970), которые представлены оливиновыми базальтами и грубо- и мелкозернистыми туфами и туффитами и по химическому составу относятся к известково-щелочному ряду вулканических ассоциаций.

Из вышеизложенного нам представляется, что указанные вулканиды с включениями верхнеюрских известняков представляют собой продукты альб(?)—сеноманского вулканизма и наряду с байосскими вулканидами заключены в олистостромы в виде олистолитов.

Восточнее р. Большая Лиахви олистостромы развиты в Жинвальско-Гомборской подзоне, которая характеризуется сложным тектоническим строением. В ней с севера на юг выделяются следующие покровы: Алисигорско-Чинчельский, Садзегурско-Шахветильский, Жинвальско-Пховельский, а также Ксанско-Аркальский параавтохтон (Гамкрелидзе, 1978).

В строении первых трех покровных пластин принимают участие флишевые отложения мел-палеогенового возраста, а Ксанско-Аркальский параавтохтон сложен исключительно субплатформенными образованиями мезозойского и палеогенового возраста и в свое время представлял собой северную часть Гагрско-Джавской зоны (Гамкрелидзе, 1977).

Олистостромы рассматриваемой подзоны расположены на границе Жинвальско-Пховельского и Ксанско-Аркальского покровов, вдоль линии флишевого надвига (рис. 2). Наиболее четко эта картина наблюдается в разрезе р. Алеура (левый приток р. Ксани), где полностью обнажаются палеогеновые как флишевые, так и субплатформенные образования Жинвальско-Гомборской подзоны.

Флишевые отложения верхнего эоцена, принимающие участие в строении Садзегурско-Шахветильского и Жинвальско-Пховельского покровов, представлены ильдоканской свитой. В Алисигорско-Чинчельском покрове эти отложения не присутствуют и, по всей вероятности, размыты последующей эрозией.

Возраст ильдоканской свиты, являвшийся также дискуссионным, в настоящее время можно считать более или менее установленным по нуммулитовой фауне (Варенцов, 1950; Канделаки, 1975; Леонов, 1975) и по ее стратиграфическому положению в разрезе определяется как верхний эоцен. Собранные



Рис. 2. Схематический профиль по р. Алеура (левый приток р. Ксани).

1 – лейсовые отложения; 2 – верхнеэоценовые нормальноосадочные отложения; 3 – верхнеэоценовые олистостромы; 4 – меловые флишевые отложения; 5 – подошва покрова.

ные нами в этих отложениях микрофораминиферы также подтверждают их верхнеэоценовый возраст.

Что же касается предположения об олигоценовом возрасте верхней части ильдоканской свиты (Вассоевич, 1931; Леонов, 1975; и др.), то каких-либо фаунистических или достоверных литологических данных в пользу такого допущения не существуют.

Литологически рассматриваемая свита делится на две части.

Нижняя, имеющая более темную окраску, мощностью около 400 м, представлена чередованием слабо- или бескарбонатных аргиллитов и алевролитов. В виде прослоев в ней присутствуют аркозово-кварцевые песчаники и мергели. Аргиллиты большей частью битуминозные, а песчаники содержат детрит органики. В разрезе р. Алеура в этой части свиты присутствуют линзы известковистых доломитов.

Верхняя часть ильдоканской свиты, которая заметно обогащена терригенным материалом песчаного размера, представлена регрессивными отложениями, характеризующимися светлой окраской. Эта часть свиты слагается чередованием карбонатных аркозово-кварцевых и граувакково-кварцевых песчаников, сланцеватых аргиллитов и мергелей с прослоями известняков. Среди них следует выделить несколько горизонтов конгломерато-брекчий мощностью 6 - 11 м, присутствующих в верхней части свиты. Обломочный материал конгломерато-брекчий в основном представлен флишевыми породами. Среди них обломки верхнеюрских рифовых известняков не присутствуют. Видимая мощность регрессивной части ильдоканской свиты составляет 800 - 900 м.

Субплатформенные отложения верхнего эоцена в Ксанско-Аркальском параавтохтоне развиты южнее флишевых образований и представлены олистостромами и нормальноосадочными породами. Последние, развитые южнее олистостромов, слагаются слабокарбонатными

мягкими пелитолитами, аркозово-кварцевыми песчаниками и аргиллитами мощностью 60 - 70 м.

Следует отметить, что в отдельных разрезах (реки Ксани, Алеура) в матриксе олистостромов наблюдаются толщи осадочных пород, характеризующихся элементами флиша (гироглифы, ритмичное чередование).

Наличие последних в субплатформенных отложениях, по-видимому, вызвано проникновением в бассейн с севера турбидитов. Этому процессу, по всей вероятности, способствовали проливы, существовавшие между кордильерами, через которые устанавливалась связь между флишевым и субплатформенным бассейнами.

Из особенностей строения рассматриваемых олистостромов следует отметить наличие в них окатанных обломков гранитоидов.

Восточнее р. Пшавис-Арагви (Кахетия) Алисгорско-Чинчельтский покров полностью перекрывает Садзегурско-Шахветильский и, частично, Жинвальско-Пховельский и Ксанско-Аркальский покровы.

В результате этого, верхнеэоценовые образования Ксанско-Аркальского параавтохтона в этой части южного склона обнажаются лишь в тектонических окнах и полуокнах, где они представлены, с одной стороны, олистостромами (р. Турдо), а с другой – конгломератами, гравелитами, песчаниками и пелитолитами (р. Гомбори). Эти две фации в латеральном направлении, по всей вероятности, замещают друг друга. Обе они в верх по разрезу сменяются рыхлыми песчаниками и глинами майкопского типа, представляющими свиту кинта (олигоцен - нижний миоцен).

Как отмечалось, в бассейне р. Малая Лиахви наблюдаются три изолированных выхода олистостромов, которые вопреки общей закономерности пространственного размещения олистостромов вдоль линии флишевого надвига, находятся в зоне развития мел-палеогенового флиша Жинвальско-Пховельского покрова 1.5 - 3 км севернее

этого надвига (рис. 1). Таковыми являются выходы олистостромов в районах гор Орбодзала и Рехи и с. Зонкари.

Их изучение показало, что они расположены в одном случае на разных горизонтах верхнемелового флиша (Зонкари, Рехи) в другом – на палеоценовых отложениях (Орбодзала), и тем самым не являются составной частью ильдоканской свиты и находятся в изолированном виде среди мел-палеогенового флиша Жинвальско-Пховельского покрова.

Вышесказанное позволяет заключить, что эти олистостромы находятся во вторичном залегании в виде небольших пластин и представляют собой ретронадвиги, имеющие тектоно-гравитационное происхождение. Пластины перемещались с юга на север и, следовательно, имели обратный знак перемещения в отношении главного направления перемещения масс на южном склоне Большого Кавказа.

В гравитационном перемещении этих пластин не последнюю роль сыграл, по-видимому, и объем верхнеюрских известняков, представляющих собой олистоплаки с размерами 250 × 300 м (Рехи) и 3 × 1 км (Орбодзала).

Таким образом, на основании изложенных данных становится ясным, что верхнеэоценовые олистостромы, размытые восточнее р. Большая Лиахви, нигде не надстраивают флишевый разрез и следовательно, не могут считаться диким флишем.

Надо предполагать, что олистостромы по всей территории южного склона Большого Кавказа образовались в одинаковых палеогеографических и тектонических условиях, в бассейне с субплатформенным режимом осадконакопления.

Что же касается дикого флиша, то к нему можно отнести лишь ту часть ильдоканской свиты, которая содержит горизонты конгломератобрекчии (р. Алеура, р. Меджуда и др.) и венчает разрез палеогеновых флишевых отложений.

Касаясь основных черт позднеэоценового олистостромообразования, можно отметить следующее.

Во второй половине позднего эоцена, в результате начала проявления новопиренейской орогенической фазы, на южном склоне Большого Кавказа произошли существенные изменения палеогеографического и фациального характера.

В западной части южного склона в это время начал образовываться Сочи-Адлерский прогиб, где происходило накопление регрессивных отложений мацестинской свиты. Свидетельством тому служат как характер палеогеновых фаций, слагающих данную депрессию, так и анализ их мощностей. В частности, палеоцен - низы верхнего эоцена, представленные здесь маломощными (170 - 200 м) типично субплатформенными отложениями (мергели, известняки), постепенно сменяются сравнительно мощными (320 - 350 м) отложениями мацестинской свиты, обогащенными обломочным материалом (Майсадзе, 1987).

Наиболее ярко новопиренейская фаза проявилась в восточном сегменте южного склона (восточнее р. Риони). Здесь кордильерная зона, расположенная в северной периферийной части Гагрско-Джавской зоны, ныне полностью перекрытой флишевыми отложениями, являлась основным источником обломочного материала для позднеэоценовых бассейнов.

Восточнее р. Большая Лиахви, где в палеогене продолжал существовать флишевый бассейн, кордильерная зона разграничивала субплатформенный и флишевый бассейны. Она слагалась в основном мезозойскими и, частично, палеогеновыми отложениями Гагрско-Джавской зоны. В восточной части в строении кордильер принимали участие также породы кристаллического фундамента Гагрско-Джавской зоны (Гамкрелидзе, 1977). К концу позднего эоцена, когда новопиренейская фаза достигла своего максимума в результате сильных землетрясений, по-видимому, широкое развитие получили обвальные явления, особенно в районах развития кордильер. В результате этого, значительная масса обломочного материала накопилась вокруг этих областей суши и в бассейне с субплатформенным режимом осадконакопления образовались олистостромы (рис. 3).

Аналогичный процесс происходил и в Сочи-Адлерской депрессии, где в мацестинской свите отложились синхронные олистостромам образования – “горизонт с включениями”.

По мнению ряда исследователей (Копп, 1991; Леонов, 1975; и др.) перемещение обломочного материала происходило в северном направлении от кордильер, в сторону флишевого бассейна. Однако если учесть, что в восточном сегменте южного склона с этим временем возможно связано начало покровообразования, во время которого перемещение масс происходило с севера на юг, то более естественно допустить перемещение дезинтегрируемого материала кордильер в том же направлении, в сторону субплатформенного бассейна (рис. 3).

В проливах, существовавших между кордильерами, где обломочный материал поступал в ограниченном количестве и меньших размеров, в период олистостромообразования осаждались конгломераты, гравелиты, песчаники и пелитолиты, которые в латеральном направлении фациально замещались олистостромами.

Кордильерная зона терригенным материалом снабжала также и флишевый бассейн. Здесь, во второй половине позднего эоцена происходило осаждение регрессивных пород верхней части ильдоканской свиты. Внутри бассейна, по-видимому, существовали небольшие области размыва (возможно подводные), которые в периоды наибольшей тектонической активности доставляли в флишевый бассейн обломочный материал и обуславливали там отложение горизонтов конгломератобрекчий.

Ю

С

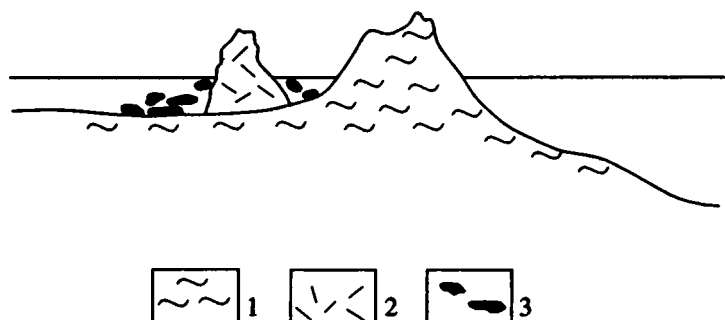
Субплатформенный
бассейнКордильерная
зонаФлишевый
бассейн

Рис. 3. Схема палеогеографических условий олистостромообразования.
1 - мезозойские отложения; 2 - верхнеюрский риф; 3 - олистолиты.

В заключение следует отметить, что судя по регрессивным отложениям мацестинской и ильдоканской свит и олистостромам, продолжительность процесса их отложения должна составлять 2 - 3 млн. лет, что возможно соответствует длительности новопиренейской складчатости на южном склоне Большого Кавказа (Майсадзе, 1984).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Варенцов М.И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 257 с.
- Вассоевич Н.Б. Краткий геологический очерк нефтепроявлений в центральной части Южного склона Главного Кавказского хребта // Тр. НГРИ. Сер. Б. Вып. 1. Л.-М., 1931. С. 95 - 106.
- Гамкрелидзе И.П. Тектоническое окно в ущелье р. Ксани // Сообщ. АН ГССР. 1970. Т. 59. № 3. С. 613 - 616.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 80 с.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Основные черты тектоники Кавказа и Западных Карпат // Тр. Геол. ин-та им. Д. Штура. Братислава, 1978. № 69. С. 21 - 51.
- Канделаки Д.Н. История геологического развития предгорья Большого Кавказа (междуречье Лиахви и Иори). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: ГИ АН ГССР, 1975. 31 с.
- Качарави И.В. Рачинско-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое время // Тр. ГИ АН ГССР. Сер. геол. 1944. Т. 11 (VII). 144 с.
- Келлер Б.М., Ульянов А.В. Новые данные по стратиграфии и нефтегазоносности Сочинского района // Нефть. хоз-во. 1937. № 9. С. 58 - 61.
- Келлер Б.М., Меннер В.В. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1945. Т. 20. Вып. 1 - 2. С. 83 - 100.
- Копп М.Л. Трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мела-палеогена и фазы олистостромообразования в пределах южного склона Восточного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 97 - 109.
- Копп М.Л. Трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мела - палеогена и фазы олистостромообразования в пределах южного склона Восточного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 1. С. 13 - 23.
- Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 138 с.
- Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 171 с.
- Майсадзе Ф.Д. Палеогеографические и тектонические условия формирования эоценовых образований междуречья Риони и Лиахви. Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: ГИ АН ГССР, 1970. 13 с.
- Майсадзе Ф.Д. О новопиренейской складчатости на Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 148 - 152.
- Майсадзе Ф.Д. Палеогеография Абхазии в палеогеновое время. Тбилиси: Мецниереба, 1987. 90 с.
- Мамедов А.В. Условия залегания и происхождение утесов юрских пород предгорной зоны Южного склона Большого Кавказа // Геотектоника. 1968. № 4. С. 85 - 98.
- Мревлишвили Н.И. Фауна и стратиграфия палеогена Душетского района. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: ГИ АН ГССР, 1954. 13 с.
- Мревлишвили Н.И. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе // Тр. ГИ АН ГССР, 1957. Т. 10(15). С. 139 - 147.
- Папави Д.Ю., Годердзишвили Г.С. О возрасте хостинских песчаников // Сообщ. АН ГССР, 1968. Т. 52. № 3. С. 695 - 698.
- Салуквадзе Н.Ш. Палеогеновая система // Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1972. С. 123 - 143.
- Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп // Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965. С. 9 - 121.

**КРАТКИЙ КОММЕНТАРИЙ
К СТАТЬЕ Ф.Д. МАЙСАДЗЕ**

Статья Ф.Д. Майсадзе касается образований, маркирующих один из важнейших рубежей в истории не только Кавказа, но и Альпийско-Гималайского пояса в целом, не говоря уже о глобальном значении этого рубежа. Двумя главными достижениями автора я считаю следующие: во-первых, доказательство единого стратиграфического положения и, следовательно, одновозрастности олистостромов, пограничных между эоценом и олигоценом на западном и центральном отрезках южного склона Большого Кавказа и, во-вторых, установление того факта, что поступление крупнообломочного материала, слагающего олистолииты, происходило с севера, а не с юга.

К первому пункту мне хотелось бы добавить, что олистостромовые образования в верхах эоцена в восточном направлении простираются далеко за пределы Грузии, в Азербайджан. И не только в северную часть Аджиноурских степей, как об этом упоминает автор, справедливо ссылаясь на А.В. Мамедова, но и значительно дальше, вплоть до западных окрестностей Шамахи, где они включают крупный Талыстанский "утес" и Шабанские "утесы" в междуречье Агрычая и Ахсу. Шабанские "утесы" мне пришлось изучать еще в ранней молодости, дипломником, почти 60 лет назад, но их истинная природа тогда и долго потом мне оставалась непонятной и они, к сожалению, не подверглись позднее более детальному исследованию (в отношении Талыстана это сделал мой ученик И.А. Воскресенский). Таким образом, этот олистостромовый уровень имеет общекавказское значение (в смысле Большого Кавказа), но сходные образования на том же уровне развиты и на северо-восточных и юго-восточных (Т.Аб. Гасанов) склонах Малого Кавказа.

Что касается второго пункта, то прежде всего надо заметить, что представления Ф.Д. Майсадзе в этом вопросе отличаются от высказанных ранее М.Г. Леоновым. Для всех исследователей этих олистостромовых образований очевидно их происхождение за счет дезинтеграции пород слагавших северный край Закавказского микроконтинента, выделенный в Гагра-Джавскую (на западе) и Кахетино-Вандамскую (на востоке) зоны. Среди них особенно характерны среднеюрские порфириды и верхнеюрские рифовые известняки – продукты разрушения вулканической дуги и надстроившего ее барьерного рифа. Именно они образуют наиболее крупные олистолииты. М.Г. Леонов в общем достаточно логично предположил, что разрушению подвергался северный край Гагра-Джавской зоны. Но, как показал Ф.Д. Майсадзе, обломки поступали не с юга, а с севера. Это заставило его не менее логично предположить, что здесь в позднем эоцене существовало самостоятельное поднятие, сложенное теми же породами, что и Гагра-Джавская зона и что, следовательно, накопление олистострома происходило в прогибе

уже в пределах этой зоны. Это предположение Ф.Д. Майсадзе реально подтверждается на крайнем западе и на крайнем востоке полосы развития верхнеэоценовых олистостромов, где такое поднятие четко выражено на поверхности и в современной структуре в виде соответственно поднятий Ахцу и Вандамского (хр. Ниалдаг и др.). Но в гипотезе Ф.Д. Майсадзе, иллюстрированной рис. 3 в его статье, есть одно уязвимое место, о котором пишет и сам автор – во флишевых образованиях, выступающих непосредственно к северу от полосы развития олистостромов, нет никаких продуктов сноса с Закавказского микроконтинента, с его краевой вулканической дуги.

На мой взгляд, объяснить это можно двумя обстоятельствами. Во-первых, поднятие было резко асимметричным – оно имело крутой, обрывистый южный край и пологий северный склон. Уже это свидетельствует, что по существу оно представляло тектоническую чешую, входящую в ансамбль покровно-надвиговых структур южного склона Большого Кавказа. Значение этого факта я попытаюсь оценить ниже.

Во-вторых, даже самые южные, крайние в современной структуре флишевые покровы образованы отложениями, которые накапливались, очевидно, на достаточно значительном расстоянии от рассматриваемого краевого поднятия. На центральном участке южного склона они в дальнейшем, уже во время более поздних деформаций, перекрыли краевое поднятие и пришли в непосредственное соприкосновение, разумеется тектоническое, с вмещающими олистостром толщами.

На крайнем востоке, по сообщению М.Л. Коппа, в районе к северо-западу от Шемахи, где фронтальный надвиг флишевой зоны (здесь именуемый Зангинским) отступает к северу, олистолииты верхнеюрских известняков появляются уже на северном склоне Вандамского поднятия.

Само образование Ахцу-Вандамской тектонической чешуи должно было быть результатом вовлечения в тангенциальные деформации южной вергентности северного края Закавказского микроконтинента уже в позднем эоцене, отрыва пластины от этого края и ее перемещения к югу. Таким образом это свидетельство начала процесса коллизии Закавказского микроконтинента с южным краем Евразийской литосферной плиты.

И здесь мы выходим на еще более важную, общекавказского значения проблему – проблему палеотектонической и палеогеографической обстановки на Большом Кавказе в олигоцене и раннем и среднем миоцене. В течение долгого времени считалось, что в это время Большой Кавказ переживал раннеорогенную стадию развития и представлял собой островную сушу с невысоким рельефом. Однако значительно раньше, чем утвердилось это представление, в своей классической работе по Большому Кавказу, опубликованной в 1940 г., В.В. Белоусов нарисовал другую картину – в его реконструкциях в рассматриваемые

эпохи море не только еще полностью покрывало Большой Кавказ, но и отлагало здесь осадки максимальной мощности, а инверсия рельефа и структуры наступила позже.

Надо сказать, что в последние годы появились материалы, говорящие скорее в поддержку именно более ранних взглядов В.В. Белоусова. В их пользу наиболее определенно высказались М.Л. Копп и И.Г. Щерба. Наибольшее значение при этом имеют следующие факты. Во-первых, продукты размыва пород, слагающих Большой Кавказ на обоих его склонах, особенно северном, вполне определенно появляются лишь в отложениях верхнего миоцена - сармата. Во-вторых, сейсмические исследования методом МОВ-ОГТ, проведенные в Восточном Предкавказье, показали, что в течение всего палеогена и раннего миоцена обломочный материал поступал в будущий Терско-Каспийский прогиб с севера, о чем наглядно свидетельствует наклон клиноформ, и даже олистолиты пород верхнего мела и нижнего палеогена в олигоцене олистостроме Дагестанского клина имеют северное (Ногайские степи), а не южное, кавказское происхождение. И только в сармате в южном борту Терско-Каспийского прогиба появляются ориентированные на север клиноформы, подтверждая, что Большой Кавказ с этого времени превратился в серьезный источник сноса.

К сожалению, по Западному Предкавказью мы не имеем столь же полной информации. Здесь представляло бы первостепенный интерес новое изучение образований, описанных в свое время И.М. Губкиным в его ставшей классической работе по Нефтяно-Ширванскому (Майкопскому) району, т.е. нефтеносных "шнурковых" песчаных залежей и выполненных песками "залيفов" в низах майкопской серии. Куда были направлены эти подводные каньоны – с юга на север или с севера на юг и что собой представляют эти "залифы" – возможно дистальные части подводных конусов выноса, также обращенных на юг.

Как бы то ни было, тот факт, что на южном склоне уже в конце эоцена проявились интенсивные деформации, свидетельствующие о начале коллизии, снова заставляет задуматься о том, что собой представлял Большой Кавказ в олигоцене и раннем - среднем миоцене. Кажется весьма сомнительным, что он оставался покрытым глубоким морем с накоплением мощных осадков. Скорее всего это уже было подводное, а частично и надводное – плоские острова – поднятие, ограничивавшееся Главным хребтом. Ведь на севере Восточного Кавказа, в Известняковом Дагестане

и зоне Шахдага в Азербайджане в мульдах сохранились осадки верхнего миоцена - сармата и понта, причем это маломощные прибрежно-мелководные известняки без примеси сколько-нибудь крупнообломочного материала со стороны Главного хребта. И дислоцированы эти отложения совместно с подстилающими, т.е. в послепонтическое время. В связи с этим хочется напомнить, что еще в 30-е годы один из замечательных исследователей Кавказа Л.А. Варданянц, работавший в Горной Осетии, пришел к выводу, что главные деформации и орогенез на Кавказе начались в мзотисе. Кстати, именно с этого времени Каспийская депрессия приобрела свою современную меридиональную вытянутость.

Восточнее самого Шахдага, в районе сел. Будуг в той же зоне можно наблюдать и останцы майкопских отложений – темные глины, одновременно и похожие, и непохожие на типичный майкоп. Такими же глинами сложена свита кинта в Хахетинском хребте на южном склоне Большого Кавказа – вероятно это отложения аналогов нижнемиоценовых верхов майкопской серии.

Примечательно также, что аналогичные шахдагским и дагестанским останцы миоценовых, в данном случае среднемиоценовых известняков сохранились и на северном склоне Малого Кавказа в Шамхорском районе Азербайджана, хотя на Малом Кавказе переломный характер рубежа эоцен - олигоцен еще более очевиден, чем для Большого Кавказа.

Итак, имеются основания считать, что коллизия, приведшая к образованию складчато-покровного сооружения Большого Кавказа, началась уже в конце эоцена, хотя главный ее этап, собственно орогенный наступил лишь в позднем миоцене. Именно тогда Аравийская плита, отколовшись от Африканской начала свое движение к северу, под ее нажимом Закавказская микроплита раскололась на Восточно-Черноморскую и Южно-Каспийскую, на Кавказе начался мощный наземный вулканизм, окончательно оформились предкавказские и закавказские молассовые прогибы. Содержание этого этапа очевидно, но и непосредственно ему предшествовавший, как бы его не называть – раннеорогенный, раннеколлизийный заслуживает внимания.

Таковы некоторые размышления в связи со статьей Ф.Д. Майсадзе. То, что она наталкивает на размышления, уже само по себе оправдывает ее публикацию.

В. Е. Хаин

УДК 561.26.551.781

СОПОСТАВЛЕНИЕ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОГЕНОВОЙ ДИАТОМОВОЙ ФЛОРЫ МОРСКИХ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

© 1994 г. З. И. Глезер

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,
199026 Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия*

Поступила в редакцию 26.01.93 г.

К палеогеновому периоду относится один из важнейших этапов в развитии диатомовых водорослей, играющих огромную роль в круговороте веществ в природе. В течение палеогена диатомовые водоросли осваивали новые экологические ниши и новые акватории, в процессе эволюции вымирали одни и появлялись другие таксоны, формировались флоры. Свидетельством и результатом жизнедеятельности палеогеновых диатомей являются мощные толщи диатомитов в различных районах земного шара и диатомовые илы в осадочном чехле морей и океанов.

Одной из особенностей палеогенового периода является широкое распространение диатомовых водорослей в эпиконтинентальных морских бассейнах (ЭМБ), существовавших в бореальной области на территории Прибалтики, Днепровско-Донецкой впадины, Воронежской антеклизы, Поволжья, Прикаспийской впадины, Западного Примугоджарья, Тургайского прогиба, Западно-Сибирской равнины, Мангышлака. Диатомовые флоры ЭМБ в различные эпохи палеогена имели более или менее тесные биогеографические связи с флорами открытых морей и океанов (ОМО). Сопоставление этапности развития диатомовых флор ЭМБ и ОМО имеет несомненное научное и практическое значение особенно для корреляции зональных схем.

Настоящая статья основана на анализе и обобщении оригинального и литературного материалов по систематике, эволюции, биостратиграфическому значению палеогеновых диатомей. Большая часть этих публикаций включена в библиографии к сводкам (Диатомовые водоросли ..., 1974, 1988; Стрельникова, 1992; Plankton Stratigraphy, 1985), кроме того использованы работы разных авторов по различным вопросам диатомологии (Глезер, 1986 а, б, 1991; Гладенков, 1987, 1988; Пушкарь, 1987; Ross, Sims, 1980, 1985, 1987; Barron, Park, 1985, Sims, 1986; Baldauf, Barron, 1987; Yanagisawa, Suzuki, 1987; Harwood, 1988; Sims, Ross, 1988; Fourtannier, 1991).

В развитии морской палеогеновой диатомовой флоры выделяются десять крупных этапов. Каж-

дый из них характеризуется особенностями эволюционного процесса, спецификой его проявления во флорах разных палеобассейнов, систематическим составом флор, их биогеографическими характеристиками, ареалами распространения, биогеографическими связями. Более мелкие этапы устанавливаются в развитии флор отдельных палеобассейнов или нескольких бассейнов в пределах одной палеобиогеографической провинции (области). Они нашли отражение в соответствующих зональных шкалах.

В результате анализа этапности развития палеогеновых диатомовых флор проведено сопоставление этапов развития флор эпиконтинентальных и океанических бассейнов (таблица). Характеристики сравниваемых флор, названных по видам-индексам зональных комплексов, имеются в соответствующей литературе и не рассматриваются в данной статье. Ниже приводятся краткие характеристики десяти крупных этапов в развитии морской палеогеновой диатомовой флоры.

На первом – раннепалеоценовом этапе эволюционные процессы проявляются слабо, главным образом, на видовом уровне. Флора состоит преимущественно из транзитных меловых видов, господствующее положение занимают представители семейств Biddulphiaceae и Hemiaulaceae порядка Biddulphiales.

На ранний палеоцен приходится расцвет диатомовой флоры ЭМБ, панцири диатомей слагают мощные толщи диатомитов. Богатая и разнообразная флора диатомей, широко распространенная в Сызранском¹ (Среднее Поволжье) и Марсятском (Восточный склон Урала) бассейнах, очень сходна с флорами Тасманова моря и Восточной Антарктики. Сходство обусловлено не только принадлежностью к единому эволюционному этапу, но и обитанием в неритической зоне моря. В начале позднего палеоцена наступает второй этап в развитии диатомовой флоры. По-видимому, с наступлением регрессии и изменением гидрохимического режима резко сокращаются

¹ Бассейны здесь и ниже называются по наименованию свит, к которым приурочены остатки флор.

Сопоставление этапов развития палеогеновой диатомовой флоры в ОМО и ЭМБ

Крупные этапы			ОМО	ЭМБ (по данным автора)	
Олигоцен	п	10	* <i>Rocella gelida</i>	Флора с <i>Actinoptychus thumii</i> , <i>Synedra jouseana linearis</i> - <i>Cavitatus linearis</i>	
			* <i>Bogorovia veniaminii</i>		
	р	9	* <i>Rocella vigilans</i>		
			* <i>Coscinodiscus reticulatus</i>		
			* <i>Coscinodiscus excavatus</i>		
Эоцен	п	8	* <i>Baxteriopsis brunii</i>	<i>Bipalla oamaruensis</i> , <i>Cosmiodiscus aff. radiatus</i>	
			* <i>Asterolampra marylandica</i> $\frac{a}{b}$		
	с	7	* <i>Brightwellia imperfecta</i>	<i>Coscinodiscus senarius</i> , <i>C. succinctus</i> , <i>C. praenitidus</i>	
			* <i>Hemiaulus gondolaformis</i>		
			6	* <i>Hemiaulus alatus</i>	<i>Pyxilla oligocaenica tenuis</i>
		* <i>Pyxilla caput - avis</i>			
		* "Triceratium" <i>kanayae</i>			
		р	5	* <i>Craspedodiscus oblongus</i>	<i>Pyxilla gracilis</i> s. l.
	** <i>Craspedodiscus undulatus</i>				
	*** <i>Pyxilla gracilis</i>			<i>Brightwellia hyperborea</i>	
	4		*** <i>Hemiaulus incurvus</i>	<i>Coscinodiscus decrescens</i>	
	п		3		<i>Trinacria ventriculosa</i>
2		*** <i>Hemiaulus peripterus</i>	<i>Sheshukovia mirabilis</i>		
Палеоцен	р	1		<i>Stephanopyxis ferox</i>	
			**** <i>T. senta (heibergiana) H. rossicus</i>	<i>Coscinod aff. mutabilis</i>	
				<i>"Triceratium" gombasii</i>	
				<i>Trinacria senta</i>	

Зональные комплексы установлены: * Ю. Феннер*, ** М. Гомбозом*, *** Е. Фуртанье (Fourtanier, 1991), **** А.П. Жузе*,
 <—> обмен видами, р – ранний, с – средний, п – поздний, *см. Plankton Stratigraphy, 1985.

ареалы распространения диатомей в ЭМБ: флора диатомей известна только из Нижнесаратовского (Кочелайского) бассейна – Среднее Поволжье. Она состоит в основном из транзитных, преимущественно бентосных видов. Связи ее с океанической флорой, описанной для этого времени из Тасманова моря и Индийского океана, не установлены.

В позднем палеоцене начинается третий этап, характеризующийся расцветом диатомовой флоры. В разных филумах, особенно к концу палеоцена, оживляются эволюционные процессы. Прогрессивно развивается порядок *Biddulphiales*: в семействе *Hemiaulaceae* появляется новый род *Soleum*, происходит видообразование у родов *Trinactria*, *Sheshukovia*, *Hemiaulus*. Семейство *Coscinodiscaceae* порядка *Coscinodiscales* пополняется новыми родами *Craspedodiscus*, *Pseudotriceratium*, новые виды возникают у рода *Coscinodiscus*. Появляется новое семейство *Puxillaceae* с родом *Puxilla*.

Если в начале эпохи диатомовая флора имеет ограниченное распространение в Труевском бассейне (Среднее Поволжье), то в Индийском океане во второй половине палеоцена диатомовые водоросли заселяют Серовский бассейн (Восточный склон Урала), море Молер (Дания), Южную Атлантику (Фолклендское плато), Капский бассейн. О возрастающих биогеографических связях флор ЭМБ и ОМО свидетельствует увеличивающееся в течение позднего палеоцена число общих видов. Особенно большое сходство устанавливается между флорами ЭМБ и моря Молер в конце палеоцена, когда флора Труевского бассейна приобретает более глубоководный характер. В северном полушарии панцири диатомей слагают мощные толщи диатомитов, в океанах образуются диатомовые илы. По-видимому эти особенности обусловлены возрастающими в течение позднего палеоцена трансгрессией и обогащением вод растворенным кремнеземом.

По-видимому, с начала раннего эоцена наступает четвертый этап в развитии диатомовой флоры. Он характеризуется затуханием эволюционного процесса, флора слагается в основном видами, унаследованными от палеоценовой флоры, новые виды немногочисленны. Флора имеет и ограниченное распространение в отдельных участках ЭМБ на территории Восточно-Европейской платформы – Самбийском (Калининградская обл.), Каневском (Днепровско-Донецкая впадина), Вешенском (Воронежская антеклиза), Калининском и Озинковском (Поволжье), а также в южных районах Серовского или Ирбитского моря.

Общих видов с синхронной флорой Индийского океана не установлено.

Пятый этап (первая половина раннего эоцена) знаменуется исчезновением диатомовых флор в морях на территории Восточно-Европейской платформы и постепенным освоением ЭМБ Азии – Акчатского (Западное Примугоджаре),

Тасаранского (Тургайский прогиб), Ирбитско-Люлинворского (восточный склон Урала и Западно-Сибирская равнина), диатомовые флоры распространяются также в Баренцево и Карское моря. Наиболее благоприятные условия устанавливаются в Ирбитском и Акчатском бассейнах, где образуются диатомиты.

Флора типична для неритической зоны морей. Первоначально она состоит в основном из транзитных видов, но постепенно обогащается новыми видами, преимущественно родов *Coscinodiscus* и *Hemiaulus*. Диатомовая флора развивается самобытным путем. Биогеографические связи с флорами Индийского и Атлантического океанов, для которых очень характерно эволюционное развитие рода *Craspedodiscus*, отсутствуют.

По-видимому, в самом конце раннего эоцена начинается новая трансгрессия, достигающая максимума в среднем эоцене, меняется гидрохимический режим бассейнов. На средний эоцен приходится пик эволюционного процесса в классе *Centrophyceae*: возникают новые семейства *Asterolampraceae*, *Triceratiaceae*, *Trigoniaceae*, *Aspeiziaceae*, появляются новые роды в семействах *Hemiaulaceae*, *Coscinodiscaceae*, *Radialiplicataceae*. Виды родов *Asterolampra*, *Rylandsia*, *Azpeitia* пополняют состав океанической ассоциации диатомей в неритическом планктоне, характерном для ЭМБ, они встречаются лишь спорадически, существенное место в нем занимают виды родов *Puxilla* (в том числе *Puxilla gracilis*, характерная для флоры Индийского океана самого начала эоцена), *Coscinodiscus*, *Breightwellia*.

Шестой этап в развитии диатомовой флоры приходится на самый конец раннего эоцена – лютетский век. Первоначально флора диатомей достигает максимального распространения в ЭМБ, заселяя Вершаутский, Тасаранский, Акчатский, Ирбитский, Нюрольский (Западно-Сибирская равнина) бассейны, распространяется в Карском море. В конце же лютета (или начале бартона) диатомовая флора сохраняется лишь в отдельных участках Нюрольского (или Тавдинского) бассейна, но продолжает пышно развиваться в более южных Азиатских бассейнах. В ОМО наблюдается обратная картина, ареалы распространения флоры постепенно расширяются.

Если в начале этапа во флоре ЭМБ существенное место занимают виды, унаследованные от раннеэоценовой флоры, то к концу лютета их роль значительно снижается, все большее значение приобретают новые элементы флоры, среди которых неуклонно возрастает число мигрантов из океанической флоры. Несмотря на наличие общих видов, флоры ЭМБ и ОМО развиваются довольно обособленно. По всей вероятности это обусловлено различиями, связанными с глубинами бассейнов, их температурным режимом, биогеографической зональностью.

В бартонском веке (седьмой этап развития диатомовой флоры) продолжается расцвет диатомовых флор, населяющих ЭМБ и ОМО. Во флорах ЭМБ содержится значительное число видов, имеющих широкое распространение в ОМО, Атлантическом, Тихом океанах и Норвежском море.

Следующий, восьмой этап в развитии флоры диатомей приходится на поздний эоцен. По своему систематическому составу флора близка к бартонской, эволюционный процесс по сравнению со средним эоценом затухает, лишь в океанических флорах в классе *Centrophyceae* появляются единичные новые роды. В ЭМБ, находящихся на территории Западного Примугоджарья и Прикаспийской впадины, известны сильно обедненные диатомовые флоры, в Касьяновском (Воронежская антеклиз) и Обуховском (Днепроовско-Донецкая впадина) развиваются богатые и разнообразные диатомовые флоры.

В обуховской флоре наблюдается значительное систематическое разнообразие диатомей класса *Pennatophyceae*, хотя виды, представленные единичными экземплярами, занимают подчиненное положение. Большое разнообразие пеннатных диатомей характерно и для позднеэоценовой флоры Новой Зеландии.

Несмотря на значительное число общих видов, биогеографические связи между флорами ЭМБ и ОМО, по-видимому, отсутствовали, поскольку общие виды являются транзитными.

В раннем олигоцене в результате наступившей регрессии ЭМБ исчезают. В океанах же продолжает существовать прогрессивно развивающаяся диатомовая флора. Усиливается эволюционный процесс в классе *Centrophyceae*, появляется новое семейство *Hemidiscaceae* с родами *Hemidiscus* и *Actinocyclus*, в семействе *Asterolampraceae* возникает новый род *Asteromphalus*, возникают новые роды (*Bogorovia*, *Rocella*) и в других филумах, в классе *Pennatophyceae* также появляются новые роды – *Rouxia*, *Cavitatus* и др. Виды новых родов занимают незначительное место, во флорах преобладают виды, унаследованные от позднеэоценовой флоры. В раннем олигоцене усиливается географическая зональность флор.

В позднем олигоцене на десятом, завершающем этапе развития палеогеновой флоры, происходит широкая адаптивная радиация родов, возникших в раннеолигоценное время, появляются новые виды, увеличивается разнообразие пеннатных диатомей. Ареалы распространения диатомовой флоры сильно расширяются: в Тихоокеанском бассейне от экватора она распространяется на север вплоть до Берингова моря, в Атлантическом океане от Мальвинского бассейна до Норвежского моря, заселяет Индийский океан. Обильная диатомовая флора кратковременно развивается в Карагинском ЭМБ (Южный Мангышлак) и в Среднемайкопском бассейне. Несмотря на своеоб-

разии неритической мангышлакской флоры, в ее составе имеются немногочисленные виды, общие с флорами ОМО.

Таким образом в развитии морской палеогеновой флоры выявлены регрессивные и прогрессивные этапы. Во флорах ОМО происходили более глубокие эволюционные преобразования, тогда как во флорах ЭМБ эволюционные процессы протекали в основном на видовом уровне и более медленными темпами.

Флоры ЭМБ характеризуются большей стабильностью систематического состава по сравнению с синхронными флорами ОМО. Расцвет флор в ЭМБ в большинстве случаев проявлялся не в появлении новых таксонов, а в необычайно сильной энергии размножения, в результате чего происходило образование мощных толщ диатомитов.

В установлении биогеографических связей между флорами ЭМБ и ОМО, помимо биотических факторов, большую роль играет система течений, тесно связанных с трансгрессиями и регрессиями.

Своеобразие диатомовых флор разных палеобассейнов обусловлено не только местными условиями обитания, но и биогеографической зональностью, которая формировалась, начиная с позднего палеоцена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гладенков А.Ю. Вулканогенно-осадочные серии о-ва Беринга (Командорские острова) и их возраст // Вопросы строения литосферы. М.: Наука, 1987. С. 16 - 22.
- Гладенков А.Ю. Стратиграфия олигоценовых отложений Северо-Тихоокеанской области по диатомеям // Геологические исследования литосферы. М.: Наука, 1988. С. 17 - 22.
- Глезер З.И. Филогения диатомовых водорослей порядка *Coscinodiscus* в связи с разработкой новой классификации // Ежегодник ВПО. 1986а. Т. 29. С. 180 - 187.
- Глезер З.И. К разработке новой классификации диатомовых водорослей // Актуальные вопросы современной палеоальгологии. Киев: Наукова думка, 1986б. С. 65 - 69.
- Глезер З.И. Диатомеи, силикофлагеллаты // Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра, 1991. С. 140 - 142.
- Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Т. 1. Л.: Наука, 1974. 402 с.
- Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Т. 2. Вып. 1. Л.: Наука, 1988. 115 с.
- Пушкар В.С. Диатомеи палеогеновых отложений Северо-Западной Пацифики // Палинология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 60 - 70.
- Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли. С.-Петербург: Изд-во С.-Петербургского ун-та, 1992. 311 с.
- Baldauf J.C., Barron J.A. Oligocene Marine Diatoms Recovered in Dredge Samples from the Navarin Basin Province, Bering Sea // U.S. Geol. Surv. Bull. 1987. № 1765. P. 1 - 54.

Barron J.A., Park M. Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the equatorial Pacific ocean, Deep Sea Drilling Project. Leg. 85. Initial. Rep. of the DSDP, Wash., 1985. V. 85. P. 413 - 456.

Fourtanier E. Paleocene and Eocene diatom: biostratigraphy and taxonomy of eastern Indian ocean site 752 // Proceed. of the Ocean Drilling Program, Sci. Results, 1991. V. 121. P. 171 - 187.

Harwood D.M. Upper Cretaceous and lower Paleocene diatom and silicoflagellate biostratigraphy of Seymour Island, eastern Antarctic Peninsula // Feldman K., and Woodburn M.O. (Eds.). Geology and Paleontology of Seymour Island. Geol. Soc. 1988. Mem. 169. P. 55 - 129.

Plankton Stratigraphy. London, New York. Cambridge University Press. 1985. 1032 c.

Ross R., Sims P.A. Syringidium Ehrenb. Dextradonator Ross et Sims, nov. gen. // Bacillaria. 1980. V. 3. Braunschweig. P. 115 - 127.

Ross R., Sims P.A. Some genera of the Biddulphiaceae (diatoms) with interlocking linking spines // Bull. British Museum (Natural History). Botany ser. 1985. V. 13. № 3. P. 277 - 381.

Ross R., Sims P.A. Further genera of the Biddulphiaceae (diatoms) with interlocking linking spines // Bull. British Museum (Natural History). Botany ser. 1987. V. 16. № 4. P. 269 - 311.

Sims P.A. Sphinctolethus Hanna, Ailuretta gen. nov. and evolutionary trends within the Hemiauloideae // Diatom Research. 1986. V. 1 (2). P. 241 - 269.

Sims P.A., Ross R. Some Cretaceous and Palaeogene Trinacria (diatom) species // Bull. British Museum (Natural History). Botany ser. 1988. V. 18. № 4. P. 275 - 322.

Yanagisawa Y., Suzuki Y. Diatoms and silicoflagellates from the Oligocene Shirasaka Formation of the Joban Coalfield, northeast Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1987. V. 38(2). P. 81 - 98.



Эволюция биосферы

КРАТКИЕ
СООБЩЕНИЯ

УДК 551.583.7:551.77(571.1)

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОПТИМУМЫ В КАЙНОЗОЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

© 1994 г. В. С. Волкова, И. А. Кулькова

Институт геологии СО РАН
630090, Новосибирск, 90, Университетский пр., 3, Россия

Поступила в редакцию 05.10.92 г.

Палеоботанические данные несут большую информацию о климатах прошлых эпох. Анализ флоры позволяет наметить рубежи и выявить глобальные изменения климата. Первый рубеж в кайнозой Западной Сибири совпадает с концом нижнего - началом среднего эоцена. Эоценовая эпоха была временем максимального распространения палеогеновой трансгрессии. В это время 70% Западно-Сибирской плиты было занято морем. Шло накопление диатомитов, опоковидных глин, насыщенных кремневыми скелетами радиолярий, силикофлагеллат, панцирями диатомей. Они также богаты диноцистами, спорами и пылью.

Палинофлора эоцена изучена по скважинам, пробуренным в низовьях р. Пур, в бассейне Северной Сосьвы, на Обь-Иртышском междуречье (в верховьях рек Чузик и Кенга). В последние годы И.А. Кульковой получены дополнительные материалы по скважинам на полуостровах Ямал и Тазовский. Морской эоцен Западной Сибири И.А. Кульковой по комплексам диноцист расчленен на зоны (Кулькова, 1987; Кулькова, Шацкий, 1990), соответствующие трем горизонтам (ирбитскому, нюрольскому и тавдинскому). Границы зон устанавливались по первому появлению зональных форм. Данные по диноцистам позволяют И.А. Кульковой отнести горизонты морского эоцена - ирбитский к нижнему ипру, нюрольский к верхнему ипру - лютету и тавдинский к барбону и приабону. Это позволяет более надежно коррелировать в глобальном масштабе палеогеографические события, основные направления в развитии флор и климатов (Волкова и др., 1990). Следует подчеркнуть, что одновременно с диноцистами получены и более полные палинологические комплексы, которые приобретают важное значение для корреляции морских и континентальных отложений.

Последовательный анализ состава палинокомплексов способствует установлению особенностей палинофлоры. Основная часть родов эо-

ценовой флоры может быть достаточно уверенно отождествлена с ныне живущими. Более или менее надежные палеогеографические выводы можно сделать, учитывая условия произрастания не только современных представителей отдельных семейств и родов, но и растительных сообществ. Так, условия развития современных растительных формаций субтропических заболоченных лесов типа *Taxodium-Nyssa* южной Флориды и побережья Мексиканского залива могут служить показателем аналогичных условий для произрастания растительных группировок в эоцене Сибири.

Вместе с тем, следует подчеркнуть, что флора эоцена смешанная и настоящих ее аналогов в современной флоре нет. Палинологические данные показывают, что в составе эоценовой флоры присутствуют растения тропиков и субтропиков (*Palmae*, *Cyrillaceae*, *Sapindaceae*, *Sapotaceae*, *Santalaceae*, *Cardiospermum*, *Loranthus*, *Proteaceae*, *Meliaceae*, *Aralia*, *Rhus*, *Casuarina*) теплоумеренные - тургайские (*Carya*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Platanus*, *Castanea*) и умеренные (*Betula*, *Alnus*, *Lonicera*). Особый интерес представляют северо-южноамерикано-азиатские семейства и роды, которые сейчас занимают приэкваториальную полосу. К ним относятся прежде всего *Palmae*, *Symplocaceae*, *Cyrillaceae*, *Bombacaceae*, *Podocarpaceae*. Пыльца пальм отмечена в эоценовых отложениях высоких широт Северной Азии (Шахмундес, 1966; Любомирова, 1975; Кулькова, 1973). Отпечатки листьев пальмы *Sabal* обнаружены на Северо-Западе Камчатки (Буданцев, 1984). Большая доля участия принадлежит североамерикано-южноазиатской группе растений (*Buxaceae*, *Sapindaceae*, *Magnoliaceae*, родам *Nyssa*, *Carya*, *Aralia*, *Comptonia*), ареалы которых в настоящее время ограничены 40° - 20° с.ш., североамерикано-средиземноморские и южноазиатские роды *Liquidambar*, *Carpinus* ограничены 20° - 50° с.ш., восточноазиатские роды (40° - 30° с.ш.), *Engelhardtia* (30° - 10° с.ш.). Кроме того участвовали виды родов *Myrica*, *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Pinus*, *Tilia*, *Juglans*,

Асег и др., современные ареалы которых находятся в широких пределах. Состав флоры позволяет допускать предположение о совершенно ином расположении фитогеографических зон в Северной Азии. На месте современных бореально-таежных зон до 60°30' с.ш. существовали субтропические вечнозеленые леса, переходящие к северу в листопадные с широколиственными и таксодиевыми при участии вечнозеленых растений в подлеске. Субтропические и хвойно-широколиственные леса с вечнозелеными кустарниками произрастали на берегах и островах палеогенового моря Западной Сибири. На Северо-Востоке Якутии на широте 70° с.ш. установлен богатый набор широколиственных (троходендрон, клен, платан, орех, дуб, граб, лещина, ликвидамбар) и таксодиевых (секвойя, метасеквойя, таксодиум, глиптостробус). Есть остатки фикуса и магнолии. Палинологический метод выявил пыльцу пальм, *Cardiospermum*, *Mug-taceae*, *Proteaceae*, *Pistaceae*.

Состав эоценовой флоры позволил определить количественные показатели эоценового климата. Допускается, что температура самого жаркого месяца в центральной части Западной Сибири +21 ... +25°C, а самого холодного не ниже +12°C. Годовая сумма осадков в пределах 1000 - 800 мм на севере и до 500 мм в Павлодарском Прииртышье (Волкова и др., 1990).

Оценка количественных показателей отдельных элементов климата методом построения климатограмм древесных пород в пределах родовых таксонов характеризовалась следующими показателями: в оптимум эоцена (конец раннего - начало среднего) к югу от широтного отрезка Оби (рис. 1) температура самого холодного месяца достигала +8 ... +10°C, в районе оз. Тастах (рис. 2) +10 ... +12°C, самого жаркого - соответственно 19.5 - 20°C и 21°C в районе оз. Тастах (рис. 2). Годовое количество осадков колебалось от 1000 до 1200 мм (Волкова и др., 1990).

В конце среднего - начале позднего эоцена на всей территории Западной Сибири от Казахстана до 60°30' с.ш. температура января колебалась в пределах 6 - 8°C, а самого жаркого не превышала 23°C. В низовьях р. Колымы температура холодного месяца равнялась 7 - 9°C, а жаркого 22 - 24°C. Количество осадков не превышало 800 мм.

В конце позднего эоцена (позднетавдинское время) на территории Западной Сибири и Северо-Востоке Азии произошло похолодание. Температуры самого холодного месяца снизились до +6 ... +2°C. Более стабильными оказались температуры теплого периода. Температура января колебалась от -22 до -25°C. Среднее годовое количество осадков понизилось до 800 - 900 мм (Любомирова, 1975).

Анализ климатограмм показал, что температуры января в раннем и среднем эоцене в высоких широтах на Северо-Востоке Сибири были выше

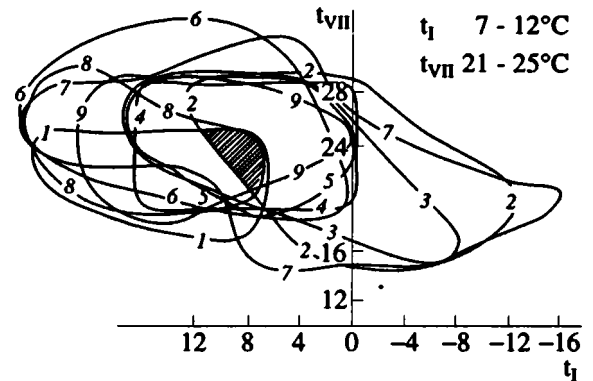


Рис. 1. Климатограмма для среднего эоцена (Аганский материк).

1 - Protea, 2 - Fagus, 3 - Castanea, 4 - Corylopsis, 5 - Plafycarya, 6 - Engelhardfia, 7 - Rhus, 8 - Sterculia, 9 - Taxodium. Заштрихованное поле - центр максимальной концентрации растений близкой экологии.

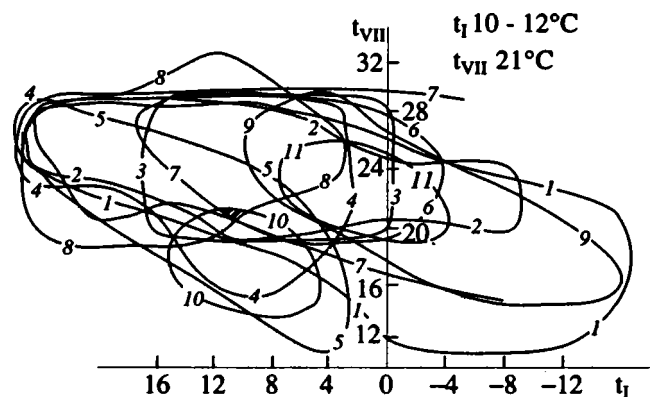


Рис. 2. Климатограмма оптимума эоцена (конец раннего - начало среднего эоцена тастахская свита).

1 - Acer, 2 - Carya, 3 - Corylus, 4 - Castanopsis, 5 - Dacrydium, 6 - Liquidambar, 7 - Moraceae, 8 - Sabal, 9 - Hamamelis, 10 - Sequoia, 11 - Sciadopitys.

на 1.5 - 2°C по сравнению с январскими температурами эоцена Западной Сибири. В целом климат был теплым. Он обуславливал существование субтропических и отдельных тропических элементов флоры в составе листопадного вечнозеленого леса с примесью хвойных. Состав флоры объединял Сибирь с Европой и Северной Америкой. В эоцене существовала своеобразная широкая зона с весьма выдержанным климатом, близким к субтропическому. Этот вывод подтверждается не только флорой, но и данными по фауне и особенностями литогенеза (Синицин, 1965). Таким образом вся сумма данных указывает на мощную вспышку тепла в конце раннего - начале среднего эоцена, которой не было равной на протяжении всего кайнозоя.

С конца эоцена начался этап устойчивого охлаждения, обусловленный, по-видимому, оледенением

Антарктиды. Позднее, в новейший геологический этап, совпадающий с началом олигоцена, продолжалось прогрессирующее похолодание климата, которое нашло отражение в составе флор (сократилась роль субтропических, возросло значение хвойных и широколиственных). На фоне похолодания были резкие потепления (оптимумы) и большие понижения температур, приуроченные к ледниковым периодам.

Среди оптимумов заслуживают внимания следующие: оптимум миоцена (раннекиреевское время в Западной Сибири), плиоцена (битекейское время 3.5 - 4 млн. лет), казанцевский плейстоценовый оптимум (120 - 130 тыс. лет назад) и голоценовый.

Оптимум миоцена приходится на конец раннего - начало среднего миоцена (16 - 17 млн. лет назад). В раннем миоцене на территории Западной Сибири происходило накопление озерно-болотных, частично угленосных отложений (абросимовский горизонт). Флора абросимовского времени была еще близка таковой позднего олигоцена. Состав и структура указывают на существование хвойно-широколиственных лесов уже с большим участием мелколиственных пород и мезофильных листопадных лесов с ореховыми и ильмовыми. Роль болотного кипариса сократилась, но зато увеличилось значение представителей рода *Picea*. Меньшее значение стали иметь субтропические растения, особенно, *Nyssa*. Возросло значение прибрежно-водных травянистых растений. Растительность была близка к современным южноканадским хвойно-березово-буковым лесам с примесью ореховых и болотного кипариса. Климат на широте 60° с.ш. в Западной Сибири оставался теплоумеренным, но более влажным. Средняя температура января приближалась к 0 ... +5°C, июля +20°C. Среднее годовое количество осадков около 700 - 800 мм. В конце раннего миоцена (киреевское время) в заключительные стадии формирования озерных глин произошло резкое возрастание в составе флоры роли мелколиственных и широколиственных пород. Среди последних ведущее положение занимали представители *Juglans* (до 19%) и *Quercus* (до 17%). Возросло значение разнотравья. Растительность была близка к канадским березово-ореховым лесам с участием дуба и бука. Климат был теплее такового раннего миоцена. Средняя температура января +2°C, июля 20°C. Среднегодовое количество осадков сохранилось на прежнем уровне 700 - 800 мм.

Оптимум плиоцена (битекейское время по последним данным палеомагнитного анализа охватывает интервал времени от 3.3 до 3.9 (Гнибиденко, 1989) или 3.5 - 4 млн. лет назад (Зыкин и др., 1989). Следует отметить, что В.С. Зыкин, опираясь на данные по малакофауне и мелких млекопитающих, считает, что оптимальные климатические условия были раньше и предшествовали битекейскому потеплению. По данным палино-

логии о более ранних оптимальных условиях в плиоцене сказать трудно.

В битекейский период формировался грубый аллювий. Для флоры этого периода характерно господство растений, присущих Западной Сибири. Лишь в отдельные периоды в составе травянисто-кустарничковой растительности принимали участие представители широколиственных (дуб, вяз, орешник, липа). В растительности этого отрезка времени происходила неоднократная смена формаций. В первую половину времени были развиты полынно-типчаковые и полынно-маревые степи с эфедрой. Растительность по своей структуре приближалась к причерноморским степям. Для юга Западной Сибири и Северного Казахстана средняя температура января 0 - 8°C, июля 20 - 22°C. Среднегодовое количество осадков около 250 мм. В периоды увлажнения степная растительность менялась на лесостепную. По долинам рек произрастали липа, вяз, дуб, падуб и ореховые. В периоды увлажнения количество осадков возрастало до 250 - 500 мм. Климат менялся от аридного сухого до семиаридного. Установлено две сухие фазы, разделенные двумя более влажными (Волкова, 1977). Климатограмма битекейского среза (лесостепная фаза, построенная по 9 родам (*Alnus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Juglans*, *Ephedra*, *Rubus*, *Osmunda*, *Chenopodium*) показала, что в периоды увлажнения климат приближался к климату района Шанхая. Температура самого теплого месяца была равна 26 - 28°C, холодного от -5 до +4°C. Количество осадков 500 мм. Отклонения от современных температур в холодное время равнялись 20°C.

В оптимум позднего плейстоцена (казанцевское время, 120 - 130 тыс. лет назад) на севере равнины формировались морские осадки, к югу от границ казанцевского моря - озерные, озерно-болотные и речные. Состав спор и пыльцы и их соотношение позволяют заключить, что в низовьях Енисея (разрезы на Луковой протоке и близ пос. Агапа) большая часть толщи морских песков с умеренно теплолюбивыми моллюсками и арктобореальными фораминиферами формировалась во время развития лесной растительности. Климатические условия были значительно теплее и влажнее современных. Средняя температура июля (рис. 3) достигала +15 ... +16°C, января -22°, среднегодовая - -7°C, среднегодовое количество осадков было близко к 450 мм. Смещение границ растительных зон в этот период оценивается в 5 - 6°C, то есть северная граница лесной области была смещена к северу на 700 км. Она совпадала с береговой линией Казанцевского морского бассейна, температура воды которого, по данным С.Л. Троицкого (1979) никогда не переходила нулевую отметку.

Выводы о климатической обстановке находят подтверждение при изучении погребенного торфяника на р. Иртыше близ пос. Горная Суббота.

Анализ палинологических данных показал, что торфяник формировался в условиях развития бореально-таежной растительности с участием широколиственных пород (Волкова, 1966; 1977; Гуртовая, Кривоногов, 1988).

При построении климатограммы было учтено 7 видов – *Picea*, *Abies*, *Quercus*, *Pinus sibirica*, *Lycopodium alpinum*, *Menyanthes trifoliata*. В результате получено общее поле, которое характеризует температурные условия, при котором возможно совместное существование видов рассматриваемого комплекса. Средняя температура июля – +18 ... +20°C. января – –28°C. Температуры июля мало отличались от современных, январские были выше современных на 4,5° и +8°C по карпологическим данным. Климат был теплее и ровнее, чем в оптимум голоцена. Значение годовой суммы осадков выше современных на 100 мм.

Оптимум голоцена. Голоцен рассматривается нами в объеме 10 тыс. лет. Этот рубеж хорошо устанавливается по палеоботаническим данным и выражается в смене перигляциальных формаций лесотундровыми и лесными. Флора голоцена представлена современными видами, произрастающими и сейчас на территории Западной Сибири. Анализ многочисленных палинологических и радиоуглеродных данных показывает, что природная обстановка голоцена не была стабильной. Сохранялась общая направленность в развитии растительности Сибири и Европейской части равнины. Климат в предбореальное и начало бореального времени в Западной Сибири был холоднее современного. Наиболее благоприятные климатические условия в Западной Сибири (оптимум) наступили только в позднеатлантическое время и продолжались до начала суббореального периода (5500 - 4500 лет). Этот отрезок времени является всеобщим для оптимума в масштабах всей Северной Азии. Потепления (бореальное и среднесуббореальное) проявились не повсеместно. Анализ широколиственных пород (появление, расцвет и угасание) позволяет проследить динамику их развития в составе лесов на протяжении атлантического, суббореального и начала субатлантического времени. В Западной Сибири около 7000 лет назад в составе лесов появились вначале вяз, затем липа, дуб. Расцвет широколиственной флоры приходится на конец атлантического периода, угасание на время около 2200 лет назад. По палинологическим данным В.А. Климановым для Западной Сибири информационно-статистическим методом получены количественные характеристики некоторых элементов климата. Установлено, что в оптимум голоцена были наибольшие отклонения температурных показателей и осадков от современных значений (Волкова, Климанов, 1988). Показано, что на широте 67° - 70° с.ш. на Ямале отклонения среднеиюльской температуры от современных значений составили 4 - 5°C, и соответственно января +1°C.

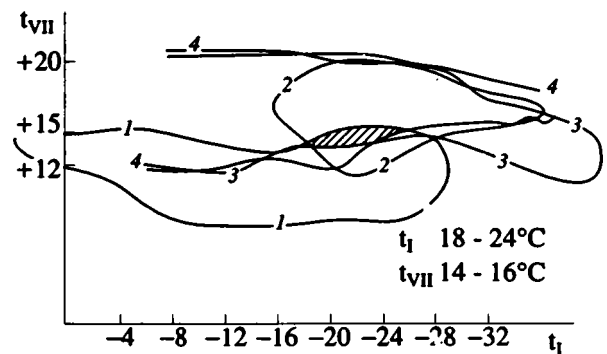


Рис. 3. Климатограмма Казанцевского оптимума, (обн. Луковая протока на Енисее) построена по климатическим полям 4-х видов (учтено 14 таксонов).

1 – *Lycopodium alpinum* L., 2 – *Pinus sibirica* Du. Tour., 3 – *Menyanthes trifoliata* L., 4 – *Pinus silvestris* L.

Количество осадков превысило современное на 100 мм и достигало 400 - 500 мм. Для центральных районов отклонения температур превышали 1°C. Количество осадков также было больше на 100 мм, а между средним течением Енисея и Обью осадков выпадало меньше, чем сейчас на 50 мм (Волкова, Климанов, 1988). Южнее 55° с.ш. температуры июля и января в оптимум голоцена оставались близкими к современным. Сравнение климатических режимов позднеплейстоценового и голоценового оптимумов позволило заключить, что в казанцевское время климат был более теплым. В структуре растительного покрова отсутствовали тундровые и лесотундровые ландшафты. Современные территории, занятые этими растительными формациями, были залиты водой.

Северные районы Западной Сибири – Ямал и Тазовский полуостров в голоценовый оптимум испытали наибольшие отклонения температур от современных значений, что не могло не сказаться на поведении верхней границы вечной мерзлоты. Таким образом, в позднеплейстоценовый и голоценовый оптимумы наибольшие изменения в температурах и характере ландшафтов испытывали северные районы Западной Сибири. Эти данные следует принять во внимание при прогнозировании климата будущего.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буданцев Л.Ю. К вопросу о границе между ранним и поздним кайнофитом на севере Пацифики // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 20 - 24.
- Волкова В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск: Наука, 1966. 173 с.
- Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М.: Наука, 1977. 237 с.

Волкова В.С., Климов В.А. Палинология и климат Западной Сибири в главные термические оптимумы голоцена // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 91 - 99.

Волкова В.С., Кулькова И.А., Фрадкина А.Ф. Климат эоцена Сибири (на примере Западной Сибири). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 27 с.

Гнибиденко З.Н. Магнитостратиграфический разрез и палеомагнитная характеристика плиоценовых отложений юга Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 26 - 31.

Гуртовая Е.Е., Кривоногов С.К. Фитологическая характеристика континентальных отложений Казанцевского горизонта // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 69 - 91.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Присяжнюк В.А. Стратиграфия плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 9 - 17.

Кулькова И.А. Палинологическая характеристика эоценовых отложений Яно-Индигирской низменности // Палинология кайнофита. М.: Наука, 1973. С. 105 - 109.

Кулькова И.А. Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Сибири по палинологическим данным // Геология и геофизика. 1982. № 6. С. 11 - 17.

Кулькова И.А., Шацкий С.Б. Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 25 - 31.

Любомирова К.А. Палеогеновый период // Палеофитогеография севера СССР в мелу и палеогене. Л.: Недра, 1975. С. 69 - 84.

Синицин В.М. Древние климаты Евразии. Ч. I. Палеоген - неоген. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 165 с.

Троицкий С.Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Стратиграфия. Новосибирск: Наука, 1979. 291 с.

Шахмундес В.А. О флористических связях севера Западной Сибири и Европы в раннем эоцене // К методике палеопалинологических исследований. Л.: Недра, 1966. С. 172 - 196.

Сдано в набор 15.10.93 г.

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Тираж 351 экз.

Подписано к печати 14.12.93 г.

Усл. кр.-отт. 5.0 тыс.

Зак. 572

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Уч.-изд. л. 14.1

Бум. л. 7.0

Цена 100 р.

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геосторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

В журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат.

Представленные в редакцию статьи должны быть окончательно проверены и подписаны автором (авторами). Рукописи принимаются только в тех случаях, если они отвечают редакционно-издательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалом между строчками в два переката, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля).

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено, и заключение эксперта.

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки и номера телефонов автора (авторов).

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экз. должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: один экземпляр монтируется автором в виде макета (размер 23 × 17), другой (чистый) прилагается отдельно. На чертежах, картах, разрезах и т.д. должно быть указано минимальное соответствующее изложению в тексте количество буквенных и цифровых обозначений. Их объяснение обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи обязательно указывать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора.

Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: а) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например О, К и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; б) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов указывается фамилия первого автора (напр., Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (напр., Стратиграфические исследования ..., 1990).

В связи с публикацией английской версии статей, к русскому тексту рукописи необходимо прилагать (на отдельном листе):

- 1) английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий;
- 2) все приведенные в тексте цитаты иностранных работ на языке оригинала;
- 3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);
- 4) список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Терек).

ВНИМАНИЕ

руководителей промышленных предприятий,
научных, проектно-конструкторских
и коммерческих организаций, частных фирм
и специалистов!

**ВО «Наука» в I-м кв. 1994 г. выпускает книгу
проф. Герасименко А. А. (ИФХ РАН)
«ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИЕ ПОКРЫТИЯ»,
объемом 26 п. л. (в пер.), цена 1000 р.**

Монография-справочник для широкого круга специалистов в области коррозии и защиты металлов научно-исследовательских и опытно-конструкторских организаций, предприятий промышленности, занимающихся вопросами проектирования, производства, эксплуатации, ремонта техники и сооружений, их комплексной защитой от воздействия факторов среды.

Представлены современные технологические процессы нанесения металлических, конверсионных и комбинированных покрытий, отражены экономические и экологические аспекты проблемы.

Осуществляется одновременное издание книги в Японии фирмой «Ниссо-Цусинся» на японском языке.

Книгу можно предварительно заказать в магазине «Академкнига»:
117393, Москва, ул. Пилюгина 14, корп. 2.
(В каталоге изданий ВО «Наука» № 209).

ТИРАЖ ОГРАНИЧЕН.

Контактные телефоны: 333-35-79 — ред. хим. литературы ВО «Наука».
334-98-05 — ИФХ РАН.
132-74-01 — торг. фирма «Академкнига».