Том 7, Номер 5

ISSN 0869-592X Сентябрь - Октябрь 1999

# СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор Б.С. Соколов



http://www.maik.rssi.ru



"НАУКА" МАИК "НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА" Российская академия наук

## СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 7 № 5 1999 Сентябрь–Октябрь

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

Главный редактор Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора М. А. Семихатов

Ответственный секретарь А.Б.Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

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

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

> > © Российская академия наук Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук, 1999 г.

-

## Том 7, номер 5, 1999

Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2.3–2.06 млрд. лет назад М. А. Семихатов, М. Е. Раабен, В. Н. Сергеев, А. Ф. Вейс, О. В. Артемова	3
Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопного датирования А. Г. Владимиров, А. П. Пономарева, С. А. Каргополов, Г. А. Бабин, А. В. Протициов, А. С. Бибинар, А. Э. Исск. С. П. Шокан свий Б. В. Бибинора	
А. Б. Плотников, А. С. Гиошер, А. Э. Изох, С. П. Шокальский, Е. Б. Биоикова, Д. З. Журавлев, В. А. Пономарчук, В. А. Халилов, А. В. Травин	28
Акритархи верхней части верхнего кембрия–нижнего тремадока Московской синеклизы Н. А. Волкова	43
Комплексы конхострак перми и триаса Севера Средней Сибири Э. Ф. Орлова	56
Юрские радиолярии Севера России В. С. Вишневская, И. Е. Пральникова	64
Радиолярии, фораминиферы и стратиграфия верхнемеловых отложений юго-востока Русской плиты (правобережье Волгоградского Поволжья)	94
Стратиграфия и особенности строения нижнепалеозойского карбонатно-кремнисто-туфогенного комплекса хребта Чингиз (Восточный Казахстан)	04
К. Е. Дегтярев, С. В. Дубинина, А. Р. Орлова	93
Гриасовая кремневая формация в оассеине реки дор (центральный Сихоте-Алинь) Ю. Г. Волохин, Е. В. Михайлик, Г. И. Бурий	100

### ПЕРСОНАЛИИ

К 90-летию со дня рождения Е	Зориса Борисовича	Чернышева (1909-1	1941) 11	.1
------------------------------	-------------------	-------------------	----------	----

## Vol. 7, No. 5, 1999

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

Biotic Events and Positive $\Delta C_{carb}$ Anomaly at 2.3–2.06 Ga	
M. A. Semikhatov, M. E. Raaben, V. N. Sergeev, A. F. Veis, and O. V. Artemova	3
Neoproterozoic Age of Oldest Rocks from the Tom' Inlier (Mountainous Shoria): Implication of U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, and Ar-Ar Dating	
A. G. Vladimirov, A. P. Ponomareva, S. A. Kargopolov, G. A. Babin, A. V. Plotnikov, A. S. Gibsher, A. E. Izokh, S. P. Shokal'skii, E. V. Bibikova, D. Z. Zhuravlev, V. A. Ponomarchuk, V. A. Khalilov, and A. V. Travin	28
Acritarchs From Upper Beds of the Upper Cambrian-Lower Tremadocian of the Moscow Syneclise N. A. Volkova	43
Permian–Triassic Conchostracan Faunas from the North of Central Siberia E. F. Orlova	56
Jurassic Radiolarians from Northern Russia V. S. Vishnevskaya and I. E. Pral'nikova	64
The Upper Cretaceous Radiolarians, Foraminifers, and Stratigraphy of the Southeastern Russian Plate, the Right-Bank Volga Region near Volgograd L. G. Bragina, V. N. Ben'yamovskii, and A. S. Zastrozhnov	84
Stratigraphy and Structural Peculiarities of the Lower Paleozoic Carbonate–Siliceous–Tuffaceous Complex of the Chingiz Range (Eastern Kazakhstan) K. E. Degtyarev, S. V. Dubinina, and A. R. Orlova	93
Triassic Siliceous Formation in the Khor River Basin (Central Sikhote Alin) Yu. G. Volokhin, E. V. Mikhailik, and G. I. Buryi	100
Yu. G. Volokhin, E. V. Mikhailik, and G. I. Buryi	100

#### PERSONALIA

A Tribute to the 90th B	irthday of Boris Borisovich Chernyshev (1909–1941)	111

Сдано в набор 28.05.99 г.	Подписа	ано к печати 27.07.99 г.	Формат бумаги 60 × 88 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кротт. 3.7 тыс.	Учизд. л. 14.9	Бум. л. 7.0	
	Тираж 252 экз	. Зак. 2843			

#### УДК 56(11):551.81/82

## БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И ПОЛОЖИТЕЛЬНАЯ ИЗОТОПНАЯ АНОМАЛИЯ КАРБОНАТНОГО УГЛЕРОДА 2.3–2.06 МЛРД. ЛЕТ НАЗАД

© 1999 г. М. А. Семихатов, М. Е. Раабен, В. Н. Сергеев, А. Ф. Вейс, О. В. Артемова

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия Поступила в редакцию 27.01.98 г.

Проведен критический анализ состава описанных в литературе дорифейских окремненных и органостенных микрофоссилий и восстановлена динамика обилия строматолитов архея и палеопротерозоя на основании подсчета количества строматолитсодержащих свит (формаций) в семи возрастных отрезках длительностью 0.3-0.4 млрд. лет в архее и 0.2-0.3 млрд. лет в палеопротерозое. Показано, что появление крупнейшей в истории Земли ятулийской положительной аномалии карбонатного углерода 2.3-2.06 млрд. лет назад не было связано с эволюционными новациями в древней микробиоте, но совпадало с самым резким в геологической истории ростом глобального обилия строматолитов, который определялся благоприятным сочетанием климатических, палеогеографических и геодинамических факторов и протекал при преобладании мантийного потока вещества в Мировой океан над континентальным стоком. Вместе с тем, переход к "нормальным морским" значениям  $\delta^{13}C_{kabb}$ , определивший конец ятулийской аномалии, сопровождался некоторым увеличением обилия палеопротерозойских строматолитов, которое сократилось только 1.8-1.6 млрд. лет назад. Сделан вывод, что ведущим фактором появления ятулийской аномалии была уникальная по масштабам экспансия цианобактериальных экосистем, запечатленная в строматолитовой летописи и проходившая на фоне растущей оксигенизации атмосферы и поверхностной части гидросферы. Кратко рассмотрены особенности С-изотопной и палеонтологической летописи второй половины палеопротерозоя и высказаны суждения о вероятных причинах исчезновения названной аномалии.

Ключевые слова. Архей, палеопротерозой, микрофоссилии, строматолиты, С-изотопная аномалия, эволюция биосферы.

#### введение

Исследованиями последних лет установлено, что наиболее значительная в истории Земли положительная аномалия изотопного состава карбонатного углерода ( $\delta^{13}$ С до 12–15% PDB) проявилась в первой половине раннего протерозоя (палеопротерозоя) около 2.3–2.06 млрд. лет назад (Schidlowski et al., 1976; Юдович и др., 1990; Karhu, 1993; Tikhomirova, Makarikhin, 1993; Melezhik, Fallick, 1994, 1996; Покровский, Мележик, 1995; Melezhik et al., 1997a, b, c; Karhu, Holland, 1996; Ахмедов и др., 1996 и ссылки в этих работах). Ее следы фиксируются в Северной Америке, Африке, Австралии и Европе (в Фенноскандии, Карелии и Шотландии), что позволяет говорить о глобальном характере данного феномена.

Для его объяснения привлекаются различные по механизму и по радиусу действия модели (обзор см. Melezhik, Fallick, 1996), часть из которых предполагает влияние биотических или биологически индуцированных факторов на изменение изотопного состава углерода в палеобассейнах. Поэтому несомненный интерес представляет критический анализ имеющейся информации о тех событиях в развитии докембрийского биоса, которые произошли до, во время и сразу после раннепалеопротерозойской (ятулийской) положительной С-изотопной аномалии. Представленный ниже такой анализ основан на имеющихся ограниченных данных о дорифейских органостенных микрофоссилиях и углеродистых субмикроскопических ископаемых, на более обширных сведениях об окремненных микробиотах и на достаточно представительных материалах о динамике обилия строматолитов, которые в своем большинстве являются органоседиментарными структурами, связанными с метаболической активностью бентосных прокариотных микроорганизмов, главным образом, цианобактерий.

Возрастной канвой анализа в архее нам послужили единицы хронометрической шкалы Международной подкомиссии по стратиграфии докембрия – палеоархей (3.6–3.2 млрд. лет), мезоархей (3.2–2.8 млрд. лет) и неоархей (2.8–2.5 млрд. лет). В палеопротерозое для возрастной привязки микробиот использовались изотопные датировки вмещающих отложений, а при привязке строматолитов – четыре неформальные подразделения (2.5–2.3; 2.3–2.0; 2.0–1.8 и 1.8–1.6 млрд. лет), которые ранее применялись при рассмотрении динамики разнообразия строматолитов (Семихатов, Раабен, 1994, 1996). По возрастному объему эти подразделения близки или соответствуют периодам, установленным в палеопротерозое названной подкомиссией (Plumb, 1991).

#### микрофоссилии

Органостенные и окремненные микрофоссилии докембрия являются остатками биологически близких, но фациально несколько различных микроорганизмов. Данные по обеим формам сохранности рифейских и вендских их представителей удачно дополняют друг друга и в целом создают адекватное представление об эволюции соответствующих сообществ и их палеоэкологической структуре. В отличие от этого, в палеопротерозое и особенно в архее на фоне общего быстрого уменьшения количества и разнообразия известных микробиот очень резко сокращается информация об органостенных остатках. Объясняется это очень просто – окремненные микрофоссилии заключаются в кремневый "саркофаг" сразу вслед за постмортальным попаданием микроорганизма в карбонатный осадок (Maliva et al., 1989) и потому гораздо устойчивее к наложенным воздействиям, чем не защищенные внешними барьерами мумифицированные органостенные остатки, приуроченные к силикокластическим толщам.

Окремненные микрофоссилии. В 1960-1990 годы в погоне за древнейшими следами жизни было описано довольно много находок окремненных микрофоссилий, имеющих возраст более 2.5-3.0 млрд. лет, но почти все они при более позднем критическом анализе оказались либо псевдофоссилиями (минеральными образованиями или бесструктурными скоплениями органического вещества - керогена), либо современными контаминантами (обзор см. Schopf, Walter, 1983; Hofmann, Schopf, 1983; Schopf, Klein, 1992). Лишь тонкие несептированные нити из палеоархейских серий Онвервахт и Фиг Три Южной Африки и серии Варравуна Западной Австралии (возраст около 3.5-3.4 млрд. лет), а возможно, и мелкие коккоидные формы, описанные в первой из названных серий, являются теми палеоархейскими структурами, органическая природа которых в настоящее время достаточно определенна (Buick, 1991; Awramik, 1992b; Walsh, 1992; Knoll, 1996).

Более частые находки микрофоссилий приурочены к мезоархею и неоархею. В Индии палочковидные и сферические структуры размером в несколько микрон, трактуемые как ископаемые бактерии (Venkatachala et al., 1986), содержатся в железорудной формации Бабабудан (2.9–2.8 млрд. лет, Chadwick et al., 1997), а возможные остатки нитчатых микроорганизмов описаны из сланцевого пояса Сандур (Naqvi et al., 1987), имеющего возраст 2.75–2.65 млрд. лет (Nutman et al., 1966; Chadwick et al., 1997). В Западной Австралии в серии Фортескью (возраст 2.76–2.69 млрд. лет; Arndt et al., 1991; Pidgeon, Horwitz, 1991) известны трихомоподобные образования шириной около 10 мкм (Schopf, Walter, 1983) и вертикально ориентированные кремневые слепки филаментов (Buick, 1992). Последние по размерам и морфологии сравнимы с гормогониевыми цианобактериями, хотя и нельзя исключить, что они являются остатками иных микроорганизмов (серных или сульфат-редуцирующих бактерий). Наиболее показательные неоархейские микрофосилии происходят из южноафриканской карбонатной формации Гамохаан (надсерия Трансвааль), возраст которой 2550–2520 млн. лет (Barton et al., 1994; Altermann, 1996). Здесь присутствуют довольно широкие нитчатые (диаметр до 35 мкм) и мелкие коккоидные (1-5 мкм) формы (Klein et al., 1987; Schopf, Klein, 1992), которые, судя по морфологии и размерам, с высокой вероятностью могут рассматриваться как ископаемые цианобактерии. Отсюда же описаны очень мелкие палочковидные тела, которые трактуются как остатки гетеротрофных бактерий (Lanier, 1986; Knoll, 1996), а иногда как псевдофоссилии.

В нижних горизонтах палеопротерозоя окремненные микрофоссилии представлены лишь плохо сохранившимися очень мелкими коккоидными формами из коласйокской серии печенгской надсерии Кольского полуострова (Иванова и др., 1988) и мелкими вероятными коккоидными и нитчатыми остатками из серии Аравалли Индии (Chauhan, 1989). Возраст коласйокской серии 2.1-2.06 млрд. лет (Melezhik et al., 1997с), а серии Аравалли лежит в пределах 2.3-2.0 млрд. лет (Семихатов, Раабен, 1994 и ссылки в этой работе). В более высоких горизонтах палеопротерозоя (2.0-1.6 млрд. лет) количество и разнообразие известных окремненных микробиот скачкообразно возрастает, а их сохранность существенно улучшается. Именно здесь известны первые несомненные остатки цианобактерий.

Сказанное прежде всего относится к колониальным коккоидным микрофоссилиям Ecentophysalis belcherensis Hofmann из мелководных (верхняя сублитораль-литораль) карбонатных формаций Мак Лири и Касегалик надсерии Белчер Канады (Hofmann, 1976; Hofmann, Schopf, 1983); возраст надсерии 2000–1960 млн. лет (Hofmann, 1988, 1989; Chandler, Parrish, 1989). По морфологии и последовательности стадий развития эта ископаемая форма не отличается от современной энтофизалесовой цианобактерии Entophysalis major Ercegovič (Golubic, Hofmann, 1976). Кроме того, в названных формациях содержатся мелкие микрофоссилии эллипсоидальной, сферической и нитчатой форм, которые также могут быть отнесены к цианобактериям. Подобные по составу окремненные микробиоты, известные как микробиоты белчерского типа, за пределами надсерии Белчер описаны из

серии Эпуорт (1.92-1.90 млрд. лет; Grotzinger, 1988) северо-западной Канады (Hofmann, 1976; Hofmann, Schopf, 1983; Hofmann, Grotzinger, 1985; Schopf, 1992), а также из несколько более молодых (1.69-1.60 млрд. лет; Plumb, 1990; Page et al., 1994: Page, Sweet, 1998) отложений Австралии – из серии Мак Артур и из формаций Бангл Бангл и Парадайз Крик (Muir, 1976; Oehler, 1978; Hofmann, Schopf, 1983). Во всех этих микробиотах господствуют остатки морфологически простых мелководных энтофизалесовых и хроококковых цианобактерий, которым подчинены остатки гормогониевых цианобактерий. Почти все роды и даже виды этих микрофоссилий известны в рифее (Golubic, Hofmann, 1976; Knoll, 1985, 1996; Сергеев, 1992; Schopf, Klein, 1992), где они составляют ядро эволюционно консервативных мелководных ассоциаций карбонатных платформ.

Более глубоководные отложения верхней части палеопротерозоя содержат таксономически иные ассоциации микрофоссилий, известные как микробиоты ганфлинтского типа. Наиболее характерная из них описана в районе оз. Верхнее в железорудных формациях Ганфлинт и Бивабик серии Анимики. Возраст этой серии определяется следующими данными: 1) нижние ее горизонты подверглись окварцеванию 1930 ± 25 млн. лет назад и содержат гравийные зерна апатита, имеющего Pb-Pb возраст 1929  $\pm$  17 млн. лет; 2) вся серия была охвачена пенокенской орогенией, пик которой датируется примерно 1850 млн. лет; 3) U-Pb возраст цирконов из туфов формации Ганфлинт равен 1878 ± 2 млн. лет (Morey, Van Schmus, 1988; Morey, 1996; Fralick et al., 1998). В серии Анимики содержатся две группировки микрофоссилий (Hofmann, Schopf, 1983; Hofmann, Grotzinger, 1985; Schopf, Klein, 1992). В одну из них входят морфологически простые нитчатые и коккоидные микроостатки (Gunflintia, Animikia, Huroniospora и др.), которые представляют гормогониевые и хроококковые цианобактерии (Cloud, 1976; Hofmann, Schopf, 1983; Lanier, 1989), а частично, возможно, и железоокисляющие бактерии. Вторую группировку составляют морфологически более сложные формы (Kakabekia, Xenothrix, Archaeorstis, Eoastrion, Eosphaera, Eomicrhystridium и др.), среди которых присутствуют вероятные остатки бактерий, в том числе железобактерий (Eoastrion), а возможно, и низших одноклеточных эукариот (Eosphaera, Eomicrhystridium).

Ассоциации ганфлинтского типа, разнящиеся лишь по наборам микрофоссилий сложной формы, описаны в других толщах верхнего палеопротерозоя: в формации Оджик серии Эпуорт (Hofmann, Grotzinger, 1985) и в формации Сокоман надсерии Каниаписку Канады (Knoll, Simonson, 1981), а также в формации Фрир серии Эрахиди (Walter et al., 1976; Hofmann, Schopf, 1983) и формации Дак Крик Австралии (Hofmann, Schopf,

1983; Knoll et al., 1988). Возраст серии Эпуорт, как уже говорилось, 1.92-1.90 млрд. лет, формации Сокоман – 1.88 млрд. лет (Hoffman, 1988a, b), а формация Дак Крик несколько древнее 1.84, но моложе 2.0 млрд. лет (Plumb, 1990; Thome, Seymour, 1991). Что же касается серии Эрахиди, то радиометрические данные показывают лишь то, что она моложе 2.4 и древнее 1.6-1.7 млрд. лет, но анализ палеонтологических данных позволяет считать, что возраст этой серии не выходит за рамки 1.9-1.8 млрд. лет (Grey, 1994b; Семихатов, Раабен, 1996). Сходный по составу комплекс микрофоссилий выделен путем мацерации из сланцев формации Чуанлингоу Китая (Zhang, 1984), возраст которой широко обсуждается в китайской литературе, но обычно оценивается в 2.0-1.8 млрд. лет (библиографию см. Zhu, Chen, 1992; Семихатов, Раабен, 1994).

Таким образом, дорифейские окремненные микробиоты довольно широко распространены на площади, но во времени распределены неравномерно (рис. 1). Первые редкие и бедные их представители известны в палеоархее и мезоархее. В неоархее они становятся более частыми и информативными, но практически не известны в нижней части палеопротерозоя. В верхней части последнего эти микробиоты довольно многочисленны и разнообразны и содержат остатки всех классов и главных семейств цианобактерий, а также первые вероятные остатки низших эукариот.

В связи с неоднозначной трактовкой биологической природы наиболее древних микрофоссилий несомненный интерес представляет привлечение данных молекулярной биологии к интерпретации палеонтологической летописи раннего докембрия. В этой связи отметим следующее. Присутствующие в формации Рокнест серии Эпуорт эллипсоидальные остатки, первоначально определенные как Brevitrichoides (Hofmann, Grotzinger, 1985), морфологически по существу не отличимы от рифейских микрофоссилий рода Archaeoellipsoides, которые уверенно сравниваются с акинетами (спорами) ностоковых или анабеновых цианобактерий (Sergeev et al., 1995; Golubic et al., 1995)<sup>1</sup>. Анализ же последовательности 16-S рибосомальных РНК у представителей современных цианобактерий (рис. 2) позволяет рассматривать акинетообразующие ностоковые и стигонемовые цианофиты в качестве терминальной группы на филогенетическом древе цианобактерий (Giovannoni et al., 1988; Wilmotte, Golubich, 1991). Если это так, то находки акинет в формации Рокнест определяют минимальный возраст-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В качестве акинет и гетероцист иногда описывались утолщения на трихомах Gunflintia из формации Ганфлинт (Cloud, 1976), но сейчас подобные структуры обычно трактуются как результат посмертных изменений первично гомогенных нитей (Герасименко, Крылов, 1983; Wilmotte, Golubic, 1991).



Рис. 1. Схема распространения остатков основных типов микрофоссилий в архее и палеопротерозое.

1 – мелкие (<10 мкм) одиночные сферические микрофоссилии; 2 – мелкие (диаметр <10 мкм) нитчатые микрофоссилии; 3 – трихомы и трихомоподобные образования диаметром более 10 мкм; 4 – крупные (до 35 мкм в диаметре) несептированные нити – возможные пустые чехлы осциллаториевых цианобактерий; 5 – остатки энтофизалесовых цианобактерий (род Ecentophysalis); 6 – одноклеточные эллипсовидные хроококковые цианобактерии типа Synechococcus (род Ecosynechococcus); 7 – одноклеточные хроококковые цианобактерии типа Gloeocapsa (род Gloeodiniopsis); 8 – коккоидные микрофоссилии с включениями уплотненных тел; 9 – коккоидные микрофоссилии без включений (род Мухососсоіdes); 10 – трихомы с отдельными увеличенными клетками (род Gunflintia); 11 – крупные эллипсовидные оболочки – возможные акинеты цианобактерий; 12–17 – морфологически сложные микрофоссилии из ассоциаций ганфлинтского типа: 12 – Ecostrion, 13 – Kakabekia, 14 – Xenothrix, 15 – Archaeorestis, 16 – Eosphaera, 17 – проблематичные акантоморфные акритархи Eomicrhystridium; 18 – отпечатки крупных спиральных структур (род Grypania); 19 – отпечатки крупных лентовидных образований; 20 – отпечатки крупных Chuaria-подобных сферических форм.

ной предел возникновения основных морфологических групп цианобактерий, радиация которых, по данным молекулярной биологии, протекала очень быстро.

Однако возможности подобного подхода к расшифровке филогении цианобактерий нельзя абсолютизировать, так как известны несоответствия последовательности 16-S PHK у современных цианобактерий и возрастной сукцессии некоторых микрофоссилий. Так, современная цианобактерия Spirulina не укладывается в общий правильный ряд их морфологически сложных представителей (Wilmotte, Golubic, 1991), а палеотипный аналог данного рода – род Obruchevella – появляется только у границы среднего и верхнего рифея, много позже появления других относительно сложных цианобактерий (Головенок, Белова, 1983, 1994; Сергеев, 1992; Sergeev, 1997).

Органостенные микрофоссилии. Целенаправленное изучение дорифейских органостенных микрофоссилий проводились только в России и Китае. В 1960–80 годы Б.В. Тимофеев и его сотрудники указывали из нижнепротерозойских, а частично и из архейских отложений Северной Евразии многочисленные остатки различной морфологии, которые были отнесены к нескольким десяткам видов множества родов (Тимофеев, 1982 и ссылки в этой работе). Радикальное уточнение классификации докембрийских органостенных микрофоссилий (Янкаускас и др., 1989) и критический пересмотр ранее опубликованных данных позволяют утверждать, что разнообразие



Рис. 2. Дендрограмма, показывающая филогенетические соотношения между различными морфологическими группами цианобактерий, основанная на последовательности 16-s рибосомальных РНК (Wilmotte, Golubic, 1991). Пунктиром показаны простые нитчатые формы; точечной линией – простые коккоидные формы; пунктир с точками – баеоцитообразующие виды; сплошными линиями – гетероцистые акинетообразующие формы. Индексы справа от названий таксонов означают лабораторные номера различных штаммов, использованных в оригинальной работе С.Дж. Гиованнони с соавторами (Giovannoni et al., 1988), при изучении молекулярной филогении цианобактерий.

этих ископаемых в архее и палеопротерозое ограничивается тремя наиболее простыми морфотипами, входящими в современную их классификацию. Это мелкие акритархи (диаметр от 5-6 до 60, а иногда и до 100 мкм), колониальные коккоидные формы с клетками до 10-14 мкм диаметром и тонкие (2-12 мкм) нити, лишенные клеточного строения. В рамках современной классификации первые можно отнести к Leiominuscula и

Leiosphaeridia, вторые – к Мухососсоіdes, а третьи – к Eomycetopsis и Leiotrichoides.

Самые древние органостенные микрофоссилии происходят из мезоархейской (3.0–2.8 млрд. лет, Бибикова и др., 1989) гимольской серии центральной Карелии; здесь присутствуют Leiominuscula и Мухососсоіdes. В палеопротерозое Балтийского щита, а именно в Якутии (2.3–2.06 млрд. лет, Меlezhik et al., 1997с), в бесовецкой свите людиковия (2.06–1.9 млрд. лет) и в печенгской серии в Кольской сверхглубокой скважине (в основном с глубины 3759–1981 м), могут быть определены названные роды и Leiosphaeridia. Эти же очень простые микроостатки присутствуют в криворожской серии Украины (2.5–2.0 млрд. лет, Бибикова и др., 1989) и в нижней части удоканской серии Центральной Сибири, в кодарской ее подсерии (2.5–2.18 млрд. лет, Бережная и др., 1988). В более высоких горизонтах этой серии (2.18–2.0 млрд. лет), кроме того, сохранились бесструктурные нити Eomycetopsis и Leiotrichoides.

Приведенные данные подтверждают доминирующее ныне мнение о наличии в позднеархейских бассейнах относительно разнообразных прокариот, а в позднепалеопротерозойских – и эукариотного фитопланктона. Немногочисленные достоверные сведения о составе дорифейских органостенных, частично минерализованных микробиот Северной Америки и Австралии (Schopf, Walter, 1983; Hofmann, Schopf, 1983; Mendelson et al., 1992) согласуются с таким выводом.

Определенный диссонанс в эту картину вносят публикации китайских геологов о составе микрофоссилий из верхнего палеопротерозоя Китая (Zhang, 1995; Yan, 1995 и ссылки в этих работах). Из нижней части "системы" Чанчень, из формаций Чаньчжоугоу и Тауншаньцзы, возраст которых лежит в пределах 1850–1620 млн. лет (библиографию см. Семихатов, Раабен, 1994), описаны многочисленные акритархи хорошей сохранности (в том числе размером до 250 мкм) и сопутствующие им углеродистые пленки различной морфологии. Среди последних преобладают Chuaria- и Tawuia-подобные разновидности и реже встречаются морфологически более сложные образования, которые, по мнению описавших их исследователей, обнаруживают сходство с зелеными, красными и бурыми водорослями. Корректной оценке этих суждений, опубликованных по-китайски, мешает языковой барьер и низкое качество изображений палеонтологических остатков. Поэтому далее они не рассматриваются.

Более определенно можно говорить о присутствии в нижней части "системы" Чанчень, в формациях Чуанлиньгоу и Тауншаньцзы, чуарий (Hofmann, Chen, 1981; Hofmann, 1994), хотя строгость их определений некоторыми исследователями (в том числе одним из авторов данной статьи) ставится под сомнение. Эти ископаемые в настоящее время рассматриваются как остатки либо низших эукариот (гигантских акритарх), либо крупных ностоковых колоний цианобактерий (Sun, 1987; Cepreeв, 1992; Knoll, 1992, 1996; Hofmann, 1994; Sergeev, 1994; Steiner, 1996). Более древние отпечатки крупных сферических углеродистых микрофоссилий известны в Северной Америке в отложениях с возрастом 2.0–1.85 млрд. лет (серии Настапока и Ноб Лейк). Эти ископаемые трактуются как остатки колоний цианобактерий и в главной своей части относятся к семействам Moraniacea и Beltinacea (Hofmann, 1994).

Известные на сегодня самые древние остатки достоверных эукариот описаны из формации Негауни, завершающей разрез серии Минномини района оз. Верхнего. Здесь присутствуют углеродистые, свитые в плоскую спираль узкие (0.7–1.5 мм) ленточки двух размерных категорий. Одни из них близки к Grypania spirialis (Walcott) из нижнего рифея Монтаны (Walter et al., 1990), а другие, видимо, представляют новый род. Морфология и размеры этих ископаемых позволяют относить их к низшим водорослям, которые, вероятно, не имеют современных аналогов (Han, Runnegar, 1992; Hofmann, 1994). Имеющиеся изотопно-геохронологические данные и региональные соотношения показывают, что возраст формации Негауни близок не к 2100 млн. лет, как это принято в текущей литературе, а к 1900 млн. лет. Такая оценка опирается на следующие данные. 1) Серия Миномини предваряется базитовыми дайками, имеющими изохронный Sm-Nd возраст  $2110 \pm 52$  млн. лет, и в нижних и средних своих горизонтах, предшествующих формации Негауни, заключает вулканиты с U-Pb цирконовым возрастом 1910  $\pm$  10 млн. лет. 2) Названная серия несогласно перекрывается серией Барага, которая была метаморфизована 1852 ± 6 млн. лет назад и коррелируется с серией Анимики. начавшей накапливаться около 1900 млн. лет назад (Gerlach et al., 1988; Morey, 1996; Fralick et al., 1998).

Находки остатков Grypania в формации Негауни убеждают, что эукариоты в истории Земли появились несколько ранее, чем это следовало из анализа максимальных размеров микрофоссилий и изучения биомаркеров (библиографию см. Knoll, 1992, 1996; Hofmann, 1994). В этой связи следует отметить, что данные молекулярной биологии (Sogin et al., 1989; Sepkoski, 1993) свидетельствуют о тесном родстве эукариот с архебактериями, а не с эубактериями, как считалось в недавнем прошлом, и следовательно об их эволюционно раннем появлении.

Таким образом, наиболее древние остатки различных групп организмов датируются следующим образом: а) несомненные остатки цианобактерий – около 2.0 млрд. лет (серия Белчер); б) весьма вероятные их остатки – 2.52–2.55 млрд. лет (надсерия Трансвааль), а возможно, и 2.69– 2.76 млрд. лет (серия Фортескью); в) остатки ранних эукариот – немногим более 1.9 млрд. лет (формация Негауни); г) остатки гетеротрофных бактерий – 2.69–2.76 млрд. лет (серия Фортескью), а вероятно и 3.4–3.5 млрд. лет (серия Фортескью), а вероятно и 3.4–3.5 млрд. лет (серии Онвервахт, Фиг Три и Варравуна). Ясно, что распределение перечисленных находок в геологической летописи отражает не только эволюционные, но и тафономические факторы. Роль последних, в частности, подчеркивается крайней бедностью ископаемых микробиот в отложениях, накопившихся 2.5–2.0 млрд. лет назад. Эту лакуну в палеонтологической летописи в какой-то мере позволяют восполнить строматолиты.

#### СТРОМАТОЛИТЫ

Строматолиты были первой группой палеонтологических остатков, особенности развития которой, выявленные с относительно высоким возрастным разрешением, привлекались к объяснению ятулийской С-изотопной аномалии (Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Melezhik et al., 1997b, c)<sup>2</sup>. Такое привлечение опиралось, с одной стороны, на хронологическое совпадение названной аномалии с пиком разнообразия строматолитов в региональном (Балтийский щит) или глобальном масштабах, а с другой стороны – на вывод о том, что в это же время наблюдался и максимум обилия строматолитов. Последний вывод, в свою очередь, следовал либо из допущения прямой зависимости между разнообразием и обилием строматолитов (Семихатов, Раабен, 1994, 1996), либо из эмпирических данных по Балтийскому щиту (Melezhik et al., 1997с). В результате было высказано предположение, что экспансия мелководных бентосных цианобактериальных сообществ, ответственная за рост разнообразия и количества строматолитов, а также вероятный одновременный расцвет фитопланктона, вызвавший увеличение массы захороненного органического углерода в глубоководных обстановках, определили появление ятулийской С-изотопной аномалии. Переход от аномально высоких к низким значениям  $\delta^{13}C_{kadd}$  в постятулийское время (около 2.0 млрд. лет назад) связывался с редукцией строматолитов. Эта редукция, по мнению одних исследователей, отражала коллапс бентосных микробиот (Melezhik et al., 1997с), а по мнению других, лишь некоторое сокращение ареала строматолитовых экосистем (Семихатов, Раабен, 1996).

При оценке рассматриваемых выводов надо иметь в виду следующее. Построения В.А. Мележика и его соавторов (Melezhik et al., 1997с) не учитывали того, что резкое сокращение обилия и разнообразия строматолитов 2.0 млрд. лет назад отмечено только на Балтийском щите и Северо-Китайской платформе, тогда как в Австралии и Северной Америке в это время произошел рост названных показателей. В построениях же М.А. Семихатова и М.Е. Раабен (1994, 1996), опиравшихся на глобальные данные, в анализ была вовлечена только та часть строматолитов, для которой имелись валидные определения родовой и видовой принадлежности, и потому множество биолитов неизбежно выпало из рассмотрения. Наконец, и в тех, и в других построениях не анализировалась природа строматолитов, хотя в последнее время получают популярность выводы об абиогенном происхождении части из них (Hofmann, 1969; Grotzinger, 1989, 1990; Lowe, 1994; Knoll, Semikhatov, 1998). К сказанному надо добавить, что динамика развития архейских строматолитов в литературе вообще не рассматривалась. Иначе говоря, в публикациях нет данных для оценки изменения глобального обилия строматолитов в возрастных окрестностях ятулийской аномалии изотопного состава карбонатного углерода.

Ниже сделана попытка восполнить этот пробел на основании анализа того единственного показателя обилия, который сейчас доступен объективной статистической оценке – количества строматолитсодержащих свит (формаций) в каждом подразделении избранной нами возрастной шкалы. При подсчете этого количества мы сочли возможным отказаться от поправок, использованных нашими предшественниками для коррекции первичных статистических данных (raw data) по строматолитам протерозоя (Walter, Heys, 1985; Melezhik et al., 1997с). Результаты подсчета отражены на двух гистограммах, одна из которых иллюстрирует данные по архею, а другая - по палеопротерозою. Такое разделение гистограмм определяется тем, что подавляющее большинство архейских строматолитовых толщ уступает подобным толщам палеопротерозоя в мощности и протяженности на 1-2 порядка и более, и потому этим толщам нельзя придавать одинаковый статистический вес при оценке обилия строматолитов.

#### Архей

Архейские строматолиты неоднократно рассматривались как свидетельства метаболической активности древнейших микробных сообществ, хотя сейчас вклад биотических факторов в формирование части этих построек некоторыми авторами ставится под сомнение.

Палеоархей. Строматолиты безусловно палеоархейского возраста описаны в трех толщах: в основании (формация Тауэрс,  $3556 \pm 32$  млн. лет) и в верхней трети (формация Стрелли Пул,  $3471 \pm 5-3458 \pm 1.9$  млн. лет; Thorpe et al., 1992) серии Варравуна Западной Австралии (Lowe, 1980, 1983; Walter et al., 1980; Walter, 1983), а также в серии Онвервахт Южной Африки (3.5-3.3 млрд. лет; Byerly et al., 1986; Lowie, 1994)<sup>3</sup>. Эти строматоли-

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Более ранние реконструкции динамики обилия и/или разнообразия протерозойских строматолитов (Awramik, 1971, 1992а; Walter, Heys, 1985) были сделаны с низким возрастным разрешением, затруднявшим их использование для указанной цели.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Первоначально эти строматолиты были отнесены к вышележащей серии Фиг Три, которая также древнее 3.3 млрд. лет (Byerly et al., 1986).

ты имеют кремневый состав и слагают небольшие по мощности (20-80 см) и протяженности (обычно менее 1 км) слои, залегающие среди пластов кремней, которые чередуются с силикокластическими и/или карбонатными породами и в сумме составляют мизерную часть названных вулканогенных серий, развитых в зеленокаменных поясах. Постройки представлены пластовыми, желваковыми, столбчато-пластовыми и редкими столбчатыми разностями; последние первоначально (Lowe, 1980) были ошибочно приняты за конофитоны. Вероятно, к палеоархею принадлежат и строматолиты, обнаруженные на Родезийском кратоне в районе Мушандайк (Зимбабве) и по корреляции отнесенные к себаквайской серии, прорванной гранитоидами с Rb-Sr возрастом около 3.5 млрд. лет (Orpen, Wilson, 1981; Abel et al., 1985b). Однако не исключено, что эти строматолиты имеют мезоархейский возраст.

Морфология палеоархейских строматолитов довольно долго позволяла считать их органоседиментарными структурами (Schopf et al., 1971; Walter, 1983; Byerly et al., 1986), но в последнее время появилось мнение, что некоторые из них являются абиогенными образованиями (Buick, Dunlop, 1990; Lowe, 1994). Однако биолитовая природа пластовых построек из серий Онвервахт и Варравуна, заключающих следы микробиальных матов, не может ставиться под сомнение (Walter, 1983; Awramik, 1991; Walsh, 1992; Knoll, 1996). Ограниченные С-изотопные данные (см. ниже) подтверждают такой вывод.

Мезоархей. Строматолиты этого возраста известны в Южной Африке, Индии, Канаде, на Кольском полуострове и в Австралии. Наиболее древние из них встречены в серии Инсузи Каапвальского кратона Южной Африки. U-Pb и Rb-Sr возраст вулканитов в средней части серии 3090 ± 90 и 3150 ± 150-3048 ± 50 млн. лет соответственно (Mason, Von Brunn, 1977; Walter, 1983; Cahen et al., 1984). Эти строматолиты приурочены к пластам окремненных доломитов (мощность 1-30 м), которые развиты на небольшом участке среди господствующих в составе серии мелководных силикокластических метаосадков и более редких метавулканитов. Строматолиты представлены мелкими желваковыми, столбчато-пластовыми и пластовыми формами. В некоторых из них сохранились вероятные реликты нитчатых микроорганизмов (Walter, 1983). В Индии мезоархейские строматолиты известны в серии Сингхбум, возраст которой лежит в пределах 3.2-2.95 млрд. лет (Moitra, Raha, 1991). Здесь среди железистых кварцитов, яшм, филлитов и вулканитов залегают пласты окремненных доломитов, содержащих довольно крупные столбчатые постройки.

Три местонахождения строматолитов описаны в мезоархее Канадского щита. В центральной его

части, в зеленокаменном поясе Учи, строматолиты подчинены 350-метровой толше окремненных мраморов, редких железистых пород и сланцев, которая появляется на небольшом участке в верхней трети мощной (6.5 км) серии метавулканитов. U-Pb возраст этой толши менее 2940, но более 2925 млн. лет. Она содержит мелкие биостромы пластовых и разрозненные постройки желваковых, а иногда и столбчато-пластовых строматолитов, по крайней мере часть которых сформировалась в относительно глубоководных условиях (Hofmann et al., 1985). Строматолиты смежного зеленокаменного пояса Учи-Конфедерейшен представляют пластовые, мелкие желваковые и миниатюрные столбчатые постройки. Они приурочены к небольшому горизонту кремнисто-карбонатных пород, который залегает в кровле мощной последовательности подводных и наземных вулканитов. U-Pb цирконовый возраст этого горизонта не выходит за пределы 2830 ± 6-2793 ± 8 млн. лет (Hofmann et al., 1985).

В южной части Канадского щита мезоархейские строматолиты образуют крупный (мощностью до 500 м и протяженностью более 12 км) окаймляющий риф, который расположен в пределах мелководной карбонатной платформы, сложенной нижними горизонтами серии Стип Рок (Grotzinger, 1989). Здесь указываются мелкие столбчатые ветвящиеся и желваковые, а также крупные куполовидные постройки. Возраст этих отложений по корреляции оценивают в 2990 ± 1 млн. лет; подстилающие их гнейсы датируются 3.0, а прорывающие интрузии 2.66 млрд. лет (Nisbet, Wilks, 1988). Наконец, мезоархею принадлежат желваковые строматолиты из гранулитового пояса Кольского полуострова (Ивлиев, 1971) и пластовые постройки из формации Гундокерта Западной Австралии (2.8-2.9 млрд. лет), определенные как Thyssagetes sp. (Grey, 1981; Grey, устное сообщение). Иногда к мезоархею относятся постройки из пояса Сандур Индии (Murthy, Reddy, 1984), но современные данные показывают их принадлежность к неоархею (см. ниже).

Таким образом, строматолиты мезоархея отличаются от палеоархейских следующим: они шире распространены на площади, выходят за пределы зеленокаменных поясов, слагают первые довольно мощные, в том числе рифовые тела, а морфологически более разнообразны.

**Неоархей.** Количество строматолитсодержащих отложений в неоархее сильно увеличилось (рис. 3А), но значительная их часть была попрежнему приурочена к зеленокаменным поясам. Развитые в них строматолитовые карбонатные и кремнистые породы слагают лишь очень незначительные доли преимущественно вулканогенных последовательностей, обычно не превышают нескольких метров по мощности и первых километров по протяженности, а в одном случае (Hofmann, Masson, 1994) встречаются в виде аллохтонных блоков в метатурбидитах.

Именно в зеленокаменных поясах развиты неоархейские строматолиты на Канадском щите, где они описаны в вулканитах Джотель пояса Абитиби (2730-2720 млн. лет; Hofmann, Masson, 1994), а также в сериях Мичипикотен (формация Хелен, 2749-2702 млн. лет; Hofmann et al., 1991), Йеллоунайф (2650-2600 млн. лет; Henderson, 1975; Walter, 1983) и Каминак (около 2700 млн. лет; Patterson, 1986) и упоминаются в трех других местонахождениях иных поясов (Hofmann et al., 1991). К таким же структурам приурочены строматолиты, развитые в формации Гиндалби Западной Австралии (2.8-2.7 млрд. лет; Grey, 1981), а также в сериях Белингве (формации Манджери и Чешайр; Bickle et al., 1975; Martin et al., 1980; Abel et al., 1985а) и Булаваян Южной Африки, возраст которых лежит в пределах 2.7-2.8 млрд. лет (Macgregor, 1941; Cloud, Semikhatov, 1969; Schopf et al., 1971; Walter, 1983). Все эти строматолиты формировались в широком спектре обстановок от относительно глубоководных до прибрежных мелководных и представлены желваковыми, пластовыми (в том числе тиссагетовыми) и более редкими столбчато-пластовыми и столбчатыми ветвящимися формами. В наслоениях Thyssagetes из формации Гиндалби описаны темные тонкие (до 5 мкм) нити, сходные с остатками цианобактерий Phormidium (Grey, 1981). В столбчатых постройках из серии Булаваян присутствуют нити керогена в 2-7 мкм толщиной, которые ориентированы перпендикулярно или наклонно к наслоениям и могут быть либо реликтами нитчатых микробов, либо результатом перераспределения керогена вдоль игольчатых кристаллов карбоната (Walter, 1983).

Неоархейские строматолиты Южной Индии развиты главным образом в пределах так называемых молодых сланцевых поясов западной части Дарварского кратона, которые заложились на мезоархейском (древнее 2.9 млрд. лет) кристаллическом фундаменте (Pencat et al., 1995; Chadwick et al., 1997). Пласты строматолитовых, обычно окремненных доломитов достигают здесь мощности 70 м и иногда собираются в более крупные пачки, но в целом выступают как резко подчиненные члены вулканогенно-обломочной и железистокремнистой последовательности серии Читрадурга. Вулканиты из нижних ее горизонтов имеют возраст 2848 ± 70 и 2747 ± 15 млн. лет (Sm-Nd изохроны), а из средних  $-2614 \pm 8$  млн. лет (U-Pb, циркон), тогда как вся серия прорвана гранитоидами, имеющими U-Pb возраст 2605 ± 18 млн. лет (Nutman et al., 1996; Chadwick et al., 1997). Строматолиты серии Читрадурга, встреченные в сопоставимых формациях Деогири, Ванивилас и Джолдал в пределах трех сланцевых поясов, представлены столбчатыми, столбчато-пластовыми, пластовы-



Рис. 3. Гистограмма изменения количества строматолитсодержащих литостратиграфических единиц (свит, формаций) в архее (А) и палеопротерозое (Б). N – количество свит (формаций) со строматолитами; буквенные индексы – хронометрические подразделения: PAr – палеоархей, MAr – мезоархей, NAr – неоархей; PPr<sub>1</sub>–PPr<sub>4</sub> – четыре подразделения палеопротерозоя.

ми и желваковыми формами. Их морфологическое разнообразие наиболее высоко в относительно глубоководных отложениях и сокращается в мелководных (Baral, 1986; Venkatachala et al., 1989; Vasudev et al., 1989; Shrinavasan et al., 1990). Кроме того, неоархейские строматолиты в Индии упоминаются в восточной части Дарварского кратона среди кристаллических сланцев пояса Сандур (Murthy, Reddy, 1984); их возрастные рамки 2750–2650 млн. лет (Nutman et al., 1996; Chadwick et al., 1997).

Обстановки межгорных впадин представляют неоархейские строматолиты надсерий Вентерсдорп Южной Африки (2643 ± 80-2709 ±  $\pm 4$  млн. лет; Armstrong et al., 1991) и Фортескью Западной Австралии (2756 ± 8–2684 ± 6 млн. лет; Arndt et al., 1991) - мощных терригенно-вулканогенных толщ, которые накопились в пресноводных, либо в прибрежно-морских обстановках в условиях расчлененного рельефа. В надсерии Вентерсдорп (в формациях Клиппан и Ботавилл) встречены пластовые, столбчато-пластовые, желваковые и редкие мелкие столбчатые постройки, а в надсерии Фортескью (в вулканитах Маунт Джоп и формации Тумбиана) – микростроматиты, желваковые и пластовые формы (Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, 1972, 1983). Эти строматолиты слагают отдельные биогермы или биостромы мощностью до 2-3 м и протяженностью до 300-400 м. В пластовых постройках из формации Тумбиана описаны реликты микробиальных филаментов (Walter, 1972).

Особняком в рассматриваемой выборке стоят строматолиты серии Уален Мичигана и надсерии Трансвааль Южной Африки. Серия Уален, испытавшая региональный метаморфизм 2.6 млрд. лет назад, объединяет две карбонатные формации мощностью 900-1500 и 60-900 м и разделяющую их значительную терригенно-вулканогенную толщу. В упомянутых формациях, накопившихся на мелководном шельфе, широко развиты строматолитовые купола, сложенные пластовыми и столбчато-пластовыми постройками (Hofmann, Snyder, 1985). Строматолиты надсерии Трансвааль приурочены к мощным (500-1700 м) карбонатным толщам, которые в разных частях Каапвальского кратона выделяются как подсерии Кемпбеллранд и Малмани. Эти подсерии, содержащие лишь редкие прослои силикокластических и туфогенных пород, накопились в пределах очень крупной (более 900 × 350 км в современном срезе) карбонатной платформы, которая, согласно U-Pb определениям цирконов из вулканогенных пород, развивалась 2550-2520 млн. лет назад, хотя первые карбонаты местами появились здесь около 2590 млн. лет назад (Sumner, Bowring, 1996; Altermann, 1996). Строматолитовые доломиты участвуют или господствуют в сложении одиннадцати из двенадцати формаций, выделяемых в составе названных подсерий. В восточных мелководных их разрезах наиболее обычны пластовые постройки, а микростроматиты, столбчатые и особенно желваковые разности встречаются реже. В западных, более глубоководных разрезах роль столбчатых форм увеличивается (Truswell, Eriksson, 1972, 1973, 1975; Bertrand-Sarfati, Eriksson, 1977). По насыщенности строматолитами трансваальские доломиты не уступают наиболее ярким палеопротерозойским примерам, а по широте распространения входят в число уникальных нижнедокембрийских объектов.

Таким образом, в неоархее известны 32 строматолитсодержащие формации, в которых представлены все главные морфотипы строматолитов, кроме конофитонов. Некоторые развитые здесь постройки сохраняют структуры, сходные с остатками нитчатых микроорганизмов, в том числе цианобактерий. К этому надо добивать, что аккрецию тиссагетовых построек, появившихся в конце мезоархея, в свете актуалистических данных логично связывать с жизнедеятельностью фототрофных и фототаксических нитчатых микроорганизмов (Grey, 1981; Hofmann, Masson, 1994). Иначе говоря, строматолиты неоархея знаменовали дальнейшее развитие тех тенденций, которые наметились в мезоархее - латеральную экспансию в новые биотопы, расширение систематического разнообразия построек и количества их местонахождений (см. рис. ЗА). Вряд ли эти тенденции

можно отнести за счет тафономического фактора. Судя по всему, они отражают общие закономерности эволюции экосистем на ранней Земле.

#### Палеопротерозой

Материалы о пространственно-хронологическом размещении формальных родов (групп) и видов (форм) палеопротерозойских строматолитов Евразии, Африки, Австралии и Северной Америки и об изотопном возрасте вмещающих литостратиграфических единиц были суммированы М.А. Семихатовым и М.Е. Раабен (1994, 1996). Результаты этих обобщений прямо используются в настоящей работе, но в целях экономии места в ней не повторяются все данные о возрасте упомянутых единиц и не дублируются ссылки на многие оригинальные статьи, приведенные в только что названных публикациях. Вместе с тем, ниже излагаются сведения о распространении и изотопном возрасте тех серий и свит (формаций), которые содержат таксономически неизученные строматолиты. В контексте предлагаемой статьи они столь же важны, как и те, что содержат валидно определенные таксоны.

Первое подразделение палеопротерозоя (2.5-2.3 млрд. лет) очень бедно строматолитами (рис. 3Б). Они известны только в семи формациях, которые являются подчиненными членами мощных вулканогенно-обломочных последовательностей – серий Хамерсли и Туре Крик (2.49-2.34 млрд. лет; Arndt et al., 1991; Pidgeon, Horwitz, 1991) Западной Австралии, нижнего Гурона (2.45-2.3 млрд. лет; Morey, 1996) Южной Канады, нижней подсерии (2.5-2.36 млрд. лет; Zhu, Chen, 1992) серии Хуто Северного Китая (обзор и библиографию см. Семихатов, Раабен, 1994, 1996), а также лаппония и сумия Балтийского щита (2.50-2.42 млрд. лет; Melezhik et al., 1997с). Все эти формации, накопившиеся в пределах рифтогенных структур, обладают узким латеральным распространением, отличаются преобладанием нестроматолитовых пород и обычно имеют небольшие мощности, измеряемые десятками метров. Присутствующие здесь строматолиты представлены всеми известными в протерозое морфотипами, включая первых конофитонид.

Во втором подразделении палеопротерозоя (2.3–2.0 млрд. лет) количество охарактеризованных строматолитами свит и формаций резко возрастает, и этот рост происходит главным образом за счет соответствующих отложений Балтийского щита, Северо-Китайской платформы и Северной Америки. В первом из названных регионов насчитывается 17 подобных подразделений, 14 из которых относятся к ятулию, а 3 – к базальным горизонтам людиковия, тесно связанным с верхнеятулийскими отложениями (Melezhik et al., 1997с). Возрастные рамки ятулия в настоящее время оценивают в 2.33-2.06 млрд. лет, а людиковия – 2.06–1.90 млрд. лет (ор. cit.). В одновозрастных отложениях Северо-Китайской платформы в известной нам литературе описано 13 формаций, содержащих строматолиты (Zhu et al., 1987; Zhu, Chen, 1992; Семихатов, Раабен, 1994 и ссылки в этих работах). Семь из них слагают всю среднюю подсерию (2.3-2.05 млрд. лет) серии Хуто провинции Шаньси, а остальные подчинены сопоставимым с нею сериям Жоньтяо и Гантохе (по две формации) смежных районов, а также сериям Ланхе Люлянских гор и Ляохе Восточного Ляонина<sup>4</sup>. Кроме того, рассматриваемые строматолитсодержащие отложения Евразии представляют бутунская свита удоканской серии Восточной Сибири (возраст несколько более  $2180 \pm 50$  млн. лет; Бережная и др., 1988) и фосфатоносный известняк серии Аравалли Индостана (возраст в пределах 2.3-2.0 млрд. лет; Семихатов, Раабен, 1994).

В Северной Америке строматолиты с возрастом 2.3–2.0 млрд. лет наиболее широко развиты на Канадском щите - в Лабрадорском троге и провинции Южная. Они слагают протяженные пласты и пачки в западной зоне названного трога в формациях Портейдж и Олдер серии Ноб Лейк и образуют рифовые тела в вышележащих формациях Дино и Эбнер этой серии, а также упоминаются в восточной зоне трога в формации Данфи, сопоставимой с Портейдж. Первые две формации лежат между вулканогенными толщами, имеющими U-Pb цирконовый возраст  $2169 \pm 7$  и  $2142 \pm 4$  млн. лет, а две другие согласно налегают на верхнюю из этих толщ и несогласно перекрыты отложениями, U-Pb возраст которых 1880 ± 6 млн. лет (Hofmann, 1981; Wardle, Baily, 1981; Hofmann, Grotzinger, 1988; Hoffman, 1989; Melezhik et al., 1997а). В провинции Южная рассматриваемые отложения представляют взаимно коррелируемые формации Троут Лейк, Рэндвилл, Кона и Бэд Ривер серий Милли Лейк и Чоколай, возраст которых лежит в пределах 2200-2110 ± 52 млн. лет (Hofmann, 1969, 1981; Sims et al., 1981; Morey, 1996).

Кроме того, строматолиты возрастного интервала 2.3–2.0 млн. лет в Северной Америке слагают ряд пластов и пачек в серии Настапока и в формациях Нижняя и Верхняя Элбанел на юговостоке канадского щита, а за его пределами образуют значительные тела в формации Наш Форк центральной части Скалистых гор (ссылки см. Семихатов, Раабен, 1996; Melezhik et al., 1997а). Формация Наш Форк моложе аналогов позднегуронских тиллитов (2.3–2.19 млрд. лет; Morey, 1996) и древнее гранитоидов, имеющих Rb-Sr возраст 2.0–2.1 млрд. лет. Серия Настапока содер-

жит диагенетический апатит с U-Pb возрастом 2025 ± 25 млн. лет и вулканиты, датированные Pb-Pb методом 1960 ± 80 млн. лет (Chandler, Parrish, 1989). Возрастные рамки формаций Нижняя и Верхняя Элбанел устанавливаются лишь в очень широких пределах (2.5-1.7 млрд. лет), но наблюдаемая в этих отложениях вертикальная смена довольно высоких положительных значений δ<sup>13</sup>С "нормальными морскими" значениями аналогична зафиксированной в других, в том числе хорошо датированных карбонатсодержащих последовательностях восточной части Канадского щита и служит целям их хемостратиграфической корреляции (подробнее см. Melezhik et al., 1997а). Вне Евразии и Северной Америки строматолитовые толщи с возрастом 2.3-2.0 млрд. лет достоверно известны только в Экваториальной Африке, где их представляет формация Франсвиль Габона, возраст которой близок к 2.06 млрд. лет (Sarfati, 1992). Среди строматолитов второго подразделения палеопротерозоя наиболее обычны столбчатые ветвящиеся постройки, а в некоторых разрезах и микростроматиты, тогда как пластовые и желваковые формы и особенно конофитоны довольно редки.

Таким образом, во втором подразделении палеопротерозоя насчитывается по меньшей мере 46 строматолитсодержащих литостратиграфических единиц против семи, известных в первом подразделении, а площади распространения и мощности таких единиц сильно увеличиваются. Так, средняя мощность карбонатных пород в сумии Балтийского щита составляет 6 м, в нижнем ятулии – 69 м, а в верхнем ятулии 142 м (Melezhik et al., 1997с), тогда как мощность строматолитсодержащих формаций среднего Хуто Китая измеряется сотнями метров (Zhu et al., 1987). Все эти изменения отражают экстенсивное развитие внутриконтинентальных рифтов, занятых мелководными бассейнами, первую в палеопротерозое широкую морскую трансгрессию на эпиархейские стабильные массивы, становление карбонатных платформ, переход от ледникового климата к теплому и эвапоритизацию (Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Ахмедов и др., 1996; Melezhik et al., 1997с и ссылки в этих работах).

Третье подразделение палеопротерозоя (2.0–1.8 млрд. лет), подробно второму, характеризовалось широким распространением строматолитов, но главные их ареалы переместились из Евразии в Северную Америку и Австралию.

В Северной Америке они развиты на Канадском щите и в значительной своей части сосредоточены на его северо-западе. Здесь строматолитовые доломиты и более редкие известняки целиком или частично слагают 15 формаций, которые входят в состав (над)серий Эпуорт, Гоулбёрн, Снейр, Реклюз и Грейт Слейв (Hoffman, 1973, 1974,

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Интересно отметить, что доломиты среднего Хуто, в отличие от их возрастных аналогов на Балтийском и Канадском щитах, не обнаруживают обогащения изотопом <sup>13</sup>С ( $\delta^{13}$ С от –3.7 до +2.0‰; Hua, Yongsheng, 1997).

1988a; Cecile, Campbell, 1978; Campbell, Cecile, 1981; Семихатов, 1978; Grotzinger, 1986, 1988, 1989; Grotzinger et al., 1987; Jakson, 1988; Hoffmann, 1988b; Sami, James, 1994; Семихатов, Раабен, 1996). Возрастные рамки названных (над)серий определяются в 2.0–1.85 млрд. лет на основании U-Pb цирконовых датировок залегающих в них вулканитов и прорывающих интрузий (Hoffman, 1988b, 1989; Grotzinger, 1988). Кроме того, небольшой пакет строматолитовых доломитов развит на северо-западе щита в серии ЛаБина, возраст которой не выходит за рамки 1.92-1.87 млрд. лет (Hofmann, 1981; Hildebrand, 1981). Мощности и области распространения упомянутых формаций варьируют в широких пределах, но часть формаций при мощностях во многие сотни метров развита на обширных карбонатных платформах и местами вмещает строматолитовые рифы различного масштаба.

В центральной части Канадского щита строматолиты рассматриваемого возраста образуют значительные, в том числе рифовые тела в четырех формациях серии Белчер, возраст которой лежит в пределах 1960 ± 80-1810 ± 30 млн. лет (Hoffman, 1988b, 1989), и участвуют в сложении небольших пачек и пакетов в сериях Саттон Лейк и Хурвиц, которые коррелируются с серией Белчер (Douglas, 1972; Hoffman, 1981; Ricketts, Donaldson, 1981, 1988). По южной окраине щита, в провинции Южная, близкие по возрасту строматолитсодержащие отложения представляют три небольшие по мощности так называемые "водорослевые" пачки, входящие в состав сопоставимых подразделений – формаций Ганфлинт и Бивабик серии Анимики и нижней части серии Барага (Hoffman, 1969; Morey, 1996). Современные данные об изотопном возрасте этих отложений приведены выше (стр. 5). К третьему подразделению палеопротерозоя, судя по отдельным Rb-Sr датировкам и литостратиграфическим корреляциям, также относятся развитые на юго-востоке щита преимущественно обломочные и вулканогенно-обломочные отложения серий Отиш и Рама, в которых содержатся отдельные прослои строматолитовых доломитов (Hoffman, 1981; Knight, Morgan, 1981; Wardle, Bailey, 1981).

Таким образом, в отложениях с возрастом 2.0–1.8 млрд. лет на Канадском щите выделяется на менее 27 формаций различной протяженности и мощности, содержащих строматолиты. Морфология этих построек весьма разнообразна (Hofmann, 1969, 1978; Donaldson, 1976; Семихатов, 1978). Присутствующие среди них столбчатые ветвящиеся "стеночные" формы в свое время послужили основанием для поспешных выводов о наличии в дорифейских отложениях характерных верхнерифейских таксонов.

Австралийские (точнее, северо- и западно-австралийские) разрезы добавляют к списку еще

19 строматолитсодержащих формаций, которые входят в состав серий Уайлу, Эрахиди, Саус-Аллигатор, Гленгари, Бетчелор, Кимберли и Кроvxepct (Walter, 1972; Preiss, 1976; Plumb, Derrick, 1976; Grey, 1984, 1994a, b; Bunting, 1986; Plumb, 1990; Thorne, Seymour, 1991; Gee, Grey, 1993). В большинстве этих формаций строматолитовые карбонатные и более редкие кремнистые породы играют подчиненную роль, и лишь доломиты Дак Крик серии Уайлу представляют собой мощную существенно строматолитовую толщу. Вывод о принадлежности первых трех из названных серий к рассматриваемому подразделению палеопротерозоя опирается на изотопно-геохронологические данные, полученные, главным образом, по вулканогенным цирконам (Plumb, 1990; Gee, Grey, 1993; обзор см. Семихатов, Раабен, 1996), а для серии Эрахиди и на Pb-Pb датировки карбонатных пород ( $2010 \pm 70$  и  $1950 \pm 70$  млн. лет; Russel et al., 1994). Аналогичный вывод в отношении серии Гленгарри следует в основном из анализа таксономического состава содержащихся в ней окремненных микрофоссилий и строматолитов, а также из региональных корреляций (Grey, 1994a, b; Семихатов, Раабен, 1996). Серия Батчелор несогласно залегает на архее и согласно перекрывается серией Саус-Аллигатор, к нижней части которой приурочены вулканиты, имеющие U-Pb цирконовый возраст 1877 ± 11 и 1883 ± 3 млн. лет. Серия Кимберли отделяется несогласием от предшествующих ей вулканитов с U-Pb возрастом  $1850 \pm 5$  млн. лет и вместе с согласно налегающей на нее серией Кроухерст прорвана долеритами, имеющими Rb-Sr возраст 1760 ± 25 млн. лет (Plumb, Derrick, 1976; Page, 1988; Needham et al., 1988; Plumb, 1990). Среди строматолитов перечисленных серий Австралии ведущая роль принадлежит столбчатым ветвящимся постройкам, а подчиненная - тиссагетидам, конофитонам и микростроматитам.

За пределами Северной Америки и Австралии строматолитсодержащие отложения третьего подразделения палеопротерозоя спорадически встречаются в Северной Евразии, Индии, Китае и Южной Африке. На Балтийском щите они входят в состав верхних горизонтов двух относительно мощных карбонатных толщ (формаций Питкяранта и Рантамаа), отвечающих всему объему людиковия (2.06-1.9 млрд. лет), и являются подчиненными членами кондопожской свиты калевия, возрастные рамки которого 1.90-1.80 млрд. лет (Melezhik et al., 1997с). В Сибири рассматриваемые отложения слагают линзы среди континентальной терригенно-вулканогенной акитканской серии (Дольник, 1978), имеющей U-Pb цирконовый возраст  $1865 \pm 6 - 1823 \pm 38$  млн. лет (Семихатов и др., 1991), а в Индии образуют небольшие горизонты в преимущественно силикокластической серии Дели, возрастные рамки которой достаточно провизорно устанавливаются в 2.0–1.8 млрд. лет (Семихатов, Раабен, 1994 и ссылки в этой работе). В Китае интересующие нас породы выступают как редкие члены нижней части "системы" Чанчень Яншаньских гор. Изотопный возраст содержащей их формации Чуанлингоу в большинстве китайских работ оценивается в пределах 2.0–1.8 млрд. лет (обзор и библиографию см. Zhu, Chen, 1992; Семихатов, Раабен, 1994). Вероятно, к тому же возрастному интервалу относятся строматолиты каиндинской серии Тянь-Шаня, возраст которой, видимо, близок к 1.9–1.85 млрд. лет (Семихатов и др., 1991), и южно-африканской серии Умкондо, которая древнее 1780 ± 50 млн. лет (Cahen et al., 1984).

Таким образом, в третьем подразделении палеопротерозоя насчитывается, по крайней мере, 54 формации (свиты) со строматолитами, что несколько больше, чем во втором подразделении (см. рис. 3Б). Основная масса (85%) таких формаций сосредоточена в Северной Америке и Австралии, и именно в Америке строматолиты данного возраста известны в пределах обширных карбонатных платформ, местами слагают рифы различной протяженности и мощности и встречаются в широком спектре обстановок от литоральных и, возможно, супралиторальных до относительно глубоководных (Hoffman, 1974), маркируемых накоплением дистальных турбидитов. Следовательно, говорить об общем упадке строматолитовых экосистем около 2.0 млрд. лет назад (Melezhik et al., 1997с) нет оснований, хотя в Китае и особенно на Балтийском щите их ареал в это время действительно сильно сократился. Другое дело, что третье подразделение по сравнению со вторым в глобальном масштабе значительно беднее валидно определенными родами и видами строматолитов (Семихатов, Раабен, 1994, 1996). Но приведенные выше данные заставляют такое обеднение считать артефактом, порожденным редукцией строматолитов в тех регионах, в которых они относительно хорошо изучены с систематической точки зрения, и низкой изученностью их родового и видового состава там, где они получили широкое распространение 2.0–1.8 млрд. лет назад. Достаточно сказать, что в Северной Евразии и Китае во втором подразделении палеопротерозоя насчитывается 31 строматолитсодержащая формация и 134 валидно определенных вида строматолитов, тогда как в Северной Америки и Австралии на 45 подобных формаций третьего подразделения приходится лишь 53 вида.

Противоположные тренды изменения обилия строматолитов во второй половине палеопротерозоя в Северной Евразии и Китае, с одной стороны, и в Северной Америке и Австралии, с другой, объясняются прежде всего тектоническими и палеогеографическими причинами. На современном Балтийском щите около 2.06 млрд. лет назад обширный Свекофеннский океан сменил систему мелководных бассейнов, что привело к резкой редукции карбонатонакопления, тогда как Сибирь около 1.95-1.9 млрд. лет назад на значительной своей части была осушена и частично стала ареной накопления вулканогенно-обломочных наземных отложений, а в Китае широко распространились молассы Люлянской складчатости. В отличие от этого, в Австралии 2.0-1.8 млрд. лет назад развивалась система эпикратонных мелководных бассейнов, а в Северной Америке в то же время интенсифицировались процессы рифтогенеза и на определенной стадии эволюции рифтогенных и смежных структур возникали значительные карбонатные платформы (Grotzinger, 1989; Hoffman, 1989; Rozen et al., 1994; Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Melezhik et al., 1997с). Свой вклад в перераспределение ареалов массового развития строматолитов могло внести и изменение палеоширотного положения плит и террейнов.

Четвертое, терминальное подразделение палеопротерозоя было отмечено некоторым сокращением глобального количества строматолитов. Такое сокращение обеспечивалось редукцией ранее обильных биолитов Северной Америки, тогда как в Австралии и Китае они в это время расширили своей ареал.

В Австралии строматолитовые породы наиболее молодых горизонтов палеопротерозоя концентрируются на севере материка, в бассейне Мак Артур и орогене Маунт Айза, где участвуют в сложении двух разделенных несогласием и внедрением гранитоидов, но хронологически тесно сближенных последовательностей (Plumb, Derrick, 1976; Plumb et al., 1980; Page, 1988; Walter et al., 1988; Plumb, 1990). Для нижних и верхних горизонтов более древней из них имеются U-Pb датировки вулканогенных цирконов  $1790 \pm 9$  и  $1750 \pm 7$  млн. лет, а для прорывающих гранитов 1735 ± 5 млн. лет (Plumb et al., 1980; Page, Sun, 1998). Развитые здесь строматолитсодержащие породы входят в состав примерно одновозрастных серий Тавалла (песчаники Слай Крик), Кетрин Ривер (формация Котти), Мальбон (кварциты Майтакуди), Мери Кетлин (кварциты Биллара, формация Корелла), Хаслингден (формация Лохнесс) и формации Квилилар и обычно слагают небольшие прослои и пачки среди преимущественно силикокластических толщ. Исключения составляют лишь формации Корелла, Лохнесс и отчасти Квилилар, в которых значительная роль принадлежит строматолитовым доломитам.

В верхней последовательности строматолитовые породы наиболее широко развиты в обширном платформенном бассейне Мак Артур. Здесь они играют значительную роль в сложении серии Мак Артур (доломитов Амелия, Эммеругга, Тина, Реворд, формаций Малапунья, Туганини, Барней Крик, Линотт и Ялко) и реже встречаются в

отвечающих ее нижним и средним горизонтам сериях Маунт Ригг (формация Дук Крик) и Хебгуд (формации Ганпаудер Крик, Гвакура, Улуноурви и Яровой). В сопоставимых отложениях орогена Маунт Айза строматолиты довольно широко представлены в серии Мак Намара (в формациях Парадайз Крик, Леди Лоретта и Эсперанца) и иногда встречаются в слоях Сюрпрайз Крик (Plumb, Derrick, 1976; Plumb et al., 1980; Walter et al., 1988; Page, Sweet, 1998). U-Pb возраст вулканогенных цирконов из базальной части и из верхних горизонтов этой последовательности в орогене Маунт Айза 1709 ± 3-1678 ± 2 и 1595 ± 6 млн. лет соответственно, а из нижней и терминальной ее частей в бассейне Мак Артур – 1690 ± 27 и 1625 ± 2 млн. лет (Page, Sweet, 1998; Page, Sun, 1998). Близкие по возрасту строматолиты известны на западе Австралии в серии Скорпион и формации Каприкорн (Grey, 1982; Thorne, Seymour, 1991). Формация Каприкорн несогласно налегает на серию Уайлу, к средней части которой приурочены вулканиты с U-Pb возрастом 1843 ± 2 млн. лет, и прорывается гранодиоритами, имеющими Rb-Sr возраст 1680 ± 30 млн. лет (Thorne, Seymour, 1991). Серия Скорпион отделена несогласиями как от более древней серии Эрахиди (несколько более 1.8 млрд. лет, см. выше), так и от более молодой серии Бангемолл, базальные горизонты которой начали формироваться около 1.6 млрд. лет назад (Williams, 1990).

Таким образом, в терминальном подразделении палеопротерозоя Австралии присутствуют не менее 27 строматолитсодержащих формаций (слоев), часть из которых развита на крупных карбонатных платформах. Судя по имеющимся фрагментарным описаниям, здесь развиты столбчатые ветвящиеся постройки, подчиненные им пластовые формы (в том числе тиссагетиды), а также редкие конофитоны и микростроматиты.

В Северной Америке строматолитсодержащие отложения с возрастом 1.8–1.6 млрд. лет присутствуют на северо-западе Канадского щита. Здесь, как и в Австралии, они входят в состав двух разделенных несогласиями региональных комплексов (Douglas, 1972; Hofmann, 1981; Kerans et al., 1981; Ramaekers, 1981; Hoffman, 1989). Нижний из них представлен наземными вулканогенно-обломочными отложениями, которым в серии Эт-Тен и в формации Мартин подчинены небольшие (0.5-2.0 м мощности) биогермы и биостромы строматолитов. Этот комплекс отделен несогласием от интрузивных и супракрустальных образований с возрастом 1.9-1.86 млрд. лет и прорывается гранитоидами, имеющими U-Pb возраст 1753 ± 4 млн. лет (Loweridge et al., 1988; Hoffman, 1989; Ritts, Grotzinger, 1994).

К верхнему комплексу по изотопно-геохранологическим данным относится последовательность песчано-глинистых и песчано-карбонатных отложений серии Хорнби Бей арктического побережья Канады, а по литостратиграфической корреляции и региональным соотношениям и аналогичные последовательности смежных более южных районов Канадского щита. В верхних карбонатных членах этих последовательностей – в терминальных пачках серий Хорнби Бей и Дюбонт, а также в формациях Перри Бей и Карсвелл – строматолиты слагают пласты мощностью до 7–10 м. Рассматриваемые отложения несогласно налегают на упоминавшиеся граниты с возрастом 1753  $\pm 4$  млн. лет и на более древние породы, а вулканиты у кровли серии Хорнби Бей имеют U-Pb возраст 1663  $\pm 8$  млн. лет (Loweringe et al., 1988; Ritts, Grotzinger, 1994).

В Китае к терминальному подразделению палеопротерозоя относятся верхние горизонты "системы" Чанчень, которые в стратотипе последней (разрез округа Джиксян) включают богатые строматолитами формации Туаншаньцзы и Дахунью. Карбонаты первой из этих формаций имеют Pb-Pb изохронный возраст 1.77 млрд. лет, вторая формация у кровли содержит вулканиты с U-Pb цирконовым возрастом 1621 ± 6 млн. лет (Lu, Li, 1991), а вышележащие отложения имеют Pb-Pb датировки 1600-1520 млн. лет (обзор и библиографию см. Семихатов, Раабен, 1994). Строматолиты названных формаций составляют две последовательные ассоциации, которые, по данным китайских исследователей, сменяют друг друга в верхних горизонтах формации Дахунью и имеют большое корреляционное значение. Представители первой ассоциации за пределами округа Джиксян известны в ряде далеко разобщенных районов как северного, так и южного Китая (Gao, 1983, 1992; Liang et al., 1985; Xing et al., 1985; Zhu, Chen, 1992). На севере страны они отмечаются в Джунгарии (5 формаций, подчиненных сериям Текези, Болохоулошау, Куксимукики, Бейшан и Байху), во Внутренней Монголии (формация Норгонь и нижние горизонты серии Обо) и в провинции Шаньси (аналоги формаций Туаншаньцзы и Дахунью), а на юге указываются в провинциях Хубей (две нижние формации серии Шеннунчжа) и Юннань (формация Луохе серии Куньян). Более широкое распространение имеет вторая ассоциация, но она не может использоваться для идентификации аналогов наиболее высоких горизонтов "системы" Чанчень, так как поднимается и в более молодые отложения. Поэтому содержащие ее отложения здесь не рассматриваются, хотя часть из них и может принадлежать терминальному подразделению палеопротерозоя.

Итак, в этом подразделении на различных континентах присутствует как минимум 47 формаций со строматолитами, что несколько меньше, чем в предшествующем подразделении (см. рис. 3Б). Большинство этих формаций накопилось в обширных платформенных бассейнах, которые почти одновременно заложились в Австралии и Северной Канаде и немногим ранее возникли на Северо-Китайском кратоне. Именно китайские и австралийские разрезы, обогатившиеся строматолитами около 1.8 млрд. лет назад, вносят определяющий вклад в общую картину довольно высокого глобального распространения строматолитов в конце палеопротерозоя. Напротив, в Америке количество строматолитсодержащих формаций в то же время сильно сократилось в ответ на уменьшение площади распространения соответствующих толщ и на изменение их состава (переход к господству обломочных и вулканогенно-обломочных отложений). Что же касается Северной Евразии и Африки, то здесь строматолиты четвертого подразделения палеопротерозоя вообще не получили сколько-нибудь заметного развития из-за господства субаэральных обстановок на континентальных массивах в первом из названных суперрегионов и отсутствия карбонатных отложений среди довольно узко распространенных отложений этого возраста во втором.

Иначе говоря, распространенность строматолитовых экосистем в конце палеопротерозоя, как и ранее, регулировалась долговременными тектоническими и палеогеографическими факторами (Семихатов, Раабен, 1994, 1996). Ранее с их воздействием М.А. Семихатов и М.Е. Раабен (1994, 1996) связывали и произошедшее в это время сокращение систематического разнообразия строматолитов. Однако приведенные выше данные заставляют такое сокращение в значительной мере или целиком считать кажущимся и объяснять его низкой изученностью таксономического состава строматолитов в тех отложениях, которые наиболее богаты ими. Так, на долю Австралии приходится 27 строматолитсодержащих формаций рассматриваемого возраста (около 57% их общего количества) и только 10 валидно описанных видов строматолитов, а для Китая соответствующие значения равны 14 и 36.

Итак, гистограмма количества палеопротерозойских строматолитсодержащих формаций, которая в первом приближении может рассматриваться как гистограмма обилия строматолитов, мономодальна и асимметрична: она отражает очень резкий рост этого показателя при переходе от первого подразделения ко второму, некоторое его увеличение в третьем подразделении и небольшой спад в четвертом (см. рис. 3Б).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ дорифейских микробиот показывает, что репрезентативная палеонтологическая летопись появилась лишь около 2.0 млрд. лет назад (см. рис. 1). Вместе с тем фрагментарные палеонтологические данные позволяют полагать, что цианобактерии были представлены в неоархее (2.52-2.55 и может быть около 2.7 млрд. лет назад), а по мнению некоторых авторов они присутствовали и в палеоархее, около 3.5 млрд. лет назад (например, Awramik, 1991, 1992b; Shopf, Klein, 1992; Schidilowski, 1993). В основе такого мнения лежат суждения о природе древнейших микрофоссилий, основанные на перенесении на палео- и мезоархейские строматолиты данных о составе протерозойских строматолитформирующих микробиот, и/или С-изотопные доводы. Однако корректность упомянутого перенесения кажется не безусловной, а биологическая интерпретация микрофоссилий палеоархея неоднозначна. Поэтому осторожнее говорить, что присутствие цианобактерий среди первых строматолито-строителей вероятно, но не доказано (Knoll, 1979, 1996; Schidlowski et al., 1983; Walter, 1983; Knoll, Canfield, 1998). Вместе с тем современные С-изотопные данные свидетельствуют о наличии в палеоархее автотрофных организмов, способных к биологической фиксации СО<sub>2</sub>, и о широком развитии в неоархее как оксигенных фотосинтентиков, так и метаногенных и метилотрофных бактерий, которые увеличивали степень изотопного фракционирования углерода в ходе переработки органических соединений (Buick, 1992; Strauss et al., 1992; Hayes, 1994; Schidlowski, 1993; Des Marais, 1997a, b; Knoll, Canfield, 1998). Следовательно, можно с высокой степенью достоверности принять, что цианобактерии и тем более гетеротрофы существовали задолго до возникновения ятулийской аномалии, хотя бесспорные их остатки фиксируются только в постятулийских отложениях. Что же касается первых эвкариот, которым часто придают очень большое значение в реконструкции палеопротерозойских обстановок, то они появились в геологической летописи не 2100 млн. лет назад, как это обычно принимается, а около 1900 млн. лет назад (см. выше), через 150 млн. лет после исчезновения аномалии. После ее исчезновения появляются и первые разнообразные микробные сообщества, наиболее древние из которых имеют возраст 2.0-1.9 млрд. лет (см. рис. 1).

Таким образом, в свете имеющихся данных, ятулийская аномалия не была связана с эволюционными новациями в биоте. Вместе с тем реконструкция динамики распространенности дорифейских строматолитов позволяет с большей долей вероятности считать, что количественные изменения биоты входили в число главных факторов, определивших появление этой аномалии.

Выше было показано, что в архее наблюдался однонаправленный и особенно ощутимый в неоархее рост количества строматолитсодержащих толщ, который сопровождался увеличением их мощности и расширением палеотектонической и фациальной приуроченности. Однако даже неоархейские отложения по насыщенности строматолитами в целом уступают протерозойским, и потому соответствующие гистограммы изменения количества строматолитовых формаций (рис. 3А, 3Б) отражают явления разного масштаба.

Тем не менее, резкий спад количества таких формаций в начале палеопротерозоя по сравнению с неоархеем документирует реальную и очень сильную редукцию строматолитовых обстановок 2.5-2.3 млрд. лет назад. Она подчеркивается тем, что некоторые строматолитовые формации неоархея отличаются значительной протяженностью и мощностью, а в отложениях с возрастом 2.5-2.3 млрд. лет строматолиты слагают лишь очень редкие и скромные по размерам тела. Правда, резкость численного контраста, хорошо видного на гистограммах, снизится, если учесть, что неоархей по длительности в полтора раза превышает первое подразделение палеопротерозоя. Однако остаются фактами как резкий спад глобального количества строматолитов при переходе от неоархея к палеопротерозою, так и самое низкое для всего протерозоя значение этого показателя 2.5-2.3 млрд. лет назад.

Абиотические факторы, которые определяли столь радикальную редукцию строматолитов в самом начале палеопротерозоя, очевидны. Главную роль среди них играли суровый климат гуронской гляциоэры (Чумаков, 1984; Ojakangas, 1988; Ахмедов и др., 1996), общее низкое стояние уровня моря и господство вулканогенно-терригенных отложений в тех немногочисленных и небольших рифтогенных частично пресноводных бассейнах, которые существовали в то время (Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Rosen et al., 1994; Melezhik, Fallick, 1996; Melezhik et al., 1997с). Редкие карбонаты, накопившиеся в этих бассейнах, обычно обладают "нормальными" значениями  $\delta^{13}$ С, лежащими между –4 и 0‰ (Karhu, Holland, 1996; Melezhik et al., 1997а, с), и лишь иногда несколько обогащены <sup>13</sup>С (Bekker et al., 1998).

Произошедшее во втором подразделении палеопротерозоя скачкообразное, почти семикратное увеличение количества строматолитовых толщ сопровождалось существенным ростом их мощности, латеральной протяженности и роли в общем составе отложений. В результате 2.3-2.0 млрд. лет назад произошло уникальное по масштабу возрастание количества строматолитов, которое не имело себе равных ни в предшествующей, ни в последующей геологической истории. Именно с этого времени строматолиты стали доминантными членами карбонатных отложений протерозоя, а ответственные за их образование бентосные цианобактериальные сообщества приобрели роль важного регулятора баланса углерода в биосфере.

Причиной такого развития событий было удачное сочетание ряда благоприятных абиоти-

ческих факторов (Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Ахмедов и др., 1996; Melezhik et al., 1997с и ссылки в этих работах), среди которых ведущими были следующие: значительное повышение уровня моря и связанная с ним широкая морская трансгрессия на ранее возникшие эпиархейские стабильные массивы; усиление рифтогенеза в ряде регионов, способствовавшее увеличению площади бассейнов; завершение гуронской гляциоэры и переход от холодного состояния биосферы к теплому, сопровождаемый соответствующими океанографическими изменениями (Чумаков, 1995), и интенсивная эвапоритизация. При этом роль подъема уровня моря, вероятно, не ограничилась расширением излюбленных биотопов цианобактериальных сообществ - мелководных морских бассейнов. Реколонизация пространства такими сообществами в ходе трансгрессий обычно сопровождается преобразованиями структуры самих сообществ и существенными изменениями в строматолитовой летописи (Gebelein, 1974).

Важную регулирующую роль в динамике этой летописи нередко придают направленным изменениям состава морской воды и прежде всего степени насыщения ее карбонатами Са и Mg (Grotzinger, 1990; Семихатов, Раабен, 1996; Knoll, Semikhatov, 1998 и ссылки в этих работах). Однако в нашем случае эта причина, видимо, не сыграла сколько-нибудь заметной роли. Пример надсерии Трансвааль убеждает, что благоприятные физикохимические (и биологические) предпосылки интенсивного образования строматолитов создались уже в конце архея, но для широкой реализации этих предпосылок понадобилось вмешательство иных факторов большого радиуса действия (см. выше), которые и обеспечили 2.3-2.0 млрд. лет назад экстенсивное развитие мелководных карбонатных отложений с присущими им массами строматолитов. Логично думать, что эта экспансия бентосных цианобактериальных строматолитовых экосистем сопровождалась увеличением биомассы также и планктонных фотосинтетиков, которые внесли свой вклад в изменение изотопного баланса углерода.

Сделанный вывод о цианобактериальной экспансии и о ее возрасте хорошо гармонирует с увеличением темпов оксигенизации атмосферы и верхних частей океана на ранней Земле – с драматическим ростом содержания свободного O<sub>2</sub> в атмосфере 2.22–2.06 млрд. лет назад от ~1 до ≥15% современного атмосферного уровня (Holland, 1994; Karhu, Holland, 1996)<sup>5</sup>. Такую оксигенизацию после ставших классическими работ П. Клауда обычно связывают с двумя разнонаправленными процессами: а) с увеличением потока O<sub>2</sub> в резуль-

1999

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Иная точка зрения на изменение содержания O<sub>2</sub> в ранней атмосфере Земли изложена в работе (Ohmoto, 1996), а ее критика – в работе (Holland, Rye, 1997).

тате роста продуктивности цианобактериальных сообществ и/или возрастания темпов захоронения органического вещества и б) с сокращением поступления во внешние оболочки Земли вулканических газов, Fe<sup>2+</sup> и иных оксисенсорных (восстановленных) соелинений и истошением их запасов в атмосфере и гидросфере в результате окисления; ярким проявлением такого окисления было ураганное накопление джеспелитов (BIF) в начале палеопротерозоя (Cloud, 1972, 1974; Knoll, 1979; Schidlowski, 1984; Des Marais et al., 1992b; Kasting, 1993; Melezhik, Fallick, 1996; Des Marais, 1997a, b; Knoll, Canfield, 1998 и др.). Приведенные выше данные подчеркивают роль увеличения обилия цианобактериальных сообществ в этом процессе.

Хронологическое совпадение глобальной цианобактериальной экспансии с начало ятулийской аномалии δ<sup>13</sup>С позволяет с высокой степенью уверенности говорить о причинно-следственной связи этих явлений. Ранее в основе подобного вывода лежали либо региональные данные, либо допущение обязательной прямой корреляции между таксономическим разнообразием и обилием строматолитов (Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Melezhik, Fallick, 1996; Melezhik et al., 1997b, c). Однако такая корреляция при современной степени изученности биолитов выдерживается не во всех подразделениях палеопротерозоя (см. выше). Что же касается собственно разнообразия строматолитов, то оно могло бы влиять на биогеохимический цикл углерода только при одном условии: если бы таксоны строматолитов коррелировали с фотосинтезирующей активностью создавших их микробных сообществ. Однако существующая система докембрийских строматолитов, как известно, предусматривает выделение формальных таксонов по определенным сочетаниям признаков, функциональная роль которых не ясна, а некоторые являются заведомо абиогенными. Поэтому приходится признать, что изменения изотопного состава углерода не могли быть связаны с динамикой таксономического разнообразия строматолитов<sup>6</sup>. Другое дело, изменение их глобального обилия, которое отражает вариации распространенности цианобактериальных бентосных сообществ и, соответственно, их суммарной продуктивности.

В связи со сказанным надо напомнить, что одной из главных или главной причиной появления положительных аномалий  $\delta^{13}$ С чаще всего считают нарушения баланса захороненного органического и карбонатного углерода в пользу первого в результате роста абсолютного или относительного его количеств, а повышенную скорость захоронения  $C_{opr}$  обычно связывают с тектоническими факторами – орогенезами, активным рифтообразованием и образованием суперконтинентов, которые определяли высокие темпы денудации и осадконакопления (Derry et al., 1992; Karhu, 1993; Des Marais, 1994, 1997a, b; Karhu, Holland, 1996; Melezhik et al., 1997a, b, c; Knoll, Canfield, 1998 и ссылки в этих работах). При приложении этой модели к ятулийской аномалии необходимо иметь в виду следующее.

1. Исходя из требования сохранения баланса масс, основную роль в нарушении соотношений  $C_{opr}$ :  $C_{kap6}$  2.3–2.06 млрд. лет назад следует отводить увеличению абсолютного количества изотопно легкого органического углерода. Дело в том, что в это время не только сильно увеличились значения  $\delta^{13}C_{kap6}$  в слоистых карбонатных породах, но и резко выросло количество таких пород (рис. 3Б).

2. Уменьшение степени изотопного фракционирования углерода между карбонатным и органическим его резервуарами в ятулийское время по сравнению с началом палеопротерозоя и особенно по сравнению с неоархеем не противоречит только что сделанному заключению, так как легко объясняется изменениями в экзогенном цикле углерода, связанными с появлением свободного О<sub>2</sub> в биосфере и с соответствующей редукцией ареала анаэробных гетеротрофов (Des Marais, 1997a, b; Knoll, Canfield, 1998). Вместе с тем именно в это время, в условиях все еще очень высокого содержания СО2 в атмосфере и гидросфере (Kasting, 1993; Holland, 1994), фотосинтезирующие организмы могли проводить такое фракционирование с наибольшей интенсивностью. Подавление этой интенсивности при недостатке СО<sub>2</sub> демонстрируют современные цианобактериальные маты гиперсоленых и гидротермальных обстановок (Schidlowski et al., 1984; Des Marais et al., 1992a).

3. Sr-изотопные данные по верхнеятулийским (2.1-2.06 млрд. лет) карбонатам Карелии показывают, что отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в открытых морских бассейнах того времени было очень низким и не выходило за пределы 0.70343-0.70419 (Горохов и др., 1998). Следовательно, в ятулийское время мантийный поток вещества в Мировой океан резко преобладал над континентальным стоком, и этот вывод по существу исключает высокие скорости силикокластической седиментации. В свете ятулийских данных первичные отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.70600) в близких по возрасту доломитах Канады (Miorta, Veizer, 1994) можно связывать с полузамкнутым характером бассейна. Влияние данного фактора на изотопный состав Sr хорошо показано на ятулийском примере (Горохов и др., 1998).

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> М.Е. Раабен придерживается иного мнения и считает, что сейчас нельзя оценить, в какой мере степень изотопного фракционирования углерода могла быть связана с разнообразием строматолитов.

4. Обогащенные  $^{13}$ С карбонатные породы раннего палеопротерозоя содержат малые количества органического вещества, тогда как обладающие высоким его содержанием близкие по возрасту комплементарные глинистые отложения встречаются только спорадически, а ясных возрастных трендов изменения концентрации С<sub>орг</sub> в осадочных породах протерозоя не установлено (Strauss et al., 1992; Karhu, 1993; Des Marais, 1997а; Melezhik et al., 1997а). При интерпретации этих факторов важное значение имеют два обстоятельства.

Во-первых, оценка степени постседиментационной термальной деградации палеопротерозойского керогена, сделанная на основании анализа отношений С/Н и  ${}^{12}$ С/ ${}^{13}$ С, и соответствующая этой степени коррекция замеренных величин  $\delta^{13}$ С<sub>орг</sub> позволили (исходя из баланса изотопных масс) показать, что 2.1–1.8 млрд. лет назад доля захороненного С<sub>орг</sub> была примерено вдвое выше, чем в самом начале и в самом конце палеопротерозоя (Des Marais et al., 1992b). Существенно, что в возрастные рамки 2.1–1.8 млрд. лет примерно укладывается как ятулийская аномалия, так и максимум обилия палеопротерозойских строматолитов.

Во-вторых, в аноксической зоне цианобактериальных матов, расположенной ниже зоны фотосинтеза, в результате жизнедеятельности гетеротрофных организмов (сульфат-редуцирующих и метан-продуцирующих бактерий) происходит переработка фотосинтентически накопленного органического вещества, и этот процесс сопровождается увеличением пересыщения поровых вод бикарбонатом кальция и осаждением СаСО<sub>3</sub>, проходящим одновременно с деградацией органики (Canfield, Rainswell, 1991; Knoll, Semikhatov, 1998 и ссылки в этих работах). При этом, естественно, происходит дальнейшее изотопное фракционирование углерода и выделение в атмосферу  $CH_4$  и  $CO_2$ , обогащенных <sup>12</sup>C, а общая картина распределения <sup>12</sup>С и <sup>13</sup>С в матах осложняется за счет разнонаправленных и различных по значениям  $\delta^{13}$ С потоков HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> в дневное (из воды в маты) и ночное время (из матов в воду в объеме до 80% от поступившего в светлое время количества; Des Marais et al., 1992а). Названные процессы могут оказать заметное влияние на обогащение анаэробной части мата изотопом <sup>13</sup>С. Для нас важно, что наиболее вероятный акцептор <sup>13</sup>С – это очень ранний (по существу, почти синседиментационный) карбонат, осаждающийся в матах параллельно с разложением их органической субстанции, и что этот карбонат несомненно присутствует в докембрийских строматолитах и играет важную роль в литификации, по крайней мере, некоторых из них (Walter, 1983; Burne, Moore, 1987; Knoll, Semikhatov, 1998). В этой связи интересно отметить, что в ятулии Карелии строматолитовые фации отличаются более высокими значениями  $\delta^{13}$ C (до + 14.2%) по сравнению с нестроматолитовыми (Ахмедов и др., 1996).

5. Дискуссионный сейчас вопрос об абиогенном или органическом происхождении протерозойских микростроматитов (Asperia-form or microdigitate buildups; Grotzinger, 1990; Раабен, 1998) прямо не относится к обсуждаемой проблеме. Эти постройки являются обычными, но подчиненными членами многих строматолитовых отложений палеопротерозоя (Семихатов, Раабен, 1996) и только местами они выходят на видное место по обилию, но не вытесняют полностью другие морфотипы.

Все сказанное позволяет обойти некоторые из отмеченных ранее (например, Юдович и др., 1990; Tikhomirova, Makarikhin, 1993; Melezhik, Fallick, 1996) трудностей в объяснении ятулийской аномалии и исключить из возможных причин ее появления повышение интенсивности силикокластической седиментации. Вместе с тем изложенные данные позволяют достаточно уверенно связать эту аномалию с беспрецедентной в геологической истории экспансией цианобактериальных экосистем и увеличением абсолютной массы С<sub>орг</sub> в условиях растущей оксигенизации атмосферы.

В свете такого заключения можно было бы ожидать, что переход от ятулийской аномалии к "нормальным морским" значениям δ<sup>13</sup>С<sub>карб</sub> около 2.06 млрд. лет назад должен был протекать на фоне резкой редукции упомянутых экосистем и порожденных ими строматолитов (Melezhik et al., 1997b, с). Однако на самом деле этот переход прошел на фоне некоторого увеличения глобального обилия строматолитов (см. рис. 3Б) и сохранения повышенного значения реконструированной доли захороненного C<sub>орг</sub> (Des Marais et al., 1992 b; Des Marais, 1997a, b). Оба названные показателя пошли на убыль только в самом конце палеопротерозоя, около 1.8 млрд. лет назад. Это случилось вслед за глобально проявленными орогеническими процессами с возрастом 1.92-1.85 млрд. лет (Page, 1988; Hoffman, 1989; Rozen et al., 1994), которые, как это следует из прямых геологических данных и из увеличения отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в морской воде в конце палеопротерозоя (Veizer et al., 1992), вызвали осушение значительных территорий, усиленную континентальную эрозию и интенсификацию силикокластического осадконакопления.

Произошедшее в это время некоторое сокращение количества строматолитов хорошо гармонирует с упомянутым ходом абиотических событий, но одновременное падение доли захороненного С<sub>орг</sub> не согласуется с этим ходом. Выше уже говорилось, что с орогенезами и ростом интенсивности осадконакопления обычно связывают не понижение, а повышение темпов захоронения С<sub>орг</sub>

(Derry et al., 1992; Des Marais, 1997a, b; Knoll, Canfield, 1998 и др.). Более того, перечисленные абиотические события второй половины палеопротерозоя, массовое появление разнообразных микробных сообществ в отложениях с возрастом 2.0-1.9 млрд. лет и первых эвкариот около 1.9 млрд. лет назад – все эти биосферные события, казалось бы, должны были получить отражение в С-изотопной летописи, но на деле не получили его. После завершения ятулийской аномалии изотопный состав карбонатного углерода в течение длительного времени колебался в очень узких пределах около ноля, а значения  $\delta^{13}C_{opr}$  заметно увеличились и сильно сузились в своих вариациях (от -25 до -35‰ в конце палеопротерозоя против -20...-65‰ в породах древнее 2.1 млрд. лет; Des Marais, 1997a, b). Такое поведение С-изотопной системы позволило говорить о ее стазисе в конце палеопротерозоя – начале рифея (Brasier, Lindsay, 1998; Knoll, Canfield, 1998).

Сказанное выше наводит на мысль, что появление и исчезновение ятулийской аномалии определялись взаимодействием различных факторов, полный набор которых еще предстоит выяснить. Среди очевидных причин ее исчезновения можно назвать уменьшение степени изотопного фракционирования углерода в ходе фотосинтеза и дальнейшую значительную редукцию аноксигенных гетеротрофных организмов в ответ на произошедшие в это время (Kasting, 1993; Holland, 1994) сокращение содержания  $CO_2$  и увеличение содержания О<sub>2</sub> в атмосфере и в поверхностной части гидросферы; появление кислородного дыхания как важного глобального фактора в экзогенном цикле углерода (утилизация и разложение органического вещества), а возможно и начавшийся недостаток пищевых ресурсов (нитратов и фосфатов) в цианобактериальных экосистемах (Des Marais, 1997a, b; Brasier, Lindsay, 1998; Knoll, Canfield, 1998). Этот недостаток мог быть связан с существенными геодинамическими событиями (усилением рифтогенезиса, раскрытием океанов, редукцией мелководных морей) и порожденными ими океанографическими изменениями в начале второй половины палеопротерозоя.

К более подробному анализу пост-ятулийской С-изотопной и палеонтологической летописи и к возникающим при таком анализе противоречиям мы вернемся в другом месте. Здесь же подчеркнем главный вывод данной статьи: ведущим фактором появления крупнейшей в истории Земли ятулийской положительной изотопной аномалии карбонатного углерода была уникальная по масштабам экспансия цианобактериальных экосистем, запечатленная в строматолитовой летописи.

Авторы искренне признательны М.А. Федонкину за конструктивное обсуждение вопросов, рассмотренных в данной статье. Работа выполнена при финансовой поддержке INTAS-РФФИ (грант 95-05-0928) и РФФИ (гранты 96-05-64329 и 98-05-64259).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Бережная Н.Г., Бибикова Е.В., Сочава А.В. и др. Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии Корадо-Удоканского прогиба // Докл. АН СССР. 1998. Т. 302. № 5. С. 1209–1212.

Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Семихатов М.А. и др. Геохронологическая шкала докембрия Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 8–22.

Герасименко Л.М., Крылов И.Н. Посмертные изменения цианобактерий в водорослево-бактериальных пленках термальных источников Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. С. 201–203.

Головенок В.К., Белова М.Ю. Находки обручевелл в рифее Патомского нагорья и в венде Южного Казахстана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 262. № 3. С. 675–678.

Головенок В.К., Белова М.Ю. Гигантизм в развитии микрофоссилий докембрия и его биостратиграфичес-кое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 33–39.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, юго-восточная Карелия // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 609–612.

Дольник Т.А. Строматолиты акитканской серии северо-западного Прибайкалья // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978. С. 106–110.

Иванова Л.В., Чапина О.С., Мележик В.А. Первые находки коккоидных микрофитофоссилий в раннепротерозойских метаморфизованных кремнях в СССР // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 1. С. 210–212.

Ивлиев А.И. Находки строматолитов в гранулитовом комплексе Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198. № 3. С. 661–664.

Покровский Б.Г., Мележик В.А. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в нижнепротерозойских карбонатных породах Кольского полуострова // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. З. № 3. С. 42–53.

Раабен М.Е. Микростроматиты и их природа // Литология и полезн. ископаемые. 1998. № 2. С. 153–161.

Семихатов М.А. Некоторые карбонатные строматолиты афебия Канадского щита // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978. С. 111– 147.

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

Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 26–54.

Семихатов М.А., 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 и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 140 с.

*Тимофеев Б.В.* Микрофоссилии раннего докембрия. Л.: Наука, 1982. 128 с.

*Чумаков Н.М.* Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 35–53.

Чумаков Н.М. Проблема теплой биосферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 3–14.

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

Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н. и др. Микрофоссилии докембрия СССР. М.: Наука, 1989. 190 с.

Abel P.J., McClory J., Martin A., Nisbet E.G. Archean stromatolites from the Ngesi Group, Belingwe greenstone belt, Zimbabwe: Preservation and stabile isotopes – preliminary results // Precambr. Res. 1985a. V. 27. № 4. P. 357–383.

Abel P.J., McClory J., Martin A., Nisbet E.G., Kyzer T.K. Petrography and stable isotope rations from Archean stromatolites, Mushandive Formation, Zimbabwe // Precambr. Res. 1985b. V. 27. № 4. P. 385–398.

Altermann W. Discussion on "Zircon Pb-evaporation age determination of the Oax Tree Formation, Chuniesport Group, Transvaal Sequence: Implication the Transvaal-Griqualand West basin correlations" // S. Afr. J. Geol. 1996. V. 99. № 3. P. 337–338.

Armstrong R.A., Compston W., Retief E.A. et al. Zircon ion microprobe studies beating on the age and evolution of the Witwatersrand triad // Precambr. Res. 1991. V. 53. № 1. P. 243–266.

Arndt N.T., Nelson D.R., Compston W., Thorne A.M. The age of the Fortescue Group, Hamersly Basin, Western Australia, from ion microprope zircon-U-Pb results // Austral. J. Earth Sci. 1991. V. 38. № 2. P. 261–281.

Awramik S.M. Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of Metazoan appearance // Science. 1971. V. 174. P. 825–827.

Awramik S.M. Archean and Proterozoic stromatolites // Calcareous algae and stromatolites. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 1991. P. 289-304.

Awramik S.M. The history and significance of stromatolites // Early organic evolution: implications for mineral and energy resources. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1992a. 435-449.

Awramik S.M. The oldest records of photosynthesis // Photosynthesis Res. 1992b. V. 33. № 1. P. 75–89.

Baral M.C. Archean stromatolites from Dodguni Belt of Karnataka Craton, India // J. Geol. Soc. India. 1986. V. 28. № 10. P. 328–333.

Barton E.S., Altermann W., Williams J.S., Sims C.B. U-Pb zircon age for a tuff in the Campbell Group, Griqualand West Sequence, South Africa: Implication for Early Proterozoic rock accumulation rate // Geology. 1994. V. 23. № 3. P. 343–346.

Bekker A., Karhu J.A., Beukes N.J. et al. Early Paleoproterozoic climate changes in relation to biogechemical cycling of саrbon // Палеоклиматы и эволюция палеогеографич. обстановок в геол. истории Земли. Тез. докл. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН. 1998. С. 14–16.

Bertrand-Sarfati J., Eriksson K.A. Columnar stromatolites from the Early Proterozoic Schmidtsdrift Formation, Northern Cape Province, South Africa – Part 1: Systematic and diagnostic features // Paleont. Afric. 1977. V. 20. № 1. P. 1–26.

Bickle M.J., Martin A., Nisbet E.G. Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in the Belingwe greenstone belt, Rhodesia // Earth Planet Sci. Lett. 1975. V. 27. № 2. P. 155–162.

Brasier M.D., Lindsay J.F. A billion years of environmental stability and emergence of euvaryotes: New data from northern Australia // Geology. 1998. V. 26. № 6. P. 555–558.

Buick R. Microfossil recognition in Archean rocks: an apprizal of spheroides and filaments from a 3500 M.Y. old chert-barite unit at North Pole, Western Australia // Palaios. 1991. V. 5. № 4. P. 441–459.

Buick R. The antiquity of oxigenic photosynthesis: Evidence from stromatolites in sulfate-deficient Archean lakes // Science. 1992. V. 255. № 5033. P. 74–77.

Buick R., Dunlop J.S.R. Evaporitic sediments of early Archean age from the Warrawoona Group, North Pole, Western Australia // Sedimentology. 1990. V. 37. № 2. P. 247–277.

Bunting J.A. Geology of the eastern part of the Nabberu Basin, Western Australia // Geol. Surv. West. Austral. 1986. Bull. 131. 130 p.

Burne R.V., Moore L.S. Microbialites: Organosedimentary deposits of benthic microbial communities // Palaios. 1987. V. 2. № 2. P. 241–254.

*Byerly G.R., Lowie D.R., Walsh M.M.* Stromatolites from the 3.300–3.500 Myr Swaziland Supergroup, Barberton Mountain Land, South Africa // Nature. 1986. V. 319. P. 499–491.

Cahen L., Snelling N.J., Delhal J. Et al. The Geochronology and evolution of Africa. Oxford: Clarendon Press, 1984. 512 p.

Campbell F.H.A., Cecile M.P. Evolution of the Early Proterozoic Kilohigok Basin, Bathurst Inlet-Victoria Island, Northwest Territories // Proterozoic basins of Canada / Campbell F.H.A. (ed.) Canad. Geol. Surv. 1981. Pap. 81–10. P. 103–132.

*Canfield D.E., Raiswell R.* Carbonate precipitation and dissolution: Its relavance to fossil prezervation // Taphonomy: Releasing and data locked in the fossil record. London: Plenum Press. 1991. P. 411–453.

*Cecile M.P., Campbell F.H.A.* Regressive stromatolite reefs and associated facies, middle Goulbern Group (Lower Proterozoic), in Kilohigok Basin, N.W.T.: An example of environmental control on stromatolite form // Bull. Can. Petrol. Geol. 1978. V. 26. № 2. P. 237–267.

*Chadwick B., Vasudev V.N., Hegde G.V.* The Dharwar Craton, Southern India, and its Late Archean plate tectonic setting: current interpretation and controversis // Proc. Indian Acad. Sci. (Earth and planet. sci.) 1997. V. 106. № 4. P. 249–258.

Chandler F.W., Parrish R.R. Age of the Richmond Gulf Group and implications for rifting in the Trans-Hudsonian Orogen, Canada // Precambr. Res. 1989. V. 44. № 2. P. 277– 288. Chauhan D.C. Microbial activities and genesis of Aravalli phosphorite, Udaipur, Rajasthan // Himalayan Geology. 1989, V. 13. № 1. P. 39–51.

*Cloud P.E.* A working model of the primitive Earth // Amer. J. Sci. 1972. V. 272. № 6. P. 537–548.

*Cloud P.E.* Evolution of ecosystems // Amer. Scientist. 1974. V. 62. № 1. P. 54–66.

*Cloud P.E.* Beginnings of biospheric evolution and their biogeochemical consequences // Paleobiology. 1976. V. 2. № 3. P. 351–387.

Cloud P.E., Semikhatov M.A. Proterozoic stromatolites zonation // Amer. J. Sci. 1969. V. 267. № 11. P. 1017–1060.

Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. № 12. P. 1317–1329.

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

*Des Marais D.J.* Long-term evolution of the biogeochemical carbon cycle // Rev. in mineralogy. V. 35. Geomicrobiology: Interactions between microbes and minerals. Washington D.C.: Min. Soc. Amer. 1997a. P. 428-448.

Des Marais D.J. Isotopic evolution on the biogeochemical carbon cycle during the Proterozoic Eon // Org. Geochem. 1997b. V. 27. № 5-6. P. 185-193.

Des Marais D.J., Bauld J., Palmisano A.C. et al. The biochemistry of carbon in modern microbial mats // The Proterozoic Biosphere. New York: Cambridge University Press. 1992a. P. 287–293.

Des Marais D.J., Strauss H., Summons R.E., Hayes J.M. Carbon isotope evidence for the stepwize oxidation of the Proterozoic environments // Nature. 1992b. V. 359. № 5382. P. 605-609.

Donaldson J.A. Aphebian stromatolites in Canada: implication for stromatolite zonation // Stromatolites. Devel. in sedimentology. Amsterdam etc.; Elsevier, 1976. V. 20. P. 371-380.

Douglas R.J.W. (ed.) Geology and econimic minerals of Canada. Geol. Surv. Can. Econ. Geol. Rep. № 1. 1972. 838 p.

Fralick P.W., Kissin S.A., Davis D.W. Age and provenance of the Gunflint lapilli tuff // Progr. and abstr., 44th annual meeting, Inst. Lake Superior Geol. Minneapolis. Minnesota, May 6–10. 1998. P. 66–67.

Jackson M.J. Lower Proterozoic Cowles Lake foredeep reef, N.W.T., Canada // Reefs, Canada and ajacent area / Geldzetser H.H.J. et al. (eds). Canad. Soc. Petrol. Geologists. 1988. Mem. 13. P. 64–71.

Han T.-M., Runnegar D. Megascopic eucariotic algae from the 2.1-billion-year-old Negaunee Iron Formation, Michigan // Science. 1992. V. 257. P. 232–235.

*Hayes J.M.* Global methanotropy at the Archean-Proterozoic transition // Early life on Earth. Nobel Symp. 84. 1994. New York: Columbia Univ. press. P. 220–236.

Henderson J.B. Archean stromatolites in the Northern Slave Province, Northwest Territories, Canada // Canad. J. Earth. Sci. 1975. V.12. № 9. P. 1819–1630.

Hildebrand R.S. Early Proterozoic LaBine Group of Wopmay orogen: remnant of a continental volcanic arc developed during oblique convergence // Proterozoic basins of Canada. Canad. Geol. Surv. 1981. Pap. 81-10. P. 133–156. Hoffman P.F. Evolution of an early Proterozoic continental margin: the Coronation geosyncline and associated aulacogens of the northwestern Canadian Shield // Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A-273. 1973. P. 547–581.

Hoffman P.F. Shallow and deepwater stromatolites in Lower Proterozoic platform-to-basin facies change, Great Slave Lake, Canada // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1974. V. 58. № 5. P. 856–867.

Hoffman P.F. Pethei reef complex (1.9 Ga), Great Slave Lake. N.W.T. // Reefs. Canada and ajacent areas. Canad. Soc. Petrol. Geol. 1988a. Mem. 13. P. 38–48.

Hoffman P.E. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembley and growth of Laurentia // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Letters. 1988b. V. 16. № 5. P. 543– 603.

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

Hofmann H.J. Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley groups, Ontario. Geol. Surv. Can. 1969. Pap. 68– 69. 77 p.

Hofmann H.J. Precambrian microflora, Belcher Island, Canada: significance and systematics // J. Paleontol. 1976. V. 50. № 10. P. 1040–1073.

Hofmann H.J. New stromatolites from the Aphebian Mistassini Group, Ontario // Canad. J. Earth Sci. 1978. V. 1.  $\mathbb{N}$  4. P. 571-585.

Hofmann H.J. Precambrian fossils in Canada – the 1970s in retrospect // Proterozoic basins in Canada. Canad. Geol. Surv. 1981. Pap. 81–10. P. 419–443.

Hofmann H.J. Proterozoic carbonaceous compression ("metaphytes" and "worms") // Early life on Earth. Nobel Symp. № 84. New York: Columbia Univ. Press, 1994. P. 342–357.

Hofmann H.J., Chen J. Carbonaceous megafossils form the Precambrian (1800 Ma) near Jixian, northern China // Canad. J. Earth Sci. 1981. V. 18. № 4. P. 443–447.

Hofmann H.J., Grotzinger J.P. Shelf-facies microbiota from the Odjick and Rocknest formations (Epworth Group, 1.89 Ga), NW Canada // Canad. J. Earth Sci. 1985. V. 22. № 12. P. 1781–1792.

Hofmann H.J., Grotzinger J.P. Abner/Denault reef complex (2.1 Ga), Labrador Trough, N.E. Quebec // Reefs, Canada and ajacent areas. Canad. Soc. Petrol. Geologists. 1988. Mem. 13. P. 49–54.

Hofmann H.J., Snyder G.L. Archean stromatolites from the Hartville Uplift, eastern Wyoming // Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. № 8. P. 842–849.

Hofmann H.J., Masson M. Archean stromatolites from Abitili greenstone belt, Quebec, Canada // Geol. Soc. Amer. Bull. 1994. V. 106. № 4. P. 424–429.

Hofmann H.J., Schopf J.W. Early Proterozoic microfossils // Schopf J.W. (ed.) Earth's earliest biosphaere: its origin and evolution. Princeton: Princeton Univ. Press. 1983. P. 321– 360.

Hofmann H.J., Thurston P.C., Wallace H. Archean stromatolites from Uchi greenstone belt, Northwestern Ontario // Evolution of Archean supracrustal strucrures. Geol. Assoc. Canada. Paper 28. 1985. P. 125–132.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 5 1999

Hofmann H.J., Sage R.P., Berdusco E.N. Archean stromatolites in Michipicoten Group siderite ore at Wawa, Ontario // Econom. Geol. 1991. V. 86. № 5. P. 1023–1030.

Holland H.D. Early Proterozoic atmospheric change // Early life on Earth. Nobel Symp. № 84. New York: Columbia Univ. Press. 1994. P. 237–244.

Holland H.D., Rye R. Evidence in pre-2.2 Ga paleosols for the early evolution of atmospheric oxygen and terretrial biota. Comment // Geology. 1997. V. 25. N = 9. P. 857–858.

Hua Zh., Yongsheng Ma. Carbon isotope stratigraphy of dolomites in the early Proterozoic succession, north China // Geol. Mag. 1997. V. 134. № 6. P. 763–770.

Gao Zh. Report of activity // Stromatolite Newsletters. 1983. № 10. P. 76–79.

*Gao Zh*. Stromatolites and their stratigraphic significance of Middle and Late Proterozoic at the Tian Shan Mts and contiguous regions, Xinjiang // Intern. Symposium on stromatolites and plenary meeting of IGCP 261 Project. Tianjin. 1992. P. 23.

Gebelein C.D. Biotic control on stromatoites microstructure: implication for Precambrian time stratigraphy // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. № 6. P. 575–598.

Gee R.D., Grey K. Proterozoic rocks on the Glengarry 1: 250000 sheet: stratigraphy, structure and stromatolite biostratigraphy. West. Austral. Geol. Surv. Rep. 41. 1993. 33 p. Gerlach D.C., Shirey R.W., Carlson A.H. Eos. 1988. V. 69.  $\mathbb{N}$  1515.

Giovannoni S.J., Turner S., Olsen G.J. et al. Evolutionary relationships among Cyanobacteria and green chloroplasts // J. Bacteriology. 1988. V. 170. P. 3584–3592.

Golubich S., Hofmann H.J. Comparision of Holocene and mid-Precambrian Entophysaliceae (Cyanophyta) in stromatolitic algal mats: cell division and degradation // J. Paleontol. 1976. V. 50. № 9. P. 1074–1082.

Golubic S., Sergeev V.N., Knoll A.H. Mesoproterozoic Archaeolellipsoides: akinetes of heterocystous cyanobacteria // Lethaia. 1995. V. 28. № 2. P. 285–298.

Grey K. Small conical stromatolites from the Archean near Kanowna, Western Australia // Geol. Surv. West. Austral. Ann. Rep. for 1980. Perth, 1981. P. 90–94.

Grey K. Aspects of Proterozoic stromatolite biostratigraphy in Western Australia // Precambr. Res. 1982. V. 18. № 3. P. 347-365.

*Grey K.* Biostratigraphic studies of stromatolites from the Proterozoic Earaheedy Group, Nabberu Basin, Western Australia // Geol. Surv. West. Austral. Bull. 130. 1984. 123 p.

Grey K. Stromatolites from the Proterozoic Earaheedy Group, Earaheedy Basin, Western Australia // Alcheringa. 1994a. V. 18. № 1. P. 187–218.

Grey K. Stromatolites from the Paleoproterozoic (Orosirian) Glengarry Group, Glengarry Basin, Western Australia // Alcheringa. 1994b. V. 18. № 2. P. 275–300.

Grotzinger J.P. Cyclicity and paleoenvironmental dinamics, Rocknest platform, northwest Canada // Geol. Soc. Amer. Bull. 1986. V. 97. № 11. P. 1208–1231.

Grotzinger J.P. Introduction to Precambrian reefs // Reefs. Canada and ajacent areas. Canad. Soc. Petrol. Geol. 1988. Mem. 13. P. 9–12.

*Grotzinger J.P.* Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype // Controls on carbonate platform and basinal development. Soc. Econ. paleontol. and mineralog. Spec. Publ. 44. 1989. P. 79–106.

*Grotzinger J.P.* Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline // Amer. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 80–103.

Grotzinger J.P., McCormic D.S., Pelechaty S.M. Progress report on the stratigraphy, sedimentology and significance of the Kimerot and Bear Creek groups, Kilohigon basin, District of Mackenzie // Geol. Surv. Canada. 1987. Pap. 87-1A. P. 219-238.

Karhu J.A. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // Geol. Surv. Finland. Bull. 371. 1993. 96 p.

Karhu J.A., Holland H.D. Carbon isotopes and rise of atmospheric carbon // Geology. 1996. V. 24. № 10. P. 867–870.

Kasting J.F. Earth's early atmosphere // Science. 1993. V. 259. № 5097. P. 920–926.

Kerans C., Ross G.M., Donaldson J.A., Geldsetzer H.J. Tectonism and depositional history of the Helikan Hornby Bay and Dismal Lake groups, District of Mackenzie // Proterozoic basins in Canada. Canada Geol. Surv. Pap. 81-10. 1981. P. 157–182.

Klein C., Beukes N.J., Schopf J.W. Filamentous microfossils in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup: their morphology, significance, and paleoenvironmental setting // Precambr. Res. 1987. V. 36.  $\mathbb{N}$  1. P. 81–94.

Knight J., Morgan W.C. The Aphebian Ramah Group, Northern Labrador // Proterozoic basins of Canada. Canad. Geol. Surv. 1981. Pap. 81–10. P. 313–156.

Knoll A.H. Archean photoantotrophy: some alternatives and limits // Origins of life. Dordrecht: Reider Publ. co. 1979. V. 9. P. 313–327.

Knoll A.H. A paleobiological perspective on sabkhas // Friedman G.M. and Krumbein W.E. (eds). Ecolog. Studies. 1985. V. 53. № 4. P. 407–425.

Knoll A.H. The early evolution of eukaryotes: A global perspective // Science. 1992. V. 256. P. 622–627.

Knoll A.H. Archean and Proterozoic paleontology // Palynology: principles and applications. Jansonius J. and McGregor D.C. (eds). Amer. Assoc. Stratigraphic palynologists Foundation. 1996. V. 1. P. 51–80.

Knoll A.H., Canfield D.E. Isotopic inference on early ecosystems // Paleontol. Soc. Papers. 1998. V. 4. P. 212–243.

Knoll A.H., Simonson D. Early Proterozoic microfossils and penecontemporeneous quartz-cementation in the Sokoman Iron Formation, Canada // Science. 1981. V. 211. P. 478–480.

Knoll A.H., Semikhatov M.A. The genesis and time-distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructures // Palaios. 1998. V. 13. № 4. P. 408–422.

Knoll A.H., Strother P.K., Rossi S. Distribution and diagenesis of microfossils from the Lower Proterozoic Duck Creek Dolomite, Western Australia // Precambr. Res. 1988. V. 38. P. 257–279.

Lanier W.P. Approximate growth rates of Early Proterozoic microstromatolites as deduced by biomass productivity // Palaios. 1986. V. 1. № 5. P. 525–542.

Lanier W.P. Interstitial and peloid microfossils from the 2.9 Ga Gunflint Formation: implication for the paleoecology of the Gunflint stromatolites // Precambr. Res. 1989. V. 45.  $\mathbb{N}$  2. P. 291–318.

Liang Yu., Zhang J. et al. Stromatolite assemblages of Late Precambrian in China // Precambr. Res. 1985. V. 29. № 1-3. P. 15-32.

Lowe D.R. Stromatolites 3400 Myr old from the Archean of W. Australia // Nature. 1980. V. 284. P. 441–443.

Lowe D.R. Restricted shallow-water sedimentation on Early Atchean stromatolitic and evaporitic strata of the Strelley Pool Chert, Pilbara Block, W. Australia // Precambr. Res. 1983. V. 19. № 2. P. 239–283.

Lowe D.R. Abiological origin of described stromatolites older than 3.2 Ga // Geology. 1994. V. 22. № 4. P. 387–390.

Lowerindge W.D., Eade K.E., Sullivan R.W. Geochronological studies of Precambrian rocks from the southern District of Keewatin // Geol. Surv. Canada. Pap. 88–18. 1988. 36 p.

Lu S., Li H. A precize U-Pb single zircon age determination for the volcanics of the Dahongyu Formation, Changcheng System in Jixian // Bull. China Acad. Geol. Sci. 1991. V. 22. P. 137–145.

Macgregor A.M. A pre-Cambrian algal limestones in South Rodesia // Trans. Geol. Soc. South Africa. 1941. V. 43. № 1. P. 9–16.

*Maliva R.G., Knoll A.H., Siever R.* Secular change in chert distribution: a reflection of evolving biological participation in the silica cycle // Palaios. 1989. V. 4. № 5. P. 519–532.

Martin A., Nisbet E.G., Bickle M.Y. Archean stromatolites of the Belingwe greenstone belf, Zimbabwe (Rodesia) // Precambr. Res. 1980. V. 13. № 3. P. 337–362.

Mason T.R., Von Brunn V. 3-Gyr-old stromatolites from south Africa // Nature. 1977. V. 266. P. 47-49.

Melezhik V.A., Fallick A.E. A world-wide 2.0–2.0 Ga-old positive  $\delta^{13}C_{carb}$  anomaly as a phenomenon in relation to the Earth's major paleoenvironmental changes // Mineral. Mag. 1994. V. 58A.  $\aleph$  6. P. 593–594.

Melezhik V.A., Fallick A.E. A widespread positive  $\delta^{13}C_{carb.}$ anomaly at around 2.33–2.06 Ga on the Fennoscandian Shield: A paradox? // Terra Nova. 1996. V. 8. No 2. P. 141– 157.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Clark T. Two billion year old isotopically heavy carbon: Evidence from the Labrador Trough, Canada // Canad. J. Earth Sci. 1997a. V. 34. № 3. P. 217–285.

Melezhik V.A., Semikhatov M.A., Fallick A.E. The positive carbon anomaly and stromatolite explosion at around 2.3–2.0 Ga ago: Are they linked? // EUG-9. Abstr. Strasbourg. 1997b. P. 252.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Makarikhin V.V., Lyubtsov V.V. Links between Paleoproterozoic palaeogeography and rise and decline of stromatolites: Fennoscandian Schield // Precambr. Res. 1997c. V. 82. № 3. P. 311–348.

Mendelson C.V., Bauld J., Horodyski R.J. et al. Proterozoic and selected Early Cambrian microfossils: Prokaryotes and protists // The Proterozoic Biosphere: A multidisciplinary study. New York: Cambridge University Press. 1992. P. 175–245.

Miorta M.D., Veizer J. Geochemistry of Precambrian carbonates: VI. Aphebian Albanel Formation, Quebec, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 7. P. 1735–1745.

Moitra A.K., Raha P.K. Research on Precambrian life and biostratigraphy: search for biota in Archean sediments of

Singhbhum Iron Ore Group in parts of Orissa and Bihar // Rec. Geol. Surv. India. 1991. V. 124. № 2. P. 5–6.

Morey G.B. Continental margin assemblages // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1996. № 1556. P. 34-44.

Morey G.B., Van Schmus W.R. Correlation of Precambrian rocks of the Lake Superior Region, United States // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1241–F. 1988. 31 p.

Muir M.D. Proterozoic microfossils from the Amelia Dolomite, McArthur Basin, Northern Territory // Alcheringa. 1976. V. 1. № 1. P. 143–158.

Murthy P.S.N., Reddy K.K. 2900 M.Y. old stromatolites from Sandur greenstone belt of Karnataka Craton, India // J. Geol. Soc. India. 1984. V. 25. № 5. P. 263–266.

Naqvi S.M., Venkatachala B.S., Shukla M. et al., Silicified cyanobacteria from the cherts of the Archaean Sandur Schist belt – Karnataka, India // Geol. Soc. India. 1987. V. 29. P. 535–539.

Needman R.S., Stuart-Smith P.G., Page R.W. The stratigraphy, metamorphizm and tectonics of the Early Proterozoic Litchfield Province and Western Pine Creek geosyncline, Northern Territories // Precambr. Res. Spec. issue. 1988. V. 40/41. P. 543–564.

Nisbet E.G., Wilks M.E. Archean stromatolite reefs at Steep Rock Lake, Atikotan, Northwestern Canada // Reefs, Canada and ajacent areas. Can. Soc. Petrol. Geol. 1988. Mem. 13. P. 89–92.

Nutman A.P., Chadwick B., Krishna R.B., Vasudev V.N. SRIMP U/Pb zircon ages of acid volcanic rocks in the Chitradurga and Sandur groups, and granites adjacent to the Sandur schist belt, Karnataka, south India // J. Geol. Soc. India. 1996. V. 39. № 3. P. 367–374.

Oehler D.Z. Microflora of the Middle Proterozoic Balbirini Dolomite (McArthur Group) of Australia // Alcheringa. 1978. V. 2. P. 269–309.

Ohmoto H. Evidence in pre-2,2 Ga paleosols for the early evolution of atmospheric oxygen and terrestrial biota // Geology. 1996. V. 24. № 12. P. 1135–1138.

*Ojakangas R.W.* Glaciation: an uncommon "mega-event" as a key to intercontinental and intercontinental correlation of Early Proterozoic basin fill, North America and Baltic Shield // New Perspective in basin analysis. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 1988. P. 431-444.

*Orpen J.L., Wilson J.F.* Stromatolites at 3500 Myr and a greenstone-granite unconformity in the Zimbabwean Archean // Nature. 1981. V. 291. P. 218–220.

Page R.W. Geochronology of Early to Middle Proterozoic fold belts in northern Australia // Precambr. Res. Spec. issue. 1988. V. 40-41. P. 1-20.

Page R.W., Sun S.S. Aspects of geochonology and crustal evolution in the Eastern Fold Belt, Mt Isa inlier // Austral. J. Earth Sci. 1998. V. 45. N 3. P. 343–361.

Page R.W., Sweet J.P. Geochronology of basin phases in western Mount Isa Inlier, and correlation with the McArthur basin // Austral. J. Earth Sci. 1998. V. 45. № 2. P. 219–232.

Page R.W., Sun S.-S., Carr G.R. U-Pb zircon and Pb isotopes studies in relation to Proterozoic sediment-hosted lead-zinksilver deposits in northern Australia // 8-th Intern. Conf. on Geochron., Cosmochronol. and Isotope Geol., Berkley, California. Abstr. U.S. Geol. Surv. Circular 1107. 1994. P. 240. Patterson J.G. The Amer belt: remnants of an Aphebian foreland fold and thrust belt // Canad. J. Earth Sci. 1986. V. 23. № 12. P. 2012–2023.

Pencat J.J., Honhallier H., Fanning G.M., Jayananda M. Age of the Holenarsipur greenstone belt and relationship with the surrounding gneisses (Karnataka, S. India) // J. Geol. 1995. V. 103.  $\mathbb{N}$  6. P. 701–711.

Pidgeon R.T., Horwitz R.G. The origin of olistoliths in Proterozoic rocks of the Ashburton Trough, Western Australia, using zircon U-Pb isotopic characteristics // Austral. J. Earth Sci. 1991. V. 38. № 1. P. 55–63.

*Plumb K.A.* Subdivision and correlation of the Australian Precambrian // Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea. Mongraph 14. Austral. Inst. of Mining and Metallurgy: Parkvill, 1990. P. 27–32.

Plumb K.A. New Precambrian time scale // Episodes. 1991. V. 14. № 2. P. 139–140.

*Plumb K.A., Derrick G.M.* Geology of the Proterozoic rocks of the Kimberley to Mount Isa region // Econom. geol. of Australia and Papua New Guinea. Parkvill: Austral. Inst. Mining Metallurgy. 1976. P. 217–252.

*Plumb K.A., Derrick G.M., Wilson J.H.* Precambrian geology of the McArthur River – Mount Isa region, Northwestern Australia // The geology and geophysics of Northeastern Australia. Brisben: Geol. Soc. Austral., Queensland division. 1980. P. 71–88.

*Preiss W.V.* Proterozoic stromatolites from the Naberru and Officer basin, Western Australia, and their biostratigraphic significance // South Austral. Geol. Surv. Rep. of investig. 47. 1976. 33 p.

Ramaekers P. Hudsonian and Helikian basins of the Athabosca region, Northern Soskatchewan // Proterozoic basins in Canada. Canada Geol. Surv. Pap. 81–10. 1981. P. 219– 234.

Ricketts B.D., Donaldson J.A. Sedimentary history of the Belcher Group of Hudson Bay // Proterozoic basins of Canada. Canad. Geol. Surv. 1981. Pap. 81-10. P. 235–254.

*Ricketts B.D., Donaldson J.A.* Stromatolite reef development on a mud-dominated platform in the Middle Precambrian Belcher Group of Hudson Bay // Reefs, Canada and ajacent area. Canad. Soc. Pertol. Geologists. 1988. Mem. 13. P. 113– 119.

*Ritts B.D., Grotzinger J.P.* Depositional facies and detrital composition of the Proterozoic Et-Then Group, N.W.T., Canada: sedimentary responce to intercratonic indentation // Canad. J. Earth Sci. 1994. V. 31. № 12. P. 1736–1778.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // Archean crustal evolution. Amsterdam etc.: Elsevier, 1994. P. 411–459.

Russell J., Grey K., Whitehous M., Moorbath S. Direct Pb/Pb age determination of Proterozoic stromatolites from the Ashburton and Nabberu basins, Western Australia // 8th Internat. conf. on geochronol., cosmochronol. and isotope geol. Abstr. U.S. Geol. Surv. 1994. Circular 1107. P. 275.

Sami T.T., James W.P. Peritidal carbonate platform growth and cyclisity in an Early Proterozoic foreland basin, Upper Pithei Group, northwest Canada // J. Sediment. Res. 1994. V. B64.  $\mathbb{N}$  2. P. 11–131.

Sarfati J. Cherty stromatolites in the 2000 Ma Fransevillian cherts, Gabon // Intern. Symposium on stromatolites and plenary meeting of IGCP 261 Project. Tianjin. 1992. P. 23.

Schidlowski M. Early atmospheric oxygen level: constraints from Archean photoautotrophy // J. Geol. Soc. London. 1984. V. 141. Pt. 2. P. 243–250.

Schidlowski M. The initiation of biological processes in early biogeochemical evolution on Earth // Eugel M.N., Macko S.A. (eds). Organic geochemistry. New York: Plenum, 1993. P. 639–655.

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

Schidlowski M., Hayes J.M., Kaplan J.P. Isotopic inferences of ancient biochemistries: Carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen // Earth Earliest Biosphere, its origin and evolution. Princeton: Princeton Univ. Press. 1983. P. 147–186.

Schidlowski M., Matzigkeit U., Krumbein W.E. Superheavy organic carbon from hypersaline microbial mats: Assimilatory pathways and geochemical implications // Natur – wissenschaften. 1984. V. 71. № 3. P. 303–308.

Schopf J.W. Paleobiology of the Archean // Schopf J.W., Klein C. (eds). The Proterozoicc bioshpaere: a multidisciplinary study. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1992. P. 24–39.

Schopf J.W., Walter M.R. Archean microfossils, new evidence of ancient microbes // Schopf J.W. (ed.) Earth's earliest biosphaere: its origin and evolution. Princeton: Princeton Univ. Press. 1983. P. 241–239.

Schopf J.W., Klein C. (eds). The Proterozoic biosphaere: a multidisciplinary study. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1992. 1348 p.

Schopf W., Oehler D.Z., Horodyski J., Kvenvolden K.A. Biogenecy and significance of the oldest known stromatolites // J. Paleontol. 1971. V. 45. № 3. P. 477–485.

Sepkoski J.J.Jr. Chapter one foundational life in the oceans // S.J. Gould (ed). The book of life. New York–London–Milan: Norton and Co. 1993. P. 34–63.

Sergeev V.N. Microfossils in cherts form the Middle Riphean (Mesoproterozoic) Avzyan Formation, southern Ural Mountains, Russian Federation // Precamb. Res. 1994. V. 1. № 2. P. 231–254.

Sergeev V.N. Mesoproterozoic microbiotas of the Northern Hemisphere and the Meso-Neoproterozoic Transition // Proc. 30th Intern. Geol. Congress. Beijin. 1997. V. 1. P. 177– 185.

Sergeev V.N., Knoll A.H., Grotzinger G.P. Paleontological Soc. Mem. 39. 1995. 37 p.

Sims P.K., Card K.D., Lumbers S.B. Evolution of Early Proterozoic basins of the Great Lakes region // Proterozoic basins in Canada. Canad. Geol. Surv. 1981. Pap. 81-10. P. 379– 398.

Sogin M.L., Gunderson J.H., Elwood H.J. et al. Philogenetic meaning of the Kingdom concept: an unisual ribosomal RNA from Giardia lamblia // Science. 1989. V. 243. № 4887. P. 75–77.

Shrinavasan R., Nagvi S.M., Kumar B.V. Archean shelf-facies and stromatolites proliferation in Dharwar supergroup, North Karnataka, District Karnataka // J. Geol. Soc. India. 1990. V. 35. № 2. P. 203–212.

Steiner M. Chuaria circularis Mascot 1899 – megaspheromorphic acritarchs of prokaryotic colony? // Acta Univers. Carolinae. Geologia. 1996. V. 40. № 3–4. P. 645–665. Strauss H., Des Marais D.J., Hayes J.M., Summons R.E. The carbon-isoltopic record // Schopf W.B., Klein C. (eds). The Proterozoic biosphere: A multidisciplinary study. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1992. P. 117–127.

Sumner D.Y., Bowring S.A. U-Pb geochronologic constrains on deposition of the Camberland Subgroup, Trasvaal Supergroup, South Africa // Precambr. Res. 1996. V. 79. № 1. P. 25–35.

Sun W.G. Paleontology and biostratigraphy of Late Precambrian macroscopic colonial algae: Chuaria Walcott and Tawuia Hofmann // Palaeontographica B. 1987. V. 203. № 1. P. 109–134.

Thorne A.M., Seymour D.B. Geology of the Aushburton Basin, Western Australia. Geol. Surv. West. Austral. Bull. 139. 1991. 115 p.

Thorpe R.I., Hickman A.H., Davis D.W. et al. U-Pb zircon geochronology of Archean felsic units in the Marble Bar region, Pilbara Craton, Western Australia // Precambr. Res. 1992. V. 56. № 1. P. 169–189.

*Tikhomirova M., Makarikhin V.V.* Possible reasons for the <sup>13</sup>C anomaly of Lower Preterozoic sedimentary carbonate // Terra Nova. 1993. V. 5. № 2. P. 244–248.

*Truswell J.F., Eriksson K.A.* The morphology of stromatolites from the Transvaal Dolomite Northwest of Johannesburg, South Africa // Trans. Geol. Soc. South Africa. 1972. V. 75. Pt. 2. P. 99–110.

*Truswell J.F., Eriksson K.A.* Stromatolitic associations and their palaeoenvironmental significance: a re-apprisal of a Lower Proterozoic locality from the Northern Cape Province, South Africa // Sediment. Geol. 1973. V. 10. № 10. P. 1–23.

*Truswell J.F., Eriksson K.A.* A palaeoenvironmental interpretation of the Early Proterozoic Malmani Dolomite form Zwartkopf, South Africa // Precambr. Res. 1975. V. 2. № 2. P. 227–303.

Vasudev V.N., Naqvi S.M., Shukla M., Raj B.U. Stromatolites from the chert-dolomites of Archean Shimoga schist belt, Dharwar Craton, India // J. Geol. Soc. India. 1989. V. 33. № 3. P. 201–205.

Veizer J., Plumb K.A., Clayton R.N. et al. Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater // Geochem. Cosmochem. Acta. 1992. V. 56. № 12. P. 2487–1501.

Venkatachala B.S., Sharma M., Srinivasan R. et al. Bacteria from the Archaean banded iron-formation of Kudremukh region, Dharwar Craton, south India // The Palaeobotanist. 1986. V. 35. P. 200–203.

Venkatachala B.S., Naqvi S.M., Chada M.S. et al. Paleobiology and geochemistry of the Precambrian stromatolites and associated sedimentary rocks from the Dharwar Craton: constraints on Archean biogenic processes // Himalayan Geol. 1989. V. 13. № 1. P. 1–20.

Xing Yu., Duan Ch., Liang Yu. et al. Late Precambrian paleontology in China // Beijing: Geol. Publ. House. 1992. P. 28– 106. Walsh M.M. Microfossils and possible microfossils from the Early Archean Onverwacht Group, Barberton Mountain Land, South Africa // Precambr. Res. 1992. V. 54. № 2. P. 271–293.

Walter M.R. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. Paleontol. Assoc. Spec. Pap. 1972. № 11. 190 p.

Walter M.R. Archean stromatolites: evidence of the Earth's earliest bentos // Earth's earliest biosphere: its origin and evolution. Princeton: Princeton Univ. Press. 1983. P. 187-213.

Walter M.R., Heys G.R. Links between the rise of the Metazoa and the decline of stromatolites // Precambr. Res. 1985. V. 29. № 1. P. 149–174.

Walter M.R., Bauld J., Brock T.D. Microbiology and morphogenesis of columnar stromatolites (Conophyton, Vacerrilla) from hot springs in Yellowstone National Park // Stromatolites. Devel. in sedimentology. Amsterdam etc.: Elsevier. 1976. V. 20. P. 273–311.

Walter M.R., Buick R., Dunlop J.S.R. Stromatolites 3.400– 3.500 Myr old from the North Pole area, Western Australia // Nature. 1980. V. 284. P. 443–445.

Walter M.R., Krylov J.N., Muir M.D. Stromatolites from Middle and Late Proterozoic sequences in the McArthur and Georgina basins and the Mount Isa Province, Australia // Alcheringa. 1988. V. 12. № 1. P. 79–106.

Walter M.R., Du R., Horodyski R.J. Coiled carbonaceous megafossils from the Middle Proterozoic of Jixian (Tianjin) and Montana // Amer. J. Sci., 1990. V. 200-A. P. 133–148.

Wardle R.J., Bailey D.G. Early Proterozoic sequences in Labrador // Proterozoic basins in Canada. Geol. Surv. Canada. 1981. Pap. 81-10. P. 331-360.

Williams J.R. Bangemall Basin // Geol. Surv. West. Austral., Mem 3. 1990. P. 308–329.

Wilmotte A., Golubic S. Morphological and genetic criteria in the taxonomy of Cyanophyta // Cyanobacteria. Algological Studies. 1991. V. 64. № 1. P. 1–24.

Yan Yu-Zh. Microflora from shaly facies of lower Chancheng System, Kuangshan District, Hubei, and its comparision with that of ajacent areas // Acta micropaleontol. Sinica. 1995. V. 12.  $N \ge 4$ . P. 453–456.

Zhang Zh. Discovery of microfossils from the 1848-Ma-old Changzhoigou Formation, Jixian section, North China // J. Nanjing Univ. Nature sci. Sect. 1995. V. 31. № 2. P. 198–199.

Zhang Y. A Gunflint type of microfossil assemblage from early Proterozoic stromatolite cherts in China // Nature. 1984. V. 309. № 5968. P. 547–579.

Zhu Sh., Chen H. Characteristics of Paleoproterozoic stromatolites in China // Precambr. Res. 1992. V. 57. № 1. P. 135– 163.

Zhu Sh., Xu Ch., Gao R. Early Proterozoic stromatolites from Wutai Mt. and its adjacent regions // Bull. Tianjin Inst. Geol. Mineral. Resources. 1987. № 7. 180 p.

Рецензенты М.А. Федонкин, Б.С. Соколов

УДК 551.71:550.93(571.151)

## НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ДРЕВНЕЙШИХ ОБРАЗОВАНИЙ ТОМСКОГО ВЫСТУПА (ГОРНАЯ ШОРИЯ) НА ОСНОВАНИИ U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr И Ar-Ar ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

© 1999 г. А. Г. Владимиров\*, А. П. Пономарева\*, С. А. Каргополов\*, Г. А. Бабин\*\*, А. В. Плотников\*, А. С. Гибшер\*, А. Э. Изох\*, С. П. Шокальский\*\*, Е. В. Бибикова\*\*\*, Д. З. Журавлев\*\*\*\*, В. А. Пономарчук\*, В. А. Халилов\*\*\*\*\*, А. В. Травин\*

> \*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, 630090 Новосибирск, Университетский проспект, 3, Россия \*\*Государственное предприятие "Запсибгеолсъемка",

654919 Кемеровкая область, Новокузнецкий район, пос. Елань, Россия

\*\*\* Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,

117975 Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

\*\*\*\* Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогыи и геохимии РАН, 109017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

\*\*\*\*\* Геологический институт АН РК, 480100 Алма-Ата, ул. Калинина, 69а, Казахстан Поступила в редакцию 21.01.97 г., получена после доработки 28.01.98 г.

В статье приведены результаты U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопного датирования метаморфических и магматических пород Горной Шории. Установлено, что древнейшие в регионе геологические образования представлены метабазитами конжинского комплекса (Sm-Nd изохронная дата  $T = 694 \pm 43$  (2 $\sigma$ ) млн. лет,  $\varepsilon_{Nd}(T) = 7.1 \pm 0.1$  (2 $\sigma$ ), CKBO = 2.0), изотопно-геохимический состав которых отвечает современным базальтам океанского дна и океанских островов. Для кристаллических сланцев, гнейсогранитов и гранитов, развитых в пределах Томского выступа и относившихся ранее к глубокому докембрию, получены геохронологические даты в интервале от карбона до позднего триаса. Таким образом, ни одним из геохронологических методов не фиксируются даты древнее позднего рифея. На позднерифейский возраст древнейших пород в Горной Шории указывает также Sm-Nd модельные возрасты протолита гранитоидов  $T_{Nd}$ (DM-2st) = 590–920 млн. лет. Максимальные величины  $\varepsilon_{Nd}(T) = +6.0$  характерны для раннекембрийских плагиогранитов офиолитовой ассоциации, а минимальные  $\varepsilon_{Nd}(T) = +2.5 - для позднетриасовых калиевых гранитоидов. На осно$ вании полученных геохронологических данных, а также корреляции геологических комплексовГорной Шории и сопредельных территорий сделан вывод о том, что в регионе отсутствует раннедокебрийская кристаллическая кора.

## Ключевые слова. Изотопное датирование, Sm-N модельные возрасты, кристаллическое основание, докембрий.

#### введение

Горная Шория находится на стыке Алтайских, Салаирских и Западно-Саянских структур, что определяет ее ключевую позицию в геологии Алтае-Саянской складчатой области. Вопросы геологического строения и стратиграфии этого региона, несмотря на почти вековую историю изучения, до сих пор остаются остро дискуссионными. В первую очередь, это касается проблемы возраста метаморфических комплексов, представленных амфиболитами, кристаллическими и зелеными сланцами, гнейсами, мраморами и гнейсогранитами Томского выступа. Исторически сложились две точки зрения на их возраст и происхождение. Согласно первой – это раннедокембрийские образования сиалического фундамента (Чураков, 1927; Монич, 1938; Додин, 1948; Кузнецов, 1954; Лепезин и др., 1975; Геологическая карта, 1977; Хомичев, 1996), согласно второй – они связаны с локальным метаморфизмом и гранитизацией раннепалеозойских толщ в зоне Кузнецко-Алатауского глубинного разлома (Хоментовский, 1960; Долгушин, 1969 и др.). При этом многочисленные К-Аг геохронологические данные (Кляровский, 1972) дают широкий возрастной спектр с максимумами 170, 220, 270, 360 и 450 млн. лет. В статье предпринята попытка решить проблему возраста на основе комплексного геохронологического датирования метаморфических и магматических образований Томского выступа и смежных районов. Учитывая сложность и многоплановость предпринятого исследования, а также неизбежную

дискуссионность вопросов, связанных с интерпретацией новых геохронологических данных, необходимо отметить, что многие авторы оставляют за собой право изложить собственную точку зрения на геологическое строение Горной Шории, что не удалось сделать здесь в силу ограниченного объема публикации.

#### ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТОМСКОГО ВЫСТУПА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Томский выступ и его обрамление представляют собой сложный ансамбль метаморфических и магматических образований, которые расположены в зоне Кузнецко-Алатауского глубинного разлома (рис. 1). Основной объем выступа сложен в разной степени огнейсованными габброидами и диоритами, гнейсогранитами и гранитами, а также метаморфическими толщами с преобладанием амфиболитов и подчиненным количеством метаосадочных пород. Образования выступа формируют пояс шириной 10-25 км и протяженностью около 90 км, который примыкает к восточному борту Кузнецкой впадины. На западе Томский выступ отделен от последней узким клином ранне-среднепалеозойских осадочно-вулканогенных толщ, прорванных среднепалеозойскими гранитоидами. На востоке он окаймляется зеленосланцевыми осадочно-вулканогенными образованиями, а также прорывающими их габброидами, диоритами и Na-гранитоидами, возраст которых в разных схемах определяется от раннего протерозоя до раннего кембрия.

Авторами в ходе проведенных геохронологических и геологических исследований установлено, что возраст наиболее древних пород Томского выступа и его обрамления – позднерифейский, а тектоно-термальная история их преобразования, достигавшего в ряде случаев амфиболитовой ступени метаморфизма и анатексиса, охватывала длительный интервал до раннего мезозоя включительно. Намеченная в данной статье последовательность формирования геологических комплексов, их краткая геологическая и вещественная характеристики, а также взгляды предшествующих исследователей на возраст и объем выделенных комплексов, приведены в табл. 1.

#### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

U-Pb изотопное датирование цирконов проводилось по следующим метаморфическим и магматическим комплексам.

Мигматизированные гнейсы, гнейсограниты и граниты томского комплекса, которые традиционно считались наиболее древними образованиями в регионе. В ходе проведенных исследований установлено (Пономарева и др., 1995), что томский комплекс в его прежнем понимании оказался полихронным. В его составе выделены три самостоятельных комплекса: барсуковский, представленный мелкими телами огнейсованных сиенодиоритов и кварцевых сиенитов, собственно томский, представленный преимущественно гнейсогранитами и инъекционными жилами гранитов, а также порожинский – гранодиорит-гранит-лейкогранитного состава. U-Pb изотопное датирование было проведено по породам всех трех комплексов (табл. 1).

Мигматизированные гнейсы ташелгинского комплекса. Необходимо отметить, что мигматизированные метапелитовые толщи ташелгинского комплекса ранее рассматривались в составе конжинской свиты условно раннепротерозойского возраста. Авторами статьи они выделены в самостоятельный метаморфический комплекс по литологическому составу субстрата и дистен-силлиманитовому типу метаморфизма (Каргополов, Плотников, 1995).

Следующая группа объектов U-Pb изотопного датирования – габбро, габбродиориты, диориты и Na-гранитоиды, которые слагают ряд массивов в северной части Томского выступа и в его восточном обрамлении (ри. 1). В зависимости от степени катаклаза и огнейсованности эти породы ранее рассматривались как разновозрастные и включались либо в состав Томского выступа с условно раннепротерозойским возрастом, либо относились к более поздним интрузивным образованиям (табл. 1). Анализ вещественного состава и особенностей строения отдельных массивов показал (Изох и др., 1995), что здесь выделяется две существенно автономных ассоциации: известково-щелочная габбродиорит-Na-гранитоидная (Тебинский, Хомутовский, Ортонский, Колосовский массивы) и резко уступающая ей по масштабам субщелочная габбродиоритовая ассоциация (Лужбинский массив).

В целях оценки возраста офиолитов Горной Шории были изучены также плагиориолиты и субвулканические плагиограниты, связанные с толеитовыми базальтами колтасского вулканического комплекса.

Результаты изотопных исследований, особенности лабораторных методик, тип аппаратуры, воспроизводимость измерений и способ обработки результатов указаны в табл. 2.

Sm-Nd изотопные исследования проведены для метабазитов (амфиболитов) конжинского комплекса, которому до сих пор приписывался раннепротерозойский возраст (табл. 1). Для выяснения основных этапов корообразования в регионе проведено также Sm-Nd изотопное исследование

Таблица 1.	Последовательность	орми	ования геологических комплексов	Томского выст	гупа и его об	рамления
------------	--------------------	------	---------------------------------	---------------	---------------	----------

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

том 7

ж 5

1999

					Возраст			
Страти- графи- ческий возраст	Метаморфические и интрузивные ком- плексы; свиты и серии	Эталонотипные массивы, участки, разрезы, по кото- рым проведены геохроно- логические исследования	Петрографический состав	Фации мета- морфизма	Геоло- гия, 1967	Региональ- ные, 1978, Решения, 1983	Хоми- чев, 1996	Радиоло- гические даные, млн. лет, (метод)
T <sub>3</sub>	Порожинский ком- плекс	Порожинский массив	Монцодиориты, гранодиориты, граниты, лейкограниты (массив- ные, по периферии – катаклази- рованные и огнейсованные)		AR	PR <sub>1</sub>	PR <sub>1</sub>	211 ± 4 (U-Pb)
P <sub>2</sub> : T <sub>1</sub>	Томский комплекс	Томский массив (разрез по р. Томь)	Гранитогнейсы, мигматиты, гнейсограниты, инъекционные жилы гранитов	Эпидот-амфи- болитовая и афиболитовая	AR	PR <sub>1</sub>	PR	251–236 (U-Pb)
	Барсуковский ком- плекс	Томский массив (Барсуков- ская группа тел по р. Томь)	Сиенодиориты, кварцевые сиени- ты (огнейсованные)	?	AR	PR <sub>1</sub>	PR <sub>1</sub>	251 ± 4 (U-Pb)
C <sub>2</sub> : P <sub>1</sub>	Ташелгинский ком- плекс	Ташелгинский участок	Мигматизированные гнейсы и кристаллические сланцы, амфи- болиты, мраморы	Эпидот-амфи- болитовая и афиболитовая	PR	PR <sub>1</sub> –Pz <sub>1</sub>	PR <sub>1</sub> -R <sub>2</sub>	~300 (U-Pb)
D <sub>1-2</sub>	Кистальский граносие горячегорский щелочн товые вулканические с мовская свиты, тельбе горская, каратагская с	нит-гранит-лейкогранитовы ю-габброидный комплексы, серии с красноцветами (палат сская серия), щелочно-базал виты)		D <sub>1-2</sub>	D <sub>1-2</sub>	D <sub>1-2</sub>	н.д.	
Dı	Тельбесский, больше- речинский комплексы	Азасский массив	Габбро, диориты, гранодиориты, граниты		D <sub>1-2</sub>	O <sub>3</sub>	S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>	385 ± 15 (U-Pb)
€ <sub>3</sub> 0 <sub>3</sub>	Молассоидные и флиш жней части разреза – с риями (китатская, тайм	иоидные толщи горношорско известково-щелочными и ш иенская, алзасская свиты)		€ <sub>3</sub> –0	€ <sub>3</sub> -0	€ <sub>3</sub> O <sub>3</sub>	н.д.	
$\epsilon_3: o_1$	Лужбинский комплекс	Лужбинский массив	Субщелочные лейкогаббро и ди- ориты		Pz <sub>1</sub>	$V-\varepsilon_1$		490 ± 19 (U-Pb)
	Тебинский комплекс	Тебинский массив, Коло- совский массив	Огнейсованные диориты, габбро, диориты		PR <sub>1</sub> Pz <sub>1</sub>	$PR_1$ V- $\epsilon_1$	PR <sub>1</sub>	499 ± 14 485±5 (U-Pb)
$\epsilon_{2}$	Садринский габбродио тельбесской и большес			Pz <sub>1</sub>	$\mathbf{\epsilon}_{1}?$	н.д.		
	Шалымский монцогаб ная вулканические сер ской свиты	бро-сиенитовый комплекс, ц ии (таштагольская, мундыба	юшонитовая и известково-щелоч- шская свиты), флишоиды улутаг-	Зеленокамен- ные измене- ния до зеле- носланцевой	€ <sub>1-2</sub>	€ <sub>2-3</sub>	$\mathbf{\epsilon}_{2}$	<b>н.д.</b>

Таблица 1. (Окончание)

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

том 7

**ኤ** 5

1999

Страти		Эталонотипные масси-			Возраст			
графи- ческий возраст	Метаморфические и интрузивные комплек- сы; свиты и серии	вы, участки, разрезы, по которым проведены геохронологические исследования	Петрографический состав	Фации метамор- физма	Геоло- гия, 1967	Региональ- ные, 1978, Решения, 1983	Хомичев, 1996	Радиологи- ческие да- ные, млн. лет, (метод)
$\mathbf{V} + \mathbf{\hat{e}}_1$	Кремнисто-терригенно- ными вулканитами и мо	-карбонатный комплекс с рлассоидами (адиакская, м		€ı	€ı		н.д.	
	Офиолитовая ассоциац	ия, в том числе:		Зеленокаменные изменения				
	1) колтасский вулканич пов (колтасская свита)	еский комплекс с базальт	ами MORB и OIT ти-		R <sub>3</sub> –V	R	R <sub>2</sub>	544 ± 8 (U-Pb) н.д. »
	2) усинский верлит-кли	нопироксенит-габбровый	комплекс		$\mathbf{e}_{2}$	$\epsilon_{\scriptscriptstyle 1-3}$	R <sub>1</sub>	н.д.
	3) саланский (терсински	ій) дунит-гарцбургитовый	і комплекс		$\mathbf{e}_{2}$	$\mathbf{\epsilon}_{\scriptscriptstyle 1\!-\!2}$	R <sub>1</sub>	н.д.
	Усть-анзасский вулкани (усть-анзасская свита)	Зеленокаменные изменения до зеле- носланцевой			V−€₁			
	Кремнисто-карбонатны	ій комплекс (белкинская,	карчитская свиты)			V, € 1		
	Известняково-доломито и глинисто-кремнисто-и	овый (кабырзинская, запа известняковый (спасская с	дно-сибирская свиты) серия) комплексы		R <sub>3</sub> -V	R <sub>3</sub> –V		
R <sub>3</sub>	Карбонато-кремнисто-вулканогенная толща с метабазальтоидами MORB и OIB типов (терсинский комплекс)			Зеленосланцевая	PR <sub>1</sub>	PR <sub>1</sub>	PR <sub>1</sub>	н.д.
	Конжинский комплекс	Конжинский участок, разрез по р. Томь	Метабазиты MORB типа	Эпидот-амфиболи- товая	PR	PR <sub>1</sub>	PR <sub>1</sub>	694 ± 43 (Sm-Nd)

н.д. – не датировано.

Номер пробы,		TT _/_	DL _/_	<sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	
(фракция, мкм)	Порода	υ, γ/τ	РО, Г/Т	<sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb	<sup>238</sup> Pb	<sup>235</sup> Pb	Примечания
		enua i	KOTTOO				VONTRA		
IJ 12	Плогиогранит	срия, 1 1 250 7	117 7	ский вул   2175	1 A 99			, paspes  0 1511	
VI-15	Плагиогранит	250.7	50.0	5707	7.00	4.09	0.03943	0.4541	вязкой к T = 260 млн. лет. T =
M-20	плагиогранит	102.5	50.8	519.1	1.230	4.80	0.00100	0.4742	= 544 ± 8 млн. лет, СКВО =
									= 0.21; автор проб А.Э. Изох
		Tee	бински	й компл	екс, Т	ебинск	ий масси	В	
И-5193 (+100)	Диорит	152	11.9	5059	16.70	9.75	0.078	0.6131	Дискордия построена с при-
И-5193 (+100, ч. р.)	»	121	9.7	6621	16.81	9.80	0.07975	0.63	вязкой к $T = 260$ млн. лет, $T = 400 \pm 14$ млн. лет, $CVPO = 100$
И-5193 (-100)	»	190	14.5	7216	17.01	10.43	0.07663	0.6	= 6.1: abtop npo6 A.3. Изох
И-5193 (-100, ч. р.)	»	174	13.5	3172	16.26	9.47	0.07681	0.6029	····,
	T T	ебинсь	кий ком	иплекс,	Кончи	к-Кол	гасский м	ассив	•
И-4793 (+100)	Лейкогаббро	319	25.5	7634	17.01	7.58	0.07785	0.6106	Дискордия построена с при-
И-4793 (+100, ч. р.)	»	369	30.7	1397	17.15	7.44	0.08095	0.6392	вязкой к T = 260 млн. лет, T =
И-4793 (-100)	»	378	30.6	8369	17.04	7.35	0.07859	0.6172	$= 490 \pm 19$ MJH. JET, CKBO = = 12° ABTOD IIDOGLI A '7 Изох
И-4793 (-100, ч. р.)	»	330	27.6	11987	17.14	7.50	0.08057	0.6346	
И-4793 (-100 + 75)	»	330.8	24.6				0.07813	0.6102	
	I	Тебі	і Инский	компле	кс, Ко	лосовс	и КИЙ МАСС	ИВ	I
3151 (-80 + 50)	Γαббро	437.9	32.95			I	0.06966	0.5429	T = 485 ± 5 млн. лет. Нижнее
3151 (+ 125)	· · · F -	209.4	17.04				0.07678	0.6011	пересечение с конкордией:
,									111 ± 53 млн. лет; автор про-
		 				<b>^</b>		·	ОЫ Д.П. ПСНЬКИН
(15		I ez		ии комі   2111	плекс,			B	
615	Гранодиорит	770	39.1	3111	16.91	11.33	0.05113	0.3837	Дискордия построены с при-
615 (ч. р.)	»	674	36.8	6243	17.60	11.49	0.05532	0.4154	$= 385 \pm 15$ млн. лет. CKBO =
617	Мелагранит	819	41.5	5423	17.59	10.48	0.05094	0.3803	= 16; автор проб А.П. Поно-
617 (ч. р.)	*	765	39.9	7911	17.80	10.79	0.05264	0.3944	марева
	Ташелгинс	кий м	етамор	фическ	ий ком	плекс,	Ташелги	нский у	часток
94-6/14в (90)	Мигматизи-	342	26.3	1940	14.55	5.28	0.0708	0.5991	Предварительные данные,
94-6/14в (+100)	рованные	360	29.2	2050	14.68	6.81	0.0774	0.6518	пояснения в тексте; авторы
94-6/21в (60)	(Gr-Bi	755	46.3	5208	16.40	31.92	0.0657	0.5274	А.В. Плотников
94-6/21в (90 + 75)	гнейсы)	740	46.5	7042	16.80	10.14	0.0632	0.5013	
94-6/21в (90 + 60)		923	57.6	8000	16.57	14.38	0.0644	0.5206	
		΄ Τ	омский	компле	екс, ра	' зрез по	, р. Томь	•	I
93-8c (+100)	Gr-Bi грани-	1387	53.5	1230	15.55	9.95	0.0373	0.2698	Возраст расчитан по субкон-
93-8c (+75)	тогнейс	668.3	27.3	3160	16.76	7.78	0.0403	0.3067	кордантной точке, по
93-8c (100-75)		866.9	35.3	3900	16.76	7.67	0.04015	0.3099	$-236 \pm 10$ MRH LET 2PTOPL
									пробы С.А. Каргополов,
									А.В. Плотников.
	Томс	кий ко	мпекс	(гранит	ная жи	ла в То	ебинском	массиве	- e)
5625 (-125 + 100)	Гранит	959	37.2				0.03929	0.2776	Точка конкордантна:
									$T = 251 \pm 4$ млн. лет; автор
	Барсуковс	 КИЙ КО	 мпекс	 Барсуч	 	 רחעמיו	 ател раз	 Ines To r	ПРООВІ В.П. ПСНВКИН
702a (+100)	KBADIL CHEUNT	647	22 8	24P03K		- Pynn	0 0342	0 243	
$702a(-100 \pm 75)$	тарц, сиспит	730	20.0				0.0342	0.275	кордантной точке: $T = 251 \pm$
702a(-100 + 75)	<i>"</i>	1264	127.1				0.0377	0.2030	± 3.6 млн. лет; автор пробы
702a (-00)	»	1204	43.0				0.0550	0.238	А.В. Пономарева

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопного изучения цирконов магматических и метаморфических пород Томского выступа и его обрамления (Горная Шория)

#### Таблица 2. (Окончание)

Номер пробы, (фракция, мкм)	Порода	U, r/t	Рb, г/т	<sup>206</sup> Pb <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb <sup>207</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb <sup>208</sup> Pb	$\frac{\frac{206}{Pb}}{\frac{238}{Pb}}$	<sup>207</sup> Pb <sup>235</sup> Pb	Примечания
			Порож	кинский к	омплекс,	Порожин	ский масс	ив	
637	Гранит	1347	51	14486	18.33	10.43	0.03821	0.2821	T = 211 ± 4 млн. лет; Верх-
637 (ч. р.)	»	1433	49.5	14419	19.02	9.69	0.0347	0.2475	нее пересечение с конкор-
638	»	1708	56.1	21621	19.76	9.47	0.03299	0.2272	лет; СКВО = 8.7; автор
1	»	1791	60.2	10861	19.14	10.15	0.03389	0.2379	проб: А.П. Пономарева
639	»	1770	58	14414	19.59	9.53	0.03291	0.227	

Примечание. Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Химическое разложение цирконов осуществлялось по методу Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). Изотопные анализы № И-13, И-36, И-5193 (+100), И-4793 (+100), И-4793 (-100), И-4793 (-100, Y-5), 94-6/14в, 94-6/21в, 93-8с, 702а были выполнены в лабораториях ГЕОХИ РАН, г. Москва; № 3151, 5625 ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург; остальные ГИН АН РК, г. Алма-Ата. В ГЕОХИ РАН аналитические измерения выполнены на масс-спектрометре TSN 206А фирмы САМЕСА методом теримоионной эмиссии с использование алюмосиликатного геля в качестве эмиттора ионов. Содержание U и Pb определены методом изотопного разбавления с точностью ±0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.5 нг Pb. Изотопные анализы в ИГГД РАН выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan МАТ-261. Точность определения содержаний U и Pb составляет ±0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.2 нг Pb. Изотопные анализы в ГИН АН РК производились на масс-спектрометре MИ-1320, оснащенного прибором регистрации масс-спектра ПРМ-2. Холостое загрязнение не превышало 5 нг Pb. Контрольные измерения, выполненные по одним и тем же фракциям цирконов в разных лабораториях, показали удовлетворительную сходимость. Обработка экспериментальных данных проводилась по программе ISOPLOT (Ludvig, 1990). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с работой (Stacev, Kramers, 1975).

Принятые сокращения: (+100) – фракция циркона размерностью больше 100 мкм; ч.р. – ядерный остаток после 30–50% частичного разложения в плавиковой кислоте; номера без цифр в скобках – фракции цирконов без разделения зерен по размерности.

разновозрастных гранитоидов. Результаты, особенности методики, тип аппаратуры и способ обработки Sm-Nd изотопных данных приведены в табл. 3.

Rb-Sr изотопные исследования были выполнены для гранитоидов Азасского массива, которые в разных магматических легендах относились либо к раннему, либо к среднему палеозою. Главная цель этого исследования заключалась в оценке степени нарушенности Rb-Sr изотопной системы на основе сопоставления аналитических данных, полученных по валовым пробам и мономинеральной фракции биотита. Кроме того, для выяснения первичных отношений изотопов стронция в гранитоидах проведено Rb-Sr исследование единичных валовых проб из тех массивов, для которых был определен U-Pb изотопный возраст. Методика, применявшаяся для Rb-Sr изотопного исследования, не отличалась от общепринятой (Фор, 1990). Тип аппаратуры, экспериментальные результаты и метод их обработки приведены в табл. 4.

Ar-Ar изотопные исследования. В качестве образцов использовались мономинеральные фракции амфибола и плагиоклаза, выделенные из амфиболитов конжинского комплекса. Методика Ar-Ar изотопного анализа заключалась в следующем. Навески образцов (размерность фракции 0.15–0.5 мм) в Al-фольге с мониторами (биотит ОСО MCA-11), запаянные под вакуумом в кварцевых ампулах, облучались в кадмированном канале исследовательского реактора Томского политехнического университета. Вариации нейтронного потока не превышали 2% для каждого образца. Изотопные анализы аргона выполнялись на установке, аналогичной используемой в К-Аг методе. Факторы коррекции определялись с помощью чистых K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и CaF<sub>2</sub> –  $({}^{36}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_n$ Ca = 0.798 × 10<sup>-4</sup>;  $({}^{39}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_n$ Ca = 8.37 × 10<sup>-4</sup>;  $({}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_n$ K = 0.0573. При интерпретации Ar-Ar изотопных данных (отбор сегментов для возрастных плато) использовались критерии, описанные в работе (Fleck et al., 1977).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar ДАТИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И Sm-Nd СИСТЕМАТИКА ГРАНИТОИДОВ

Рассмотрение результатов U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопных исследований метаморфических и магматических пород Томского выступа и его обрамления позволяет сделать главный вывод – ни одним из использованных геохронологических методов не установлен возраст древнее второй половины позднего рифея.

U-Pb изотопный возраст цирконов, выделенных из огнейсованных кварцевых сиенитов барсуковского комплекса, из гнейсогранитов томского и гранитоидов порожинского комплексов, считавшихся докембрийскими, показал конкордантные и субконкордантные значения в интервале 251–211 млн. лет, что отвечает перми-триасу (рис. 2). Возраст протолита гранитоидов порожинского комплекса, рассчитанный по экспериментальным точкам цирконовых фракций, содержащих примесь древнего радиогенного свинца (в том числе – по ядерному остатку после 50% выщелачивания), равен 950 ± 170 млн. лет, что также не выходит за пределы позднего рифея. Вероятнее всего, этот модельный возраст следует считать предельной нижней границей формирования кристаллической коры региона.

Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из габброидов и диоритов (Тебинский, Лужбинский, Колосовский массивы) указывают на их позднекембрийско-раннеордовикский возраст, причем в этот интервал попадают как ог-



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 5 1999
нейсованные "диоритогнейсы", так и массивные габброиды и диориты, которые ранее считались разновозрастными, в том числе и раннепротерозойскими (рис. 3).

Пля метабазальтов (амфиболитов) N-MORBтипа конжинского метаморфического комплекса получен Sm-Nd изохронный возраст метаморфизма:  $T = 694 \pm 43$  (2 $\sigma$ ) млн. лет, СКВО = 2.0,  $\varepsilon_{Nd}(T)$  = = 7.1 ± 0.1,  $\varepsilon_{Nd}(T)$  до +10.1 (рис. 4). Модельные Nd изотопные возрасты, расчитанные по разным моделям, показывают, что базальтоиды конжинского комплекса являются продуктом деплетированного позднерифейского (или средне-позднерифейского, не древнее) мантийного резервуара, существенно более обедненного, чем источники современных базальтов МОRВ-типа. Вместе с тем Ar-Ar возрастные спектры проанализированных минеральных фракций (рис. 5) показали более молодые значения, отвечающие раннему девону (T = 398 ± 12 млн. лет – амфибол) и пермитриасу:  $T = 260 \pm 3$  млн. лет – амфибол,  $T = 238 \pm$ ± 4 млн. лет – плагиоклаз). Это свидетельствует о сложной полистадийной термальной истории, которую претерпели амфиболиты конжинского комплекса, так как закрытие К-Аг изотопной системы для амфиболов составляет  $600 \pm 50^{\circ}$ С, а для плагиоклазов – 200 ± 50°С (Berger, York, 1981).

Тектоно-термальные события, повлиявшие на К-Аг изотопную систему в минералах из амфибо-

литов конжинского комплекса, отразились и на других геологических образованиях Томского выступа и его обрамления. Так, например, для гранитоидов Азасского массива (тельбесский комплекс) были получены Rb-Sr изотопные данные по трем валовым образцам, образующие изохронную зависимость с возрастом 407 ± 25 млн. лет, а модельный Rb-Sr возраст биотита относительно возраста валовой пробы показал значительно более молодое значение 237 ± 2 млн. лет (рис. 6). Более древняя Rb-Sr изотопная дата, полученная по валовым пробам, согласуется в пределах аналитической ошибки с U-Pb возрастом цирконов из этих же гранитоидов (Пономарева и др., 1995; Владимиров и др., 1996). Эти предварительные данные позволяют считать, что раннедевонский возраст отвечал времени кристаллизации гранитоидов, а триасовый – времени повторного прогрева и охлаждения пород, так как температура закрытия Rb-Sr изотопной системы в биотитах  $(300 \pm 50^{\circ}C)$  существенно ниже температуры закрытия U-Pb изотопной системы в цирконах (Harrison, McDougall, 1980; Farver, Giletti, 1989; Фор, 1990).

Вышепроведенные данные свидетельствуют о том, что общей особенностью метаморфических и магматических пород Горной Шории является повсеместная нарушенность U-Pb, Rb-Sr и K-Ar изотопных систем. Это выражается в дискордант-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 5 1999

Рис. 1. Геологическая схема Томского выступа и его обрамления с точками отбора геохронологических проб. Составлена на основе материалов Г.Ф. Горелова, И.О. Ивонина, В.П. Исаева, Г.А. Кокова, П.Ф. Лавренова, В.Н. Пенькина, Ю.А. Спейта, А.Б. Шепеля и др. с авторскими изменениями.

Структурно-вещественные комплексы: 1-4 - позднего палеозоя-раннего мезозоя, в том числе: 1 - порожинский монцодиорит-гранодиорит-гранит-лейкогранитный комплекс повышенной щелочности Т<sub>3</sub>, 2 – томский гнейсогранит-гранитовый комплекс P<sub>2</sub>: T<sub>1</sub>, 3 – барсуковский сиенодиорит-кварцсиенитовый комплекс P<sub>2</sub>, 4 – ташелгинский метаморфический комплекс кристаллических сланцев и гнейсов Pz<sub>3</sub>-Mz<sub>1</sub>, 5-9 - среднего палеозоя: 5 - кистальский граносиенит-гранит-лейкогранитовый комплекс D2, 6 - известково-щелочная и шошонитовая вулканические серии D1-2, нерасчлененные, 7 – патынский сиенит-габбровый комплекс D<sub>1</sub>, 8 – щелочно-базальт-фонолитовая вулканическая серия D<sub>1</sub>, нерасчлененная, 9 – большереченский габбронорит-диоритовй и тельбесский монцодиорит-гранодиорит-гранитовый комплексы D<sub>1</sub>, нерасчлененные; 10-23 - позднего рифея-раннего палеозоя, в том числе: 10 - молассоидные и флишоидные комплексы  $\varepsilon_3$ –O<sub>3</sub>, 11 – лужбинский комплекс субщелочных лейкогабброидов  $\varepsilon_3$ : O<sub>1</sub>, 12 – тебинский габбро-диорит-гранитовый комплекс Na щелочности  $\varepsilon_3: O_1, 13$  – садринский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс Na щелочности  $\mathfrak{S}_2$ , 14 – шошонитовая вулканическая серия  $\mathfrak{S}_2$  (таштагольская и мундыбашская свиты), 15 – карбонатно-терригенный комплекс с молассоидами и известково-щелочными вулканитами  $\varepsilon_1^2$  (мрасская свита), 16 – карбонатный комплекс Е<sub>1</sub> (мазасская свита), 17–18 – офиолитовая ассоциация (17 – саланский (терсинский) дунитгарцбургитовый и усинский верлит-клинопироксенит-габбровый комплексы  $\varepsilon_1$ , 18 – базальты MORB- и OIB-типа колтасской свиты ( $\epsilon_1$ ?)), 19–20 – усть-аназасская свита V- $\epsilon_1$  (19 – базальты ОІТ-типа, 20 – базальты ОІА-типа), 21 – известняково-доломитовый и глинисто-кремнисто-карбонатный комплексы V- €1 (кабырзинская, западносибирская свиты и спасская серия, нерасчлененные), 22 - терсинский метаморфический комплекс с метабазитами МОRВ- и ОІВ-типов R<sub>3</sub>, 23 – конжинский метаморфический комплекс с метабазитами MORB-типа R<sub>3</sub>, 24 – геологические границы (а – главнейшие разломы, б – прочие, в том числе интрузивные и стратиграфические); 25 – точки геохронологического опробования с вынесенными номерами проб, соответствующих таблицам 2-4. Цифрами в кружках указаны массивы (блоки): 1 – Азасский, 2 – Заслонский, 3 – Колосовский, 4 – Конжинский и Терсинский, 5 – Лужбинский, 6 – Ортонский, 7 – Патынский, 8 – Порожинский, 9 – Ташелгинский, 10 – Тебинский, 11 – Томский, 12 - Хомутовский.

#### ВЛАДИМИРОВ и др.

-		-										
Номер пробы	Порода	Возраст, млн. лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	$^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd (±2 $\sigma_{cp}$ )	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	T <sub>Nd</sub> (DM)	T <sub>Nd</sub> (DM-2st)		
	Конж	инский м	етаморф	орфический комплекс (R <sub>3</sub> ), разрез по р. Томь								
93-2/31	Метабазальт MORB типа	694	4.262	11.64	0.22131	0.513108 ± 7	+9.17	+6.10	-	-		
93-5/12	»	»	4.887	13.46	0.21949	$0.513109 \pm 7$	+9.19	+7.18	—	-		
93-5/11wr	»	»	2.080	5.488	0.22913	$0.513156 \pm 7$	+10.10	+7.24	_	-		
93-5/11pl	Плагиоклаз	»	4.962	19.14	0.15669	$0.512832 \pm 9$	-	_	-	-		
93-5/11am	Амфибол	»	2.720	10.28	0.16000	$0.512826 \pm 6$		-	-	-		
93-7/10	Толеитовое мик- рогаббро	»	2.763	8.793	0.18995	0.513022 ± 8	+7.49	+8.10	830	-		
93-6/1	»	»	1.758	6.973	0.15243	0.512577 ± 9	-1.19	+2.74	1427	-		
	Офиолитовая	серия, ко	лтасски	' й вулка	, нический ко	, омплекс (Є <sub>1</sub> ),	разрез	по р. Тс	мь	,		
И-37-94	Субвулканичес- кий плагиогранит	544	3.760	20.14	0.11286	0.512647 ± 9	+0.18	+6.01	762	782		
	I	Тебинси	кий комі	плекс, Т	ельбесский	массив (Є <sub>1</sub> -0			•	•		
И-54-93	Диорит	499	3.375	18.51	0.11025	0.512584 ± 8	-1.05	+4.46	836	866		
	•	Тельбе	сский к	омплек	, Тельбесси	кий массив (D	, 1)	•	•	•		
T-65	Кварцевый диорит	385	3.487	15.96	0.13210	0.512749 ± 8	+2.17	+5.35	752	712		
T-66	Гранодиорит	»	6.492	33.35	0.11766	0.512678 ± 7	+0.78	+4.67	751	761		
T-67	Гранит	»	2.125	11.42	0.11254	$0.512680 \pm 8$	+0.82	+4.96	710	730		
	•	Тель	бесский	компле	кс, Азасски	й массив (D <sub>1</sub> )	•			•		
616	Гранодиорит	385	4.214	21.47	0.11863	$0.512582 \pm 8$	-1.09	+2.75	913	923		
	Б	арсуковск	ий комп	лекс, Б	арсуковская	я группа тел (	$P_2 - T_1$ )		•			
702B	Сиенодиорит	251	18.96	98.08	0.11685	$0.512741 \pm 6$	+2.01	+4.57	646	656		
		Порожи	нский к	омплек	с, Порожин	ский массив (	Ť <sub>3</sub> )					
654	Кварцевый диорит	211	6.773	41.61	0.09841	$0.512632 \pm 8$	-0.12	+2.5	687	797		
638	Гранит	»	3.111	20.72	0.09078	$0.512675 \pm 8$	+0.72	+3.5	591	711		

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопных исследований метаморфических и магматических пород Томского выступа и его обрамления (Горная Шория)

Примечание. Анализы выполнены в ИГЕМ РАН (Д.З. Журавлев). Выделение Sm и Nd проводилось по стандартной методиќе (Richard et al., 1976). Изотопный анализ Sm проводился на масс-спектрометре MI 1320; Nd анализировался на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262. Нормирование изотопных отношений неодима осуществлялось по отношению  $^{146}$ Nd/ $^{144}$ Nd = 0.7219. Точность определения Sm/Nd отношения составляла ±0.2%. Параллельные анализы стандартного образца изотопного состава неодима La Jolla дали средний результат  $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd = 0.511842 ± 14 (N = 17). Указанная величина ошибки использовалась при расчете изохроны как наиболее реальная оценка погрешности изотопного анализа неодима. Значение параметра  $\varepsilon_{Nd}$  (T) рассчитано относительно однородного хондритового резервуара (CHUR) с современными характеристками  $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd = 0.512638;  $^{147}$ Sm/ $^{144}$ Nd = 0.1967 (Jacobsen, Wasserburg, 1984). Модельные возраста  $T_{Nd}$  (DM) вычислены по модели (Goldstein, Jacobsen, 1988) для резервуара деплетированной мантии с ( $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd) $_0$  = 0.513151 и  $^{147}$ Sm/ $^{144}$ Nd = 0.21365. При расчете возрастов протолитов по двухстадийной модели (Liew, Hofman, 1988) среднекоровое отношение  $^{147}$ Sm/ $^{144}$ Nd принято равным 0.12 (Taylor, McLennan, 1985).

ности большинства U-Pb изотопных отношений в цирконах, в омоложении модельного Rb-Sr возраста биотита в интрузивных гранитоидах, а также в переустановке K-Ar изтопной системы в амфиболах и плагиоклазах. Наиболее интенсивные тектоно-термальные события, приведшие к нарушению радиологических систем, вероятнее всего, происходили на рубеже позднего палеозоя-раннего мезозоя, что подтверждается, в частности, внедрением в это время относительно крупных гранитоидных интрузивов (барсуковский, томский и порожинский комплексы).

В связи с нарушенностью радиологических систем особую проблему представляло собой датирование плагиогранитов колтасского вулканического комплекса (офиолитовая ассоциация) и мигматизирвоанных гнейсов ташелгинского комплекса.

Для цирконов из плагиориолитов и субвулканических плагиогранитов колтасского вулканичес-

**Таблица 4.** Результаты Rb-Sr изотопных исследований метаморфических и магматических комплексов Томского выступа и его обрамления (Горная Шория)

Номер пробы	Порода/минерал	Rb, r/t	Sr, г/т	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub>	$\epsilon_{Sr}(T)$					
Тельбесский комплекс, Азасский массив (D <sub>1</sub> )												
616	Гранодиорит	97.4	255.9	1.1	$0.71100 \pm 45$	$0.7047 \pm 9$	+13.03					
618	Гранодиорит	89.0	361.1	0.707	$0.70880 \pm 3.7$	0.7048 ± 9	+12.38					
621	Гранит	159.26	216.8	1.637	0.71417 ± 1	$0.7048 \pm 51$	+16.24					
618	Биотит	440.3	8.7	153.3	$1.22299 \pm 23$	-	-					
Барсуковский комплекс, Барсуковская группа тел (Р <sub>2</sub> )												
702a	Кварцевый сиенит	134.2	1183.1	0.328	$0.70523 \pm 8$	$0.70402 \pm 6$	-2.08					
702в	Сиенодиорит	116.3	691.2	0.486	$0.70916 \pm 23$	$0.7073 \pm 4$	+45.8					
			Томский ко	, мплекс (Р <sub>2</sub> –	Г <sub>1</sub> )							
93-9/12	Лейкогранит	103.0	289.0	1.026	$0.70822 \pm 10$	0.7046 ± 8	+7.8					
	j	Порожински	ий комплекс	, Порожинс	кий массив (Т <sub>3</sub> )							
670	Гранодиорит	68.0	370.2	0.528	$0.70554 \pm 11$	0.70393±6	-4.25					
662	Гранит	110.8	261.9	1.220	$0.70523 \pm 8$	0.7015 ± 6	-38.14					

Примечание. Rb-Sr изотопные исследования проведены в Аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск (В.А. Пономарчук). Измерения проводились в двухленточном режиме на масс-спектрометре МИ-1201 "Т". Бланк по Rb и Sr составлял 2 и 4 нг соответственно. Погрешность определения отношения Rb/Sr не превышает 1.5%. Среднее из серии контрольных замеров изотопного состава СО ВНИИМ составило 0.70802 ± 11 (95%). Обработка экспериментальных данных проводилась по программе ISOPLOT (Ludvig, 1990) с общепринятыми константами полураспада рубидия (Фор, 1990). Значения (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> и  $\varepsilon_{Sr}$  (T) рассчитывались с учетом U-Pb изотопных возрастов. Для Азасского массива принималось значение 385 млн. лет, для барсуковского комплекса 250 млн. лет, для томского комплекса 236, для Порожинского массива 211 млн. лет.

кого комплекса были получены две экспериментальные точки, имеющие резко дискордантные U-Pb изотопные отношения. Оценка возраста этих цирконов с привязкой к T = 260 млн. лет (временному рубежу, который отвечал последнему этапу наиболее интенсивных тектоно-термальных событий в регионе) дало удовлетворительную изохронную зависимость  $T = 544 \pm 8$  млн. лет (рис. 7). Эти предварительные данные указывают на раннекембрийский возраст офиолитов. Одностадийный модельный возраст  $T_{Nd}(DM)$  плагиогранитов равен 760 млн. лет, величина  $\varepsilon_{Nd}(T) = +5.86$ (табл. 3).

Для цирконов из мигматизированных гнейсов ташелгинского комплекса, содержащих критическую силлиманит-калишпатовую ассоциацию амфиболитовой фации, получено пять экспериментальных точек, причем для всех них характерны дискордантные U-Pb изотопные отношения, сдвинутые в сторону нижнего пересечения с конкордией (см. табл. 1). Оценку по методу Йорка указывает на два события: поздний палеозой-ранний мезой и поздний рифей, однако из-за нарушенности U-Pb изотопной системы и малой растяжки экспериментальных точек дискордия оказалась слабо определенной ( $T_1 \approx 300$  и  $T_2 \approx 900$  млн. лет). С привязкой нижнего пересечения дискордии к T = 260 млн. лет (обоснование этого рубежа дано выше), возраст протолита имеет значение 790 ± ± 120 млн. лет (рис. 7). Эта возрастная оценка, отвечающая позднему рифею, согласуется в пределах аналитической ошибки с U-Pb изотопным возрастом протолита гранитоидов порожинского комплекса (950 ± 170 млн. лет).

Вывод о позднерифейском возрасте главных корообразующих процессов в регионе подтверждается результатами Sm-Nd изотопных исследований разновозрастных гранитоидов. Установлено (табл. 3, рис. 8), что все разновозрастные гранитоиды региона имеют значения  $\varepsilon_{\rm Nd}(T)$ значительно выше нуля. Максимальные величины  $\varepsilon_{Nd}(T) = +6.0$  характерны для плагиогранитов офиолитовой ассоциации ( $\mathfrak{E}_1^1$ ), минимальные  $\varepsilon_{\rm Nd}(T) = +2.5 - для$  гранитоидов порожинского комплекса (Т<sub>3</sub>). Значения одно- и двухстадийных модельных Sm-Nd возрастов укладываются в интервал 590-920 млн. лет, что отвечает позднему рифею – венду. Отметим также, что на диаграмме  $\varepsilon_{Nd}(T)$ -возраст (рис. 8) точки изотопных составов Nd разновозрастных гранитоидов Горной Шории образуют эволюционный тренд, разко отличный от тренда, характерного для раннедокембрийской континентальной коры Сибирской платформы.

Высокие значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$  свидетельствуют, что формирование гранитоидов Горной Шории, по всей вероятности, происходило за счет субстрата, имевшего деплетированный мантийный источ-



**Рис. 2.** U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из гранитоидов барсуковского, томского и порожинского комплексов Горной Шории.

ник. На отсутствие древнего сиалического фундамента в регионе указывают также низкие и аномально низкие первичные отношения изотопов стронция в девонских и пермо-триасовых гранитоидах (табл. 4).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Совместное рассмотрение геохронологических данных, полученных по метаморфическим и магматическим породам Томского выступа и его обрамления, а также анализ стратиграфических данных дает возможность обсудить проблему существования в Горной Шории древнего кристаллического фундамента.

Как было сказано выше (табл. 1), в регионе не удалось установить геологические комплексы с возрастом древнее позднего рифея (даже на уровне протолитов). К самым верхам позднего рифея отнесены метабазиты конжинского метаморфического комплекса, которые по своим изтопно-геохимическим характеристикам отвечают базальтам открытого океана (Каргополов и др., 1995; Плотников и др., 1996; Плотников и др., в печати). К венду-раннему кембрию (?) отнесена существенно карбонатная толща, развитая в восточном обрамлении Томского выступа (рис. 1). Судя по составу и внутреннему строению, эта толща имеет близкое сходство с разрезами кабырзинской, западносибирской свит и спасской серии, которые широко развиты на Мрасском поднятии. Это дает основание предполагать, что в основании Мрасской структуры также находятся метабазиты, а сама она может быть интерпретирована как внутриокеанское поднятие, венчающееся карбонатной платфомой. Следует отметить, что в смежном районе (Батеневский кряж) существование внутриокеанского поднятия, перекрытого суще-



Рис. 3. U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из габброидов и диоритов тебинского и лужбинского комплексов Георной Шории.

ственно карбонатной толщей, недавно обосновано Т.Н. Херасковой и Е.В. Гавриловой (1996). Границы между Мрасским и Батеневским поднятиями сейчас маркируются существенно базальтовыми толщами венд-раннекембрийскойго возраста. Эти толщи представлены базальтами OIA- и OIT-типов усть-анзасской свиты, а также толеитами колтасской свиты. Толеиты колтасской свиты входят в состав собствено офиолитовой ассоциации Горной Шории.

Неожиданным выводом, вытекающим из результатов проведенного исследования, является доказательство широкого развития в Горной Шории геологических комплексов позднепалеозойского-раннемезозойского возраста. Именно эти комплексы, имеющие существенно гранитоидный состав, ранее относились к глубокому докембрию и считались прямым свидетельством существования здесь древней сиалической коры. Установлено, что их формирование тесно связано со становлением Кузнецко-Алатаусской сдвиговой зоны, для которой характерны интенсивные стрессовые дислокации, сопровождавшиеся бластокатаклазом и бластомилонитизаций пород. В отдельных пластинах, взброшенных с различных глубинных уровней, устанавливается повторный метаморфизм амфиболитовой ступени с проявлениями мигматизации и анатексиса (ташелгинский полиметаморфический комплекс, метаморфизм второго этапа силлиманит-калишпатовой ступени с возрастом 320-260 млн. лет). Магматические породы этого этапа представлены гнейсогранитами томского, сиенитами барсуковского комплексов  $(P_2-T)$ , а также гранитоидами порожинского комплекса ( $T_3$ ). Обращает на себя внимание изотопная специфика позднетриасовых К-гранитоидов по-



Рис. 4. Sm-Nd изохрона по метабазитам (амфиболитам) конжинского метаморфического комплекса Горной Шории.

1999



Рис. 5. Аг-Аг возрастные спектры минеральных фракций из амфиболитов конжинского метаморфического комплекса Горной Шории. (А.В. Травин, В.А. Пономарчук, Аналитический центр ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск; авторы проб С.А. Каргополов, А.В. Плотников).

рожинского комплекса, слагающих главный объем Томского выступа. Они имеют необычно низкие параметры  $\varepsilon_{Sr}(T)$ , варьирующие от -38.2 до -4.3, и аномально высокие значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$ , изменяющиеся в интервале от +2.5 до +3.5 (табл. 4). Эти изотопные параметры, характерные для ман-



**Рис. 6.** Rb-Sr диаграмма для валовых проб и минеральной фракции биотита гранитоидов Азасского массива, тельбесский комплекс Горной Шории.



**Рнс. 7.** U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из плагиориолитов и субвулканических плагиогранитов колтасского вулканического комплекса (офиолитовая ассоциация) и мигматизированных гнейсов ташелгинского комплекса.



**Рис. 8.** Эволюция изотопного состава Nd для магматических пород Горной Шории.

На диаграмме (А) показана зависимость  $\varepsilon_{Nd}(T)$  от времени для разновозрастных гранитоидов Горной Шории: 1 – плагиограниты офиолитовой ассоциации  $\varepsilon_1$ , 2 – диориты  $\varepsilon_3$ –O<sub>1</sub>, – кварцевые диориты, гранодиориты и граниты D<sub>1</sub>, 4 – сиенодиориты P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>, 5 – кварцевые диориты и граниты T<sub>3</sub>.

На диаграмме (Б) показаны поля изотопного состава Nd для позднерифейского корообразования Горной Шории в сравнении с основными этапами формирования континентальной коры Алданского щита (Сальникова и др., 1993; Котов и др., 1995; Ковач и др., 1996).

тийных пород, требуют специального обсуждения, выходящего за рамки данной статьи. Однако они не противоречат главному выводу об отсутствии докембрийского кристаллического основания в регионе. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 96-05-66227, 96-05-65961, 96-05-65970, 97-05-65303, 98-05-65294), Южсибгеолкома (проект № 13-93-96/1), а также в рамках совместных исследований INTAS-РФФИ (проект № 95-0934).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Халилов В.А. и др. Этапы и масштабы гранитообразования большого Алтая, Салаира и Кузнецкого Алатау // Материалы научной конференции РФФИ "Геодинамика и эволюция Земли". Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996. С. 87–89.

Геологическая карта западной части Алтае-Саянской складчатой области, масштаб 1 : 500000 / Под ред. Гинцингера А.Б. М.: ВАНПО "Аэрогеология". 1977.

*Геология СССР*. Т. XIV, Западная Сибирь. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1967. 664 с.

Додин А.Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Ала-Тау. М.-Л.: Углетехиздат, 1948. 286 с.

Долгушин С.С. Кузнецко-Алатаусский глубинный разлом и связь с ним метаморфизма и гранитоидного магматизма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 2. С. 98–104.

Изох А.Э., Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Токарев В.Н. Ордовикские габброидные ассоциации Горной Шории и Салаира и их геодинамическая интерпретация // Новые данные о геологии и полезных ископаемых Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк: ИЦ ЮЖСИБГЕОЛКОМ, 1995. С. 200–202.

Каргополов С.А., Есин С.В., Плотников А.В., Киреев А.Д. Метавулканиты Томского выступа и его обрамления // Новые данные о геологии и полезных ископаемых Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк: ИЦ ЮЖСИБГЕОЛКОМ, 1995. С. 223–225.

Каргополов С.А., Плотников А.В. Метаморфизм Томского выступа и его обрамления // Новые данные о геологии и полезных ископаемых Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк: ИЦ ЮЖСИБГЕОЛКОМ, 1995. С. 221–223.

Кляровский В.М. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1972. С. 257.

Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Sm-Nd изотопная систематика Курумканской толщи Иенгрской серии Алданского щита // Стратиграфия. Геол. корелляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 3–10.

Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулито-гнейсовой обалсти: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.

Кузнецов В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 202–227.

Лепезин Г.Г., Летувнинкас А.И., Шепель А.Б., Ивонин И.П. Особенности регионального метаморфизма Кузнецкого Алатау и Горной Шории // Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 45–53. Монич В.К. Геология и петрология района Мрасских порогов в Горной Шории // Материалы по геологии Западной Сибири. № 1(43). 1938. 98 с.

Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // Доклады РАН. В печати.

Плотников А.В., Каргополов С.А., Владимиров А.Г., Журавлев Д.З. МОRВ- и ОІВ-подобные базиты метаморфических толщ Томского выступа и его обрамления (Горная Шория): Sm-Nd-изотопная систематика, возраст // Материалы научной конференции РФФИ "Геодинамика и эволюция Земли". Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996. С. 101.

Пономарева А.П., Владимиров А.Г., Халилов В.А., Пономарчук В.А. О гетерогенности гранитоидов Томского выступа и его обрамления (Горная Шория) // Новые данные о гелогии и полезных ископаемых Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк: ИЦ ЮЖСИБГЕОЛКОМ, 1995. С. 189–191.

Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1978. Т. 270. 157 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 215 с.

Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Немчина А.А. Этапы формирования и эволюции коры алданского щита: Sm-Nd данные по гранитоидам // Тез. докл. XIII симпозиума по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ РАН, 1992. С. 172–173.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 584 с.

Хераскова Т.Н., Гаврилова Е.В. Тектоника и седиментология верхнерифейско-кембрийских карбонатных отложений Батеневского кряжа (Кузнецкий Ала-Тау) // Геотектоника. 1996. № 3. С. 54–66.

Хоментовский В.В. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 7–87.

Хомичев В.Л. (Ред.) Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Кузнецкого Алатау. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1996. 18 с.

Чураков А.Н. История развития наших представлений о строении северо-западной окраины "древнего темени Азии" // Изв. Геол. комитета. 1927. Т. 46. № 1. С. 45–69.

*Berger G.W., York D.* Geothermometry from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating experiments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. P. 795–811.

*Farver J.R., Giletti B.J.* Oxygen and strontium diffusion kinetics in apatite and potential applications to thermal history determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 1621–1631.

*Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.* Interpretation of discordant <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age spectra of mesozoic tholeites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 15–32.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nb and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265. Harrison T.M., McDougall. Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand. – Thermal, chronological and isotopic constrains // Geoch. Cosm. Acta. 1980. V. 44. P. 1985–2003.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137-150.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.

*Liew T.C., Hofmann A.W.* Precambian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. P. 129–138.

Ludvig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 1990. № 88–557. P. 38.

*Richard P., Shimizu N., Allegre C.J.*<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd a natural tracer: An application to oceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. P. 269–278.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.

Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronolody: convencion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. P. 359–362.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.

Рецензенты М.А. Семихатов, В.В. Хоментовский

УДК 563.1:551.732.4/.733.1(470.316)

# АКРИТАРХИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ-НИЖНЕГО ТРЕМАДОКА МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

# © 1999 г. Н.А.Волкова

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия Поступила в редакцию 15.11.97 г., получена после доработки 20.01.98 г.

В пограничных слоях кембрия—ордовика Московской синеклизы обнаружены три комплекса акритарх: один принадлежит самой верхней части верхнего кембрия ВК4Б-1 и два нижнетремадокских (ОТ1 и ОТ2). По систематическому составу изученные комплексы сходны с нижнетремадокскими комплексами Перигондванской холодноводной провинции, что связано с наступившим в это время похолоданием климата.

#### Ключевые слова. Акритархи, верхний кембрий, нижний тремадок, Московская синеклиза, Балтийская провинция.

В Московской синеклизе тремадокские акритархи изучены слабо. Краткие сведения о них содержатся в работах К.Е. Аристовой (1980а, б). Считавшиеся ранее тремадокскими комплексы акритарх кувшиновских и оболовых слоев Московской синеклизы (комплексы VIII–XII; Умнова, Фандерфлит, 1971; комплексы I–III, Умнова, 1975) не содержат типичных тремадокских таксонов и, как было показано ранее (Волкова, 1990), имеют, по-видимому, средне-позднекембрийский возраст.

Пересмотрен также возраст ассоциации акритарх, происходящей из верхней части бугинской свиты (скв. Рыбинская-1, интервал 1785.4–1793.4 м). Эта ассоциация первоначально была включена в комплекс ВК5 кембрийско-тремадокского возраста (Волкова, 1990). Позднее (Волкова, 1995) отнесена к нижнетремадокскому комплексу ОТ1. В данной работе она обособлена в отдельный комплекс ВК4Б-1 и датируется самыми верхами верхнего кембрия. При этом за границу кембрия–ордовика принята подошва конодонтовой зоны Cordylodus proavus (Аполлонов и др., 1985).

В настоящей статье описаны три комплекса акритарх из ухринской (интервал 2131–2154 м) и семенцовской (интервал 2119–2131 м) свит скв. Марьино-1, которая расположена в центральной части Московской синеклизы на Даниловской площади (рисунок). Непосредственно в этих свитах (скв. Марьино-1) до последнего времени фауна была не известна. Их возраст определялся на основании находок фауны в соседних разрезах, пробуренных на Даниловской площади. Ухринская свита в этом районе отнесена к позднему тремадоку на основании находок граптолитов Dyctyonema aff. uralense Obut, D. murrayi (Mons.), Вгуодгарtus ramosus (Вrögg), Clonograptus flexilis (Hall.) и др. В семенцовской свите, которая по возрасту соответствует нижней части аренигского яруса, содержатся Tetragraptus phyllograptoides (Linn.), Т. approximatus Nich., Didymograptus geometricus Törnq. и др., а также замковые брахиоподы и конодонты (Дмитровская, 1991). В самое последнее время получены сведения о находке Diсtyonema cf. flabelliforme (Eichw.) в семенцовской свите скважины Марьино-1 на глубине 2119.2 м (устное сообщение А.Р. Орловой).

Акритархи изучены из четырех образцов скважины Марьино-1. Два происходят из интервала 2141.7–2147.1 м, отнесенного к ухринской свите, и два – из интервала 2118.4–2127.8 м, принадлежащего семенцовской свите. Изученные интервалы сложены чередованием светло-серых кварцевых песчаников, серых алевролитов, аргиллитов и аргиллитоподобных глин.

Во всех образцах содержалось значительное количество акритарх удовлетворительной сохранности. Кроме полноценных экземпляров, было обнаружено большое количество (до 50% и более) разрушенных и полуразрушенных форм, почти не подлежащих идентификации. Выделены три комплекса акритарх: один ВК4Б-1 из интервала 2141.7-2147.1 м, отнесенного к ухринской свите, и два ОТ1 и ОТ2 из интервала 2118.4-2127.8 м, принадлежащего семенцовской свите. Видовой состав комплексов с указанием количественного распределения отдельных таксонов представлен на табл. 1. Во всех комплексах преобладают диакродиевые, много также представителей подгруппы Herkomorphitae и рода Polygonium (фототабл. I-IV).



Местонахождение, разрез и возрастная интерпретация свит скв. Марьино-1 (по Ю.Е. Дмитровской). 1 – аргиллит; 2 – песчаник; 3 – алевролит; 4 – глина аргиллитоподобная; 5 – перерыв; 6 – место отбора образцов.

По результатам, полученным при изучении акритарх, возраст ухринской и семенцовской свит скв. Марьино-1 в интервале 2118.4–2147.1 м оценивается как поздний кембрий–ранний тремадок. Однако эти данные не распространяются на возраст ухринской и семенцовской свит, вскрытых в других разрезах на Даниловской площади, если допустить, что возраст этих свит в регионе может быть диахронным.

Первый комплекс BK4Б-1 с Arbusculidium ornatum, A. ramusculosum, Nellia acifera, N. sukatschevii выделен из двух образцов интервала 2141.7-2147.1 м, относящегося к ухринской свите. Он установлен впервые и известен пока только в Московской синеклизе. Типичными вилами комплекса являются A. ornatum (Combaz) Fensome et al., A. ramusculosum (Combaz) Fensome et al., Multiplicisphaeidium sp. I, Vulcanisphaera cf. V. capillata Jardine et al., которые появляются на нижней границе слоев, содержащих этот комплекс. Характерны также N. acifera (N. Umn.) Volk., N. sukatschevii (Tim.) Volk., Polygonium sexradiatum (Tim.) Volk., Schizodiacrodium digermulense (Welsch), S. fibrosum Golub et Volk, переходящие из верхнекембрийского комплекса ВК4Б (Волкова, 1990) и исчезающие на уровне вехней границы слоев с данным комплексом. Кроме того, присутствуют виды более широкого вертикального распространения в диапазоне верхнего кембрия-тремадока: Arbusculidium destombesii Deunff, Baltisphaeridium capillatum (Naum.) N. Umn., Cymatiogalea cuvillieri (Deunff) Deunff, C. velifera (Downie) Martin, Dasydiacrodium palmatilobum Tim. ex Downie et Sarjeant, Izhoria angulata Golub et Volk., Raphesphaera turbata (Martin) Volk., Saharidia fragilis (Downie) Combaz и др. (табл. 1, 2).

Определить возраст комплекса ВК4Б-1 можно лишь предположительно. Он моложе позднекембрийского комплекса ВК4Б, так как в нем отсутствуют многие типичные позднекембрийские виды: Calyxiella izhoriensis Golub et Volk., Lusatia sp., Ooidium rossicum Tim., Vogtlandia cervinacornua (Welsch), V. petropolitana (German) Volk., pog Timofeevia и др. (табл. 2). Представители рода Timofeevia, широко распространенные в средне- и верхнекембрийских отложениях Восточно-Европейской платформы, в том числе и в Московской синеклизе, возможно, исчезают на нижней границе слоев с данным комплексом. В нижнем тремадоке Московской синеклизы, как показывает данный материал, они отсутствуют. Единичные экземпляры этого рода найдены только в нижнем тремадоке приглинтовой полосы Эстонии в обнажениях Тойла (Волкова, 1989а) и Вихула (Волкова, 1990).

В то же время комплекс ВК4Б-1 древнее раннетремадокского комплекса ОТ1, известного на Восточно-Европейской платформе (Волкова, 1995) и выявленного в вышележащей семенцовской свите изученного разреза. В ВК4Б-1 еще отсутствуют характерные для нижнего тремадока Acanthodiacrodium angustum (Downie) Combaz и A. comptulum Rasul. Эти виды, как показывает данный материал, появились позднее A. ornatum и A. ramusculosum, отмеченные уже на нижней границе слоев с комплексом ВК4Б-1. Ранее предполагалось (Волкова, 1995), что вышеуказанные четыре вида появились одновременно.

45

# Таблица 1. Распространение акритарх в скв. Марьино-1, интервал 2118.4–2147.1 м (%)

	Комплекс	ВК4Б-1	OT1	OT2
Вид	интервал 2145.0–2147.1 м	2141.7–2143.4 м	2125.4–2127.8 м	2118.4-2125.4 м
Acanthodiacrodium invictum		0.5		
Acanthodiacrodium sp.	11.0	10.0	9.5	1.0
Actinotodissus aff. A. achrasii	1.5	2.0	3.5	11.0
Arbusculidium destombesii	2.5	1.0		
Arbusculidium aff. A. destombesii	12.5	5.0	0.5	0.5
A. ornatum		0.5	2.0	0.5
A. ramusculosum	2.0	0.5	0.5	
Baltisphaeridium capillatum	0.5	6.0	4.0	1.0
B. setaceum	1.0			
Buedingisphaeridium tremadocum	1.5	1.0		
Caldariola glabra		0.5	0.5	
Cymatiogalea cuvillieri	0.5	0.5	2.0	0.5
C. velifera	1.0	1.0	3.5	4.0
Cymatiogalea sp. 1		0.5	1.0	0.5
Cymatiogalea sp.	2.5	4.0	11.0	11.0
Dactylofusa sp.		0.5	0.5	0.5
Dasydiacrodium palmatilobum	4.0	0.5	0.5	
Dasydiacrodium sp.	1.5	0.5		
Izhoria angulata	0.5	0.5	0.5	0.5
Ladogella sp.	7.5	12.0	1.0	
Leiosphaeridia spp.	7.0	8.0	3.0	3.0
Lophodiacrodium sp.	3.0			0.5
Micrhystridium sp.		2.0	2.0	2.0
Multiplicisphaeridium sp. 1	0.5			
Multiplicisphaeridium sp.	3.5			
Nellia acifera	7.0	1.0		
N. sukatschevii	7.0	10.0		
Plygonium akrochordum		2.0		1.0
P. minimum	1.0	1.0	3.0	7.0
P. pellicidum		1.0	4.0	0.5
P. pungens		3.5	6.0	11.0
P. sexradiatum	11.0	4.5		
P. tuberatum		1.0	1.0	
Polygonium sp.			6.0	1.0
Pterospermella sp.		0.5		
Raphesphaera turbata	0.5	0.5	1.0	1.0
Saharidia fragilis		0.5	0.5	0.5
Schizodiacrodium digermulense	6.0	6.0		
Schizodiacrodium fibrosum	1.0			
Stellechinatum uncinatum	2.0	1.0	5.0	14.0
Stelliferidium cortinulum	7.0	6.0	2.0	1.5
Stelliferidium sp.			1.0	1.0
Trachydiacrodium coarctatum		2.0		

#### Таблица 1. (Окончание)

	Комплекс	ВК4Б-1	OT1	OT2
Вид	интервал 2145.0–2147.1 м	2141.7–2143.4 м	2125.4–2127.8 м	2118.4-2125.4 м
Trichosphaeridium hirtum		2.0	1.0	2.0
Veryhachium sp.	0.5			0.5
Vulcanisphaera cf. V. capillata		0.5		
Acanthodiacrodium angustum			5.0	4.0
Acanthoduacrodium aff. A. angustum			11.0	6.0
A. comptulum			1.0	0.5
Actinotodissus sp.			3.0	4.0
Arbusculidium striatulum			0.5	0.5
Baltispaeridium aciculare			0.5	
Cymatiogalea bellicosa			0.5	
C. cristata			0.5	
C. aff. C. multarea			0.5	
Cymatiogalea sp. 2			0.5	
Filisphaeridium sp.			0.5	
Vesiculosphaera sp.			0.5	0.5
Actinotodissus ubuii				2.0
Dactilofusa squama				0.5
Dictyotidium sp.				0.5
Vulcanisphaera britannica f. 1				1.5
V. imparilis f. 3				0.5
Gen et sp. nov № 1				0.5
Gen. et sp. nov № 2				1.5
Количество подсчитанных экземпляров	500	1000	1100	1000

Поскольку комплекс ВК4Б-1 моложе позднекембрийского ВК4Б, верхняя граница которого проходит внутри зоны Acerocare (Волкова, 1995), и древнее раннетремадокского ОТ1, примерно соответствующего зоне Cordylodus proavus, можно предположить, что ВК4Б-1 относится к средней части зоны Acerocare. Учитывая его близость к комплексу OT1, он условно помещен на уровень верхней части зоны Cordylodus andresi (табл. 2).

Помимо изученных отложений, комплекс ВК4Б-1 в Московской синеклизе обнаружен

Таблицы I–IV. Акритархи самой верхней части кембрия и нижнего тремадока Московской синеклизы. Таблица I.

Длина масштабной линейки для всех фигур - 10 мкм.

1-3 – Асtinotodissus aff. achrasii (Martin) Yin; 1 – преп. ГИН 3939/3713–1; 2 – преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 3 – преп. ГИН 3939/3713–1; интервал 2145.0–2147.1 м; ухринская свита; 4, 8 – Acanthodiacrodium angustum (Downie) Combaz; 4 – преп. ГИН 3939/3713–1; интервал 2125.4–2127.8 м; 8 – преп. ГИН 3939/3714–1; интервал 2118.4–2125.4 м (0.5 м от верха); семенцовская свита; 5, 9 – Acanthodiacrodium comptulum Rasul; 5 – преп. ГИН 3939/3713–1; 9 – преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 6 – Schizodiacrodium digermulense (Welsch); преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2145.0–2147.1 м; ухринская свита; 7 – Actinotodissus sp.; преп. ГИН 3939/3713–1; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 10 – Actinotodissus ubuii (Martin) Fensome et al; преп. ГИН 3939/3714–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 11 – Acanthodiacrodium aff. A. angustum (Downie) Combaz; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 12 – Actinotodissus sp; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 12 – Actinotodissus sp; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 12 – Actinotodissus sp; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 10 – Actinotodissus sp; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 12 – Actinotodissus sp; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 12 – Actinotodissus sp; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 13 – Actanthodiacrodium sp.; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 13 – Actanthodiacrodium sp.; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 13 – Actanthodiacrodium sp.; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 14 – Actinotodissus sp; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал и свита те же; 15 – Actinotodissus sp; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал и свита те же; 16 – Raphesphaera turbata (Martin) Volkova; пр

47





также в одном образце, происходящем из верней части бугинской свиты свк. Рыбинская-1, интервал 1785.4–1793.4 м. Ранее, как уже было сказано выше, ассоциация акритарх этого образца была включена в нижнетремадокский комплекс ОТ1 (Волкова, 1995), хотя некоторые типичные виды этого комплекса А. angustum., А. comptulum в ней отсутствовали. Из типичных видов комплекса ОТ1 в этой ассоциации были найдены только Arbusculidium ramusculosum и Multiplicisphaeridium sp. I, которые, как показывает данный материал, появились раньше А. angustum и А. comptulum.

За пределами Восточно-Европейской платформы комплексу ВК4Б-1, возможно, эквивалентна палинологическая зона ВО Алжирской Сахары (Jardine et al., 1974). В этой зоне присутствуют номинальные виды комплекса ВК4Б-1 A. ornatum и A. romusculosum, а также характерный вид V. capillata. Но здесь еще отсутствует свойственный нижнему тремадоку A. angustum. Его появление отмечено в вышележащей зоне В1, в отложениях которой найдены нижнетремадокские граптолиты Rhabdinopora flabelliformis. Отмечено также отсутствие в зоне ВО ооидных морфотипов, свойственных верхнему кембрию. Зона ВО отнесена к нижнему тремадоку достаточно условно, ибо граптолиты в этой зоне не найдены.

Второй комплекс встречен в одном образце семенцовской свиты в интервале 2125.4–2127.8 м. Он аналогичен комплексу ОТ1 с Acanthodiacrodium angustum, Arbusculidium ornatum, A. ramusculosum, A. striatulum, установленному в отложениях зоны Cordylodus proavus приглинтовой полосы Эстонии (Волкова, 1995). Во втором комплексе присутствуют все номинальные виды ОТ1, из которых A. angustum, A. striatulum, а также характерный вид комплекса Acanthodiacrodium comptulum впервые встречены на нижней границе слоев со вторым комплексом. Появившиеся ранее A. ornatum и A. ramusculosum продолжают существовать. Здесь не обнаружен только один типичный вид комплекса ОТ1 Эстонии – Dasydiacrodium tumidum (Deunff) Tongiorgi. Отметим также первое появление во втором комплексе рода Vesiculosphaera, пока не установленного в нижнем тремадоке Эстонии. На нижней границе слоев со вторым комплексом не обнаружены Nellia acifera, N. sukatschevii, Polygonium sexradiatum, Schizodiacrodium digermulense (= S. armatum Volk.), S. fibrosum. В эстонских разрезах два последних вида в ОТ1 продолжают встречаться. Во втором комплексе еще присутствует также ряд позднекембрийских видов (табл. 2), из которых Dasydiacrodium palmatilobum Tim. ех Downie et Sarjeant и род Ladogella не переходят верхнуюю границу слоев с данным комплексом.

В данной работе комплекс ОТ1 предлагается называть "комплексом с Acanthodiacrodium angustum, A. comptulum, Arbusculidium striatulum", ποскольку виды A. ornatum и A. ramusculosum, используемые в его первоначальном названии (Волкова, 1995) появляются раньше и считаются номинальными видами комплекса ВК4Б-1. Из номинальных видов второго комплекса наиболее широкое распространение за пределами Восточно-Европейской платформы имеет A. angustum. Достаточно широко известен также A. comptulum (Волкова, 1995). Третий вид, A. striatulum, до недавнего времени был встречен только в нижнем тремадоке Эстонии (Волкова, 1995, Paalits, 1995). В последнее время этот вид найден в нижнем тремадоке Московской синеклизы (данная работа) и в самой верхней части верхнего кембрия Восточного Ньюфаундленда (Parsons, Anderson, 1996).

Комплекс OT1 по возрасту примерно соответствует конодонтовой зоне Cordylodus proavus, т.е. относится к самой нижней части нижнего тремадока, если принять за границу кембрия—ордовика подошву этой зоны (Волкова, 1995). Этот комплекс был выделен из зоны С. proavus в разрезах приглинтовой полосы Эстонии (обнажения Вихула, Сухкрумяги, скв. М-9; Волкова, 1995). При этом было сделано предположение, что номиналь-

#### Таблица II.

Длина масштабной линейки для всех фигур – 10 мкм.

<sup>1-3 –</sup> Vulcanisphaera britannica F.I Rasul; 1, 3 – преп. ГИН 3939/3714–1; 2 – преп. ГИН 3939/3714–2; интервал 2118.4–2125.4 м, семенцовская свита: 4, 5 – Nellia sukatschevii (Tim.) Volk.; преп. ГИН 3939/3711–1; интервал 2145.0–2147.1 м, ухринская свита; 6 – Nellia acifera (N. Umn.) Volk.; преп. ГИН 3939/3712–3; интервал 2141.7–2143.4 м; ухринская свита; 7 – Vulcanisphaera imparilis f. 3 Rasul; преп. ГИН 3939/3714–1; интервал 2118.4–2125.4 м (0.5 м от верха), семенцовская свита; 8 – Dasydiacrodium palmatilobum Tim. ex Downie et Sarjeant; преп. ГИН 3939/3711–1; интервал 2145.0–2147.1 м; ухринская свита; 9 – Filisphaeridium sp.; преп. ГИН 3939/3713–1; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 10 – Vesiculosphaera sp.; преп. ГИН 3939/3714–1; интервал 2118.4–2125.4 м (0.5 м от верха); семенцовская свита; 11 – Dactylofusa sp.; преп. ГИН 3939/3713–3; интервал 2125.4–2127.4 м (0.5 м от верха); семенцовская свита; 11 – Dactylofusa sp.; преп. ГИН 3939/3713–3; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 12 – Arbusculidium aff. A. destombesii Deunff; преп. ГИН 3939/3713–1; интервал 2145.0–2147.1 м, ухринская свита; 13 – Arbusculidium ornatum (Combaz) Fensome et al.; преп. ГИН 3939/3713–1; интервал 2145.0–2147.1 м, ухринская свита; 14 – Arbusculidium ramusculosum (Combaz) Fensome et al.; преп. ГИН 3939/3711–1; интервал 2145.0–2147.1 м, ухринская свита; 15 – Trachydiacrodium coarctatum Tim.; преп. ГИН 3939/3712–3; интервал 2145.0–2147.1 м, ухринская свита; 16 – Buedingisphaeridium tremadocum Rasul; преп. ГИН 3939/3712–3; интервал 2145.0–2147.1 м; ухринская свита; 16 – Buedingisphaeridium tremadocum Rasul; преп. ГИН 3939/3712–3; интервал 2145.0–2147.1 м; ухринская свита; 16 – Buedingisphaeridium tremadocum Rasul; преп. ГИН 3939/3712–3; интервал 2145.0–2147.1 м; ухринская свита; 16 – Buedingisphaeridium tremadocum Rasul; преп. ГИН 3939/3712–3; интервал 2145.0–2147.1 м; ухринская свита; 16 – Buedingisphaeridium tremadocum Rasul; преп. ГИН 3939/3712–3; интервал 2145.0–2147.1 м; ухринская свита; 16 – Buedingisphaeridium tre



ные виды комплекса A. angustum, A. comptulum, A. striatulum появились на нижней границе зоны (Волкова, Менс, 1988; Волкова, 1989б). Эти данные были подвергнуты сомнению Ф. Мартен (Martin, 1993). Однако в последнее время были получены новые результаты, подтверждающие это предположение.

И. Паалитс (Paalits, 1995) в Эстонии изучил акритархи из пограничных кембро-ордовикских отложений в разрезе Тынисмяги (район Таллина), датированного конодонтами. Из отложений зоны С. proavus он выделил комплекс А-2, состав которого очень близок к ОТ1. В А-2 содержатся все типичные таксоны комплекса OT1, такие как A. angustum, A. comptulum, A. striatulum. И. Паалитс сделал заключение, что появление A. angustum произошло одновременно с зональным конодонтовым видом или даже раньше. Возможно, комплексу ОТ1 соответствуют акритарховые зоны В1 и В2 алжирской Сахары, где найдены нижнетремадокские граптолиты и где присутствует A. angustum (Jardine et al., 1974), а также комплекс из верхней части "Песчаников Бордж-Нили", вскрытых скважиной NL2 в том же районе (Vecoli et al., 1995). В последнем комплексе найдены типичные нижнетремадокские таксоны Acanthodiacrodium aff. A. angustum, Dasydiacrodium tumidum. В то же время в этом комплексе отсутствуют характерные для верхнего кембрия Veryhachium dumontii, Multiplicisphaeridium cervinacornuum Welsch (= Vogtlandia cervinacornua), содержащиеся в верхнекембрийском комплексе акритарх из нижней части "Песчаников Бордж-Нили".

Третий комплекс обнаружен в одном образце семенцовской свиты в интервале 2118.4–2125.4 м (0.5 м от верха керна, с глубины 2119 м). Характерными видами комплекса являются Vulcanisphaera britannica Rasul, V. imparilis Rasul, Actinotodissus ubuii (Martin) Fensome et al., которые появляются на нижней границе слоев с этим комплексом. Комплекс идентичен комплексу ОТ2 с Vulcanisphaera britannica, V. imparilis, Baltisphaeridium setaceum, установленному в приглинтовой полосе Эстонии и Ленинградской области, а также Архангельской области (Волкова, 1995). Из трех номинальных видов комплекса ОТ2 в третьем комплексе не найден В. setaceum (Tim.), который следует исключить из этой группы видов комплекса ОТ2. Он отличается очень простым морфологическим строением, его обилие приурочено к черным сланцеватым аргиллитам с большим количеством органического вещества (диктионемовые сланцы) в приглинтовой полосе Эстонии и Ленинградской области, формирование которых происходило в специфической фациальной обстановка (Волкова, 1989а). Почти все виды, свойственные второму комплексу, продолжают существовать и в третьем. Исключение составляют род Ladogella и Dasydiacrodium palmatilobum, исчезающие на нижней границе слоев с данным комплексом.

51

Возраст третьего комплекса, аналогичного комплексу ОТ2 прибалтийских разрезов, определяется по конодонтам в интервале зон Cordylodus lindstroemi – C. angulatus/C. rotundatus. Комплексу ОТ2 соответствуют также комплексы А-4 и А-5, установленные И. Паалитсом (Paalits, 1995) в разрезе Тынисмяги. При этом А-4 происходит из зоны C. lindstroemi, а A-5 из зоны C. angulatus – C. rotundatus. Систематический состав обоих комплексов обеднен, что, по-видимому, связано с какимито фациальными условиями. Однако характерные виды OT2 – V. britannica, V. imparilis, A. ubuii – присутствуют или в самом изученном разрезе, или совместно с С. lindstroemi в других разрезах приглинтовой полосы. Следовательно, еще раз подтвержден возраст ОТ2 в интервале зон C. lindstroemi – C. angulatus/C. rotundatus. Более позднее появление V. britannica и V. imparilis по сравнению с C. angustum и A. comptulum наблюдалось также в Северной Африке. В тремадокской свите Фезоуата (Марокко, разрез датирован граптолитами) А. ubuii и V. britannica? появились только в самой верхней нижнетремадокской акритарховой зоне 4, в то время как A. comptulum встречался уже, начиная с зоны 2 (Elaouad-Debbaj, 1988). В разрезе скв. NL2 Алжирской Сахары V. britannica также наблюдалась значительно выше по разрезу, чем Acanthodiacrodium aff. A. angustum (Vecoli et al., 1995).

Отнести к верхнему тремадоку даже самый молодой комплекс ОТ2 из верхней части семенцовской свиты не представляется возможным. Позднетремадокские акритархи в Московской синеклизе известны из скв. 1-Орехово Костромской области (Аристова, 1980а). В отложениях

#### Таблица III.

Длина масштабной линейки для всех фигур - 10 мкм.

<sup>1 –</sup> Multiplicisphaeridium sp. I; преп. ГИН 3939/3711–1; интервал 2145.0–2147.1 м; ухринская свита; 2 – Stellechinatum uncinatum (Downie) Molyneux; преп. ГИН 3939/3713–1; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 3 – Polygonium pungens (Tim.) Rauscher; преп. ГИН 3939/3713–1; интервал и свита те же; 4 – Polygonium pellicidum (Tim.) Volk.; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал и свита те же; 5 – Polygonium minimum (Tim.) Volk; преп. ГИН 3939/3713–1; интервал и свита те же; 6 – Polygonium sp.; преп. ГИН 3939/3714–1; интервал 2118.4–2125.4 м (0.5 м от верха); семенцовская свита; 7 – Ladogella sp.; преп. ГИН 3939/3712–3; интервал 2141.7–2143.4 м; ухринская свита; 8 – Polygonium sexradiatum (Tim.) Volk.; преп. ГИН 3939/3711–1; интервал 2145.0–2147.1 м; ухринская свита; 9 – Arbusculidium striatulum Volk.; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м; семенцовская свита; 10 – Gen. et sp. nov. № 1; преп. ГИН 3939/3714–1; интервал 2118.4–2125.4 м (0.5 м от верха); семенцовская свита; 11 – Dactylofusa squama (Deunff) Rauscher; преп. ГИН 3939/3714–1; интервал и свита те же.

		Трилобитовые и граптолито- вые зоны	Конодонтовые зоны											icrinitum	kyi
Возраст Горизонт		(По Kaljo et al.,	1986; Mens et al., 1993)	Комплекс акритарх	Скважина, глубина, м	Bychinia variabilis	Calyxiella izhoriensis	Cristallinium pilosum	Lusatia sp.	Nellia longiuscula	N. magna	Ooidium rossicum	O. timofeevii	Schizodiacrodium brev	Timofeevia janischews
		Clonograptus– Didymograptus	Drepanoistodus dellifer pristinus			1		3		5		7		9	
			Cordylodus rotundatus– C. angulatus		Марьино-1, 2118.4–2125.4										
O <sub>1</sub> t			C. lindstroemi												
	жий	Rhabdinopora flabelliformis s.l.	C. intermedius												<u> </u>
	Итинс		C. proavus	OT1	Марьино-1, 2125.4–2127.8										
	?	Acerocare	C. andresi	- — — — - ВК4Б-1	Марьино-1, 2141.7–2143.4 2145.0–2147.1 Рыбинская-1, 1785.4–1793.4										
					Толбухино-1,			$\otimes$		$\otimes$		$\otimes$	$\otimes$	$\otimes$	$\otimes$
e,				ВК4Б	2063.7–2071.7	ļ	$\otimes$	×		×	$\otimes$	×	×	×	×
- 3	ий		Proconodontus	211.2	(низ интервала)			_	_						
	ЖСК	Peltura scara-			2080.2–2088.2	∣⊗	×	∣⊗	$\otimes$	×	×			×	×
	адо				(верх интервала)										
	Г				(1000.2-2000.2	<sup>×</sup>	×	×	×	×	X			×	×
		P minor				·								┢━┩	
			L	}										$\square$	L

Таблица 2. Распространение характерных таксонов акритарх в пограничных отложениях кембрия-ордовика Московской синеклизы (данные по скв. Толбухино-1 и Рыбинская-1, Волкова, 1990; по скв. Марьино-1 – данная работа)

этой скважины, содержащих позднетремадокские граптолиты Bryograptus ramosus и Dictyonema тигтауі, К.Е. Аристова обнаружила комплекс акритарх с преобладанием оболочек с большим полярным отверстием (роды Stelliferidium и Cymatiogalea). Характерными видами комплекса являются сравнительно крупные формы диакродиевых Acanthodiacrodium rotundatum Gorka и A. formosum Gorka, описанные из верхнего тремадока Польши. Установлен также новый вид диакродиевых A. magnum Arist., отличающийся крупными размерами и коническими шипами. Крупные оболочки диакродиевых такого типа типичны для верхнего тремадока Польши (Gorka, 1969), Эстонии (Волкова, 1993; Paalits, 1994), Швеции (Bagnoli et al., 1988). При этом в комплексах верхнего тремадока этих регионов, как и в Московской синеклизе, господствуют представители рода Stelliferidium. В комплексе ОТ2 также преобладают диакродиевые, но крупные формы их здесь отсутствуют. Появление крупных оболочек диакродиевых отмечается И. Паалитсом (Paalits, 1994) уже в нижней части варангуской свиты на севере Эстонии, которая является возрастным аналогом цератопигиевых сланцев.

Нижнетремадокские комплексы акритарх Московской синеклизы, так же как и других районов Балтийской провинции (Волкова, 1995), отличаются обилием и разнообразием диакродиевых и херкоморфит. Участие первых составляет свыше 30%, вторых – около 20%. Диакродиевые представлены родами Acanthodiacrodium, Actinotodissus, Dasydiacrodium, Lophodiacrodium, Schizodiacrodium, Trachydiacrodium, Arbusculidium, Nel-

T Veryhachium dumontii	Vogtlandia cervinacornua	C V. petropolitana	Nellia acifera	G N. sukatschevii	Polygonium sexradiatum	<b>Z</b> Schizodiacrodium digermulense	S. fibrosum	<b>G</b> Dasydiacrodium palmatilobum	Ladogella rotundiformis, Ladogella sp.	Arbusculidium destombesii, T A. aff. A. destombesii	Baltisphaeridium capillatum	55 Cymatiogalea cuvillieri	C. velifera	5 Izhoria angulata	Polygonium pellicidum, P. pungens	2 Saharidia fragilis	Stelliferidium cortinulum	6 Stellechinatum uncinatum	Arbusculidium ornatum	E A. ramusculosum	Multiplicisphaeridium sp. 1	& Vulcanisphaera cf. V. capillata	Acanthodiacrodium angustum	Genthodiacrodium Genthodiacrodium Genthodiacrodium	A. comptulum	2 Arbusculidium striatulum	Vesiculosphaera sp.	& Actinotodissus ubuii	Vulcanisphaera britannica F. 1	E V. imparilis F. 3	Gen. et. sp. nov. Nº 1	P. Gen. et. sn. nov. Ne 2
										×	×	×	×	×	· ×	×	×	×	×				×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
									~															~	~							
			×	×	×	×		$\hat{\mathbf{x}}$	Ŷ		Ê	$\mathbf{\hat{x}}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$		Ê		$\frac{1}{x}$	$\frac{1}{2}$	$ ^{\wedge}$	-	×	<u> </u> ^	<u>^</u>	<u> </u>	<u> </u> ^	<u> </u>	-				
			$\mathbf{x}$	$\mathbf{x}$	x	x	x	×	x	x	x	x					Â			$\left  \begin{array}{c} \\ \\ \\ \\ \end{array} \right $	×											
			×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×		×	×	×										
	$\otimes$	$\otimes$	$\otimes$	$\otimes$	$\otimes$	$\otimes$		$\otimes$	$\otimes$	$\otimes$	$\otimes$	$\otimes$	$\otimes$	$\otimes$		+	$\otimes$	$\otimes$			┢											-
$\otimes$	×	×	×	×	×	×	$\otimes$	×	×	×	×	×	×	×	$\otimes$	$\otimes$	×	×														
×					×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×														
					×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×																	
										ŀ	†	<u> </u>	<u> </u>	$\vdash$		+	╞										$\vdash$		┢			<u> </u>

lia. Среди херкоморфит многочисленны и разнообразны виды Cymatiogalea, присутствуют также роды Stelliferidium, Caldariola, Dictyotidium. Участие рода Baltisphaeridium невелико. Роды Vulcanisphaera и Saharidia присутствуют в небольшом количестве.

Систематический состав комплексов нижнего тремадока Московской синеклизы несколько отличается от таковых прибалтийских разрезов. Отличие сводится к присутствию в Московской синеклизе довольно значительного количества рода Polygonium (до 30%), участие которого в комплексах прибалтийских разрезов невелико. Кроме того, в Московской синеклизе пока не встречены своеобразные оболочки Brochos eisenаckii Vand. et Mikh., приуроченные, главным образом, к диктионемовым сланцам Прибалтики. Эти особенности региональных комплексов, по-видимому, объясняются различиями в фациальной обстановке.

Раннетремадокские ассоциации акритарх Московской синеклизы, как и Балтийской провинции, отличаются присутствием таксонов, типичных для нижнего тремадока холодноводной Перигондванской провинции. Таксоны, свойственные нижнему тремадоку тепловодной провинции, которые известны на северо-востоке Китая (Yin, 1986) и в Канаде (Martin, 1992) не встречены. Можно полагать, что климат в раннетремадокское время на территории Московской синеклизы был холодным. В позднем тремадоке в ассоциациях акритарх Балтийской провинции тепловодные формы присутствовали, что свидетельствует о возможном потеплении климата. В это время происходила



#### Таблица IV.

Длина масштабной линейки для всех фигур - 10 мкм

1 – Сутаtiogalea cristata (Downie) Rauscher; преп. ГИН 3939/3713–1; интервал 2125.4–2127.8 м, семенцовская свита; 2 – Caldariola glabra (Martin) Molyneux; преп. ГИН 3939/3712–3; интервал 2141.7–2143.4 м; ухринская свита; 3 – Stelliferidium cortinulum (Deunff) emend. Deunff et al.; преп. ГИН 3939/3713–1; интервал 2125.4–2127.8 м, семенцовская свита; 4 – Cymatiogalea cuvillieri (Deunff) Deunff; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м, семенцовская свита; 4 – Cymatiogalea cuvillieri (Deunff) Deunff; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал и свита те же; 5 – Cymatiogalea sp. 2; преп. ГИН 3939/3713–1; интервал и свита те же; 5 – Cymatiogalea sp. 2; преп. ГИН 3939/3713–1; интервал и свита те же; 6 – Cymatiogalea velifera (Downie) Martin; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал и свита те же; 7 – Cymatiogalea sp. 1; преп. ГИН 3939/3713–2 интервал и свита те же; 8 – Gen. et sp. nov. № 2; преп. ГИН 3939/3714–1; интервал 2118.4–2125.4 м (0.5 м от верха), семенцовская свита; 9 – Veryhachium sp.; преп. ГИН 3939/3714–1 интервал и свита те же; 10 – Cymatiogalea aff. multarea (Deunff) Eisenack et al.; преп. ГИН 3939/3713–2; интервал 2125.4–2127.8 м, семенцовская свита; 11 – Saharidia fragilis (Downie) Combaz; преп. ГИН 3939/3713–3; интервал и свита те же; 12 – Baltisphaeridium capillatum (Naum.) N. Umn.; преп. ГИН 3939/3713–1; интервал и свита те же.

миграция тепловодных форм в умеренные широты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 96-0565559.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аполлонов М.К., Дубинина С.В., Ергалиев Г.Х., Чугаева М.Н. Потенциальный стратотип границы кембрия и ордовика в Малом Каратау // Изв. АН КазССР. Сер. Геол. 1985. № 1. С. 32–38.

Аристова К.Е. Акритархи пограничных слоев тремадокского и аренигского ярусов Московской синеклизы // Тр. ВНИГНИ. 1980а. Вып. 217. С. 10–18.

Аристова К.Е. Эталонные комплексы микрофоссилий ордовика и силура Московской синеклизы // Палинология в СССР. М.: Наука, 1980б. С. 47–49.

Волкова Н.А. Акритархи верхней части пакерортского горизонта севера Эстонии и Ленинградской области // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. М.: ГИН АН СССР, 1989а. С. 4–16.

Волкова Н.А. Акритархи пограничных отложений кембрия и ордовика севера Эстонии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 19896. № 7. С. 59–67.

Волкова Н.А. Акритархи среднего и верхнего кембрия Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1990. 114 с.

Волкова Н. Акритархи пограничных отложений кембрия и ордовика приглинтовой полосы Эстонии (скважина Маарду-56) // Изв. АН Эстонии. Геол. 1993. Т. 42. № 1. С. 15–22.

Волкова Н.А. Акритархи пограничных отложений кембрия-ордовика Балтийской фитопланктонной провинции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 4. С. 31–43.

Волкова Н., Менс К. Распределение акритарх в пограничных слоях кембрия и ордовика разреза Сухкрумяги (северная Эстония) // Изв. АН Эст. ССР. Геол. 1988. Т. 37. № 3. С. 97–101.

Дмитровская Ю.Е. Нижний палеозой Московской синеклизы (фауна, стратиграфия, палеогеография). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ПИН РАН, 1991. 60 с.

Умнова Н.И. Акритархи ордовика и силура Московской синеклизы и Прибалтики. М.: Недра, 1975. 167 с.

Умнова Н.И., Фандерфлит Е.К. Комплексы акритарх кембрийских и нижнеордовикских отложений запада и северо-запада Русской платформы // Палинологические исследования в Белоруссии и других районах СССР. Минск: Наука и техника, 1971. С. 45–73.

55

Bagnoli G., Stouge S., Tongiorgi M. Acritarchs and conodonts from the Cambro-Ordovician Furuhäll (Köpingsklint) section (Öland, Sweden) // Riv. Ital. Paleont. Stratigr. 1988. V. 94. № 2. P. 163–248.

*Elaouad-Debbaj Z.* Acritarches et chitinozoaires du Tremadoc de L'Anti-Atlas central (Maroc) // Rev. Micropaleontol. 1988. V. 31. № 2. P. 85–128.

Gorka H. Microorganismes de l'Ordovicien de Pologne // Palaeontol. polon. 1969. № 22. 102 p.

Jardine S., Combaz A., Magloire L., Peniguel G., Vachey G. Distribution stratigraphique des Acritarches dans le Paléozoique du Sahara Algérien // Rev. Palaeobot. and Palynolog. 1974. V. 18. № 1/2. P. 99–129.

Kaljo D., Borovko N., Heinsalu H., Khazanovich K., Mens K., Popov L., Sergeeva S., Sobolevskaya R., Viira V. The Cambrian-Ordovician boundary in the Baltic-Ladoga clint area (North Estonia and Leningrad region, USSR) // Proc. Acad. Sci. ESSR. Geol. 1986. V. 35. № 3. P. 97–108.

Martin F. Acritarchs: a review // Biol. rev. 1993. V. 68. P. 475-538.

Mens K., Viira V., Paalits I., Puura I. Upper Cambrian biostratigraphy of Estonia // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 1993. V. 42. № 4. P. 148–159.

Paalits I. Late Tremadocian acritarchs from Ceratopyge shale at Ottenby, Öland, Sweden // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 1994. V. 43. № 4. P. 203–205.

Paalits I. Acritarchs from the Cambrian-Ordovician boundary beds at Tõnismägi, Tallinn, North Estonia // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 1995. V. 44. № 2. P. 87–96.

Parsons M.G., Anderson M.M. Late Cambrian acritarch assemblages from the Peltura scarabaeoides and Acerocare trilobite zones of Random island, southeastern Newfoundland // Cimp, Newsletter 50, May 15, 1996. P. 17.

Vecoli M., Albani R., Ghomari A. et al. Précisions sur la Limite Cambrien-Ordovicien au Sahara Algérien (Secteur de Hassi-Rmel) // C.R. Acad. Sci. Paris. 1995. T. 320. Série IIa. P. 515–522.

Yin Lei-ming. Acritarchs // Aspects of Cambrian-Ordovician boundary in Dayangcha, China. Chen Jun-Juan (ed.). China Prospect Publishing House. Beijing, 1986. P. 314–373.

Рецензенты Т.Н. Корень, А.Ю. Розанов

УДК 565.32:551.736/.761(571.5)

# КОМПЛЕКСЫ КОНХОСТРАК ПЕРМИ И ТРИАСА СЕВЕРА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

© 1999 г. Э. Ф. Орлова

Космоаэрогеологическая экспедиция № 3, 117292 Москва, ул. Кржижановского, 3, Россия Поступила в редакцию 10.11.97 г.

Из верхнепермских-среднетриасовых отложений Сибирской платформы, Таймыра и Верхоянья описаны восемь комплексов конхострак, последовательно сменяющих друг друга в разрезе. Приведены данные о микроскульптуре раковин конхострак, выявленной с помощью сканирующего электронного микроскопа.

Ключевые слова. Конхостраки, микроскульптура, пермь, триас, Сибирская платформа.

Листоногие ракообразные являются одной из важнейших групп организмов, остатки которых широко распространены в перми и триасе Средней Сибири. Конхостраки встречаются в слоях, охарактеризованных в одних случаях морской фауной, в других – растительными остатками, что позволяет использовать их для корреляции разнофациальных толщ.

Автор исследовал конхостраки более чем из 50 местонахождений севера Средней Сибири. Изучался массовый материал при помощи метода реплик (Орлова, 1978), что дало возможность полнее характеризовать состав и изменчивость популяций разновозрастных комплексов конхострак, выявив основные элементы комплекса и элементы, не являющиеся определяющими для данного комплекса. Это позволяет использовать для разработки стратиграфии экостратиграфический подход, обеспечивающий значительно большую детальность и надежность, чем метод руководящих ископаемых.

На основании исследований автора выделены комплексы конхострак, характеризующие определенные стратиграфические интервалы. В каждом комплексе преобладают представители одного или нескольких семейств (иногда – лишь единственный вид). В непрерывных разрезах иногда встречаются смешанные ассоциации, состоящие из представителей как более молодого, так и более древнего комплекса. Комплексы конхострак выделены по материалам из местонахождений, изученных автором, и частично по сборам прошлых лет, которые определялись Н.И. Новожиловым (Новожилов, 1965; Novojilov, 1958) и пересмотрены автором. Некоторые роды и виды, выделенные Новожиловым на материале, недоступном автору, в состав комплексов не включены.

Из части местонахождений, откуда изучены конхостраки, были определены остатки растений

(Г.Н. Садовников), двустворчатых моллюсков (И.М. Маловецкая), аммонитов (А.С. Дагис), остракод (Е.М. Мишина), насекомых (А.Г. Шаров), рыб (А.А. Селезнева), амфибий (И.А. Ефремов), рептилии (Б.П. Вьюшков).

Выделено восемь комплексов конхострак, распространение которых в основных разрезах показано на рис. 1. Некоторые комплексы прослежены в единых обнажениях (первый и третий в районе устья р. Анакит, третий и четвертый в скважине в устье р. Ямбукан, пятый-седьмой – в одном обнажении на р. Чернохребетной и др.), что увеличивает достоверность их выделения и определения соотношения комплексов во времени. Первые четыре комплекса конхострак выделены в терригенных и вулканогенных отложениях Тунгусской синеклизы.

Первый комплекс конхострак – Bairdestheriidae (Rohdendorfium (Bipemphigus) gennisi (Nov.)) – наиболее древний из изученных нами, известен из наибольшего числа местонахождений (36) в пределах всей Тунгусской синеклизы и Северного Прианабарья. Он присутствует в сланцеватых алевролитах (Корбунчана), прослоях известняка (Авам), известняковых конкрециях (Дэлимэкит), туфогенно-осадочных породах (остальные местонахождения) гагарьеостровской – нижней части пирдинской свит (гагарьеостровский – лебедевский горизонты) (Орлова, 1990).

Автором детально изучена фауна конхострак первого комплекса в 39 захоронениях из 22 местонахождений и в шести захоронениях в двух скважинах на очень большом материале (более 2000 экземпляров) с применением современной методики (Орлова, 1978, 1990, 1991). В каждом захоронении исследовалось не менее нескольких десятков, обычно от 100 до 600 экземпляров.

Большей частью ассоциации этого комплекса почти полностью состоят из Rohdendorfium (Bi-



Рис. 1. Карта распространения комплексов конхострак перми и триаса севера Средней Сибири. Цифры условных обозначений соответствуют номерам комплексов: 1 – первый, 2 – второй, 3 – третий, 4 – четвертый, 5 – пятый, 6 – шестой, 7 – седьмой, 8 – восьмой.

pemphigus) gennisi (Nov.) со штриховато-ребристой скульптурой, практически всегда хорошо различимой (рис. 2). Иногда к этому виду добавляются единичные Leaiidae, Limnadiidae и др. в местонахождениях, приуроченных к нижним частям разреза (Корбунчана, Хойро, Балаганнах), ассоциации полностью состоят из R.(B.) gennisi (Nov.). Выше появляется до 15% представителей сем. Limnadiidae и Glyptoasmussiidae (Мольдауль, Ястребок, Турка, Авам) и сем. Leaiidae (Шадринка), широко распространенных в более молодых комплексах. На границе с отложениями, содержащими третий комплекс конхострак, R.(B.) gennisi образует смешанные ассоциации с Limnadia vana Nov. (Дэлимэкит), Mimoleaia mitchelli (Ether.) (Шадринка) и др.

Вместе с конхостраками или в соседних прослоях во всех горизонтах и почти во всех местонахождениях встречены остатки других организмов. В гагарьеостровском горизонте (Корбунчана) слои с R.(B.) gennisi содержат остракоды Darwinula elegantella Belous., D. inornata var. macra Lun., D. parallela (Spizh.), Suchonella emphasis Misch., S. facilis Misch., S. stelmachovi Spizh., Darwinuloides tatarica Posn. и перекрываются туфоалевролитами с листьями кордаитантовых и остатками Dicynodontidae. В лебедевском горизонте в местонахождении Анакит вместе с конхостраками собраны остатки растений Pecopteris crenata (Pryn.), Cladophlebis (Aurifolia) lobifera Pryn., Tungussopteris cf. sphenopteroides Vlad., Lepidopteris cf. arctica Mog., Taeniopteris (?) prynadae Mog. и др., рыб Evenkia eunotoptera Berg, Arctosomus sibiricus Berg, Tungusichtys acentrophoroides Berg, Perleidus borealis Yakovl., остракоды Darwinula inornata (Spizh.), D. interactata Mand., D. kassini Belous., D. sibirica Mand., Darwinuloides oviformis Mand., Suchonella stelmachovi Spizh., Tatariella permiensis Misch.; насекомые: Schizocoleidae; амфибии: Tungussogyrinus bergi Efr. В местонахождении Балаганнах известны остатки растений Madygenia aff. borealis Radcz. и др. В местонахождении Лопокол встречены двустворчатые моллюски Palaeanodonta ex gr. compressa (Ludwig), Microdontella (Abiella) maltseviensis (Rag.), Antraconauta (?) ex gr. pseudophillipsi Fed. В хунгтукунском горизонте - остатки растений: Neokoretrophyllites annularioides Radcz., N. linearis (Pryn.), Todites aff. borealis Pryn. (Мамилякан), Quadrocladus pachyphyllus (Pryn.), Q. cf. sibiricus (Neub.) и др. (Турка, Двурогий), Mertensides cf. lingulatus (Mog.), Cladophlebis (Aurifolia) cf. lobifera

57



**ОРЛОВА** 

**Рис. 2.** Вертикальное распространение и типы микроскульптуры конхострак севера средней Сибири. Цифры соответствуют номерам комплексов. Ширина вертикальной линии показывает, что таксон: слагает ассоциации полностью или практически полностью (а), полностью или частично (б), частично (в); образует примесь (г).

Ргуп. и др. (в соседнем обнажении, Авам); двустворчатые моллюски: Abiella cf. subovata (Jones), Microdontella plotnikovskiensis (Fed.) (Мамилякан); остракоды: Darwinula postparallela (Misch.), D. regia Misch., Suchonella lucida Mand., Gerdalia variabilis (Misch.) – Турка.

Как уже указывалось выше, Rohdendorfium (Bipemphigus) gennisi встречается в отложениях, начиная с гагарьеостровских слоев вместе с многочисленными остатками кордаитантовых. В некоторых местонахождениях вместе с R.(B.) gennisi встречаются Mimoleaia mitchelli (Ether.), описанные из наиболее высокой части пермских слоев Белмонт в Новом Южном Уэльсе – Австралия (Novojilov, 1958). Ранее указанные из местонахождения Балаганнах триасовые Lioestheria aequalis (Lutk.), L. gutta (Lutk.), Estherites evenkiensis (Lutk.), E. tungussensis (Lutk.) в изученных новых массовых сборах из этого местонахождения не установлены. Все сказанное доказывает позднепермский возраст первого комплекса конхострак.

Скульптура раковин всех остальных семейств, входящих в состав второго-седьмого комплексов конхострак, считалась ранее ячеистой. При изучении под сканирующим электронным микроскопом выяснено, что скульптура раковин этих семейств очень разнообразна и на данном этапе изученности может быть разделена на собственно ячеистую (нескольких морфологических типов) и полигональную.

Второй комплекс конхострак – Limnadiidae – рассматривается нами условно как более древний, чем третий комплекс, хотя нельзя исключить, что они одновозрастны. Второй комплекс установлен в одном местонахождении (Гагарий) в известняковых конкрециях в туффитах дюкинской свиты (лебедевский горизонт) (Садовников, Орлова, 1995). Второй комплекс состоит из родов Limnadia (L. glabra Mitch., L. aff. vana Nov.) и Eulimnadia (E. shorokhovi Nov.). Присутствуют единичные (3 экз.) Lioestheria evenkiensis (Lutk.). Всего изучено более 150 экземпляров. Основную часть комплекса (около 80%) составляют представители рода Limnadia. Морфологические различия выделенных видов этого рода невелики и, возможно, объясняются разной сохранностью материала. Не исключено, что при дальнейшем изучении удастся объединить выделенные виды в один (L. aff. vana Nov.) и, соответственно, объединить второй и третий комплексы. Все виды второго комплекса имеют ячеистую скульптуру с некоторыми отличиями у разных родов (Орлова, 1991).

В местонахождении, где установлен второй комплекс конхострак, собраны двустворчатые моллюски Abiella cf. elliptica (Khalf.), Anthraconaia aff. vivi Mal., остатки растений Arthropitys prynadae Sadovn., A. tunguskanus Sadovn., Todites borealis Pryn., Acrostichides tunguskanus (Pryn.), Kirjamkenia lobata Pryn., Stiphorus crassus Mog., Parajacutiella (?) angusta Mog. О позднепермском возрасте этого комплекса конхострак свидетельствует присутствие Limnadia glabra Mitch., описанной из пермских слоев Белмонт Нового Южного Уэльса (Австралия).

Третий комплекс конхострак – Limnadiidae (Limnadia vana Nov., Echinolimnadia mattoxi Nov.), Lioestheriidae (Lioestheria evenkiensis (Lutk.), Leaiidae (Mimoleaia mitchelli (Ether.)) - в Тунгусской синеклизе и Северном Прианабарье известен в туфогенно-осадочных породах (Корута, Суолема), в известковых алевролитах и известняковых конкрециях (Нижняя Бугарикта, Хунгтукун) пирдинской и бугариктинской свит (хунгтукунский горизонт) (Садовников, Орлова, 1994). Комплекс состоит из представителей трех семейств: Limnadiidae (Limnadia vana Nov., L. aff. vana Nov., L. pygmaea Nov., L. markevitchi Nov. и др. Echinolimnadia mattoxi Nov.), Lioestheriidae (Lioestheria evenkiensis (Lutk.), Ragozinia lienidi Nov.), Leaiidae (Mimoleaia mitchelli (Ether.), M. belozerovi Nov. и др.). Присутствуют Cyclotunguzites gazimuri Nov., Eulimnadia sp., Rohdendorfium (Bipemphigus) gennisi (Nov.) и др. В верхней части отложений с третьим комплексом появляются единичные Falsisca. Вид Rohdendorfium (Bipemphigus) gennisi (Nov.), преобладавший в первом комплексе, здесь внизу присутствует в подчиненном количестве, а выше встречается в единичных экземплярах. Одно местонахождение, относящееся к верхней части пирдинской свиты (Дэлимэкит), содержит в туфоалевролитах только R.(B.) gennisi (Nov.), а в известняковых конкрециях в них – смешанные ассоциации из тех же древних штриховатых Rohdendorfium (Bipemphigus) и ячеистых Limnadiidae, известных в более молодых отложениях. Состав ассоциаций конхострак в разных концентрациях различен. В одних ассоциациях R.(B.) gennisi составляет более половины, в других - около трети, иногда же встречаются в

единичных экземплярах. Остальную часть ассоциации составляют Limnadiidae. Третий комплекс содержит очень характерные формы Echinolimnadia mattoxi (с радиальными рядами шипов) и Leaiidae (с радиальными килями), отсутствующие в более молодых комплексах и встречающиеся в более древних очень редко, и в подчиненном количестве. В пограничных отложениях в смешанных ассоциациях присутствуют совместно представители первого-третьего (Дэлимэкит-2, Шадринка-1) и третьего-четвертого комплексов (Унтуун-2).

Третий комплекс известен из 30 местонахождений. Автором он изучен в 8 местонахождениях (в двух из них – смешанные ассоциации), всего – более 1000 экз. Составы ассоциаций в разных конкрециях и захоронениях отличаются друг от друга процентным содержанием различных видов и видами, имеющими подчиненное значение. Во всех конкрециях и прослоях местонахождения Хунгтукун основу ассоциаций составляют Limnadia vana Nov. (сотни экз.). Limnadia aff. vana с некоторыми морфологическими отличиями от голотипа присутствуют часто в большом количестве. Почти во всех конкрециях встречены Echinolimnadia mattoxi от единичных экземпляров до 50% ассоциации и даже более (десятки экземпляров). Почти во всех конкрециях, но в значительно меньшем количестве (единицы), чем Limnadia, отмечены Lioestheria evenkiensis, Ragozinia leonidi и Cyclotunguzites gazimuri. Ассоциация конхострак в конкрециях Нижней Бугарикты состоит из Echinolimnadia mattoxi (сотни), значительно реже встречаются Limnadia vana, L. pigmaea, Mimoleaia mitchelli (единицы), а также редкие Rohdendorfium (Bipemphigus) gennisi.

Скульптура раковин видов, входящих в состав третьего комплекса, имеет ряд особенностей, выявленных при изучении их под электронным микроскопом. Ячеистая скульптура родов Limnadia и Lioestheria различается размером промежутков между ячейками. Скульптура рода Echinolimnadia, который до сих пор относили к сем. Limnadiidae, полигональная, состоит из многоугольников, на границах которых располагаются мелкие шипики, а сами многоугольники пронизаны тесно прилегающими одна к другой призматическими порами (Орлова, 1991). Скульптура раковин Leaiidae крупнополигональная, также с тонкой микроскульптурой (Орлова, 1991).

Вместе с конхостраками третьего комплекса встречаются остракоды Darwinula arta Lub., D. inassueta Misch., D. innae Misch., D. inornata Spizh., D. malachovi (Spizh.), D. mera Misch., D. postparallela Misch., D. prisca Misch., D. triassiana Belous., Gerdalia clara Misch., G. dactyla Belous., G. rixosa Misch., G. sibirica Misch., G. variabilis Misch., Suchonella constricta Neustr., S. stelmachovi Spizh., S. tajmurica Misch., Tatariella libera Misch. (Хунгтукун), Nerechtina cordata Misch. (Бугарикта), рыбы сем. Acrolepididae и Ambipteridae (Коркута), остатки растений Lobatopteris multinervis (Neub.) – Бугарикта.

Третий комплекс конхострак представлен преимущественно местными видами. Из местонахождений Хунгтукун описаны Limnadia vana, Lioestheria evenkiensis, Ragozinia leonidi, Cyclotunguzites gazimuri. Триасовых видов "Estheria" gutta и "E." aequale, указанных отсюда Е.М. Люткевичем (1938), при изучении повторных значительно более полных сборов Н.И. Новожилов (Novojulov, 1958) и позднее автор здесь не обнаружили. Присутствие Mimoleaia mitchelli, известных из слоев Белмонт верхней перми Австралии, может свидетельствовать о пермском возрасте третьего комплекса конхострак.

Четвертый комплекс конхострак – Limnadiidae (Falsisca zavjalovi Nov., F. turaica Nov., Limnadia vana Nov.)-Lioestheriidae (Lioestheria evenkiensis (Lutk.)) – известен в Тунгусской синеклизе в туфогенно-осадочных породах и известняковых конкрециях иргактинской, нидымской и кочечумской свит (путоранский горизонт) (Садовников, Орлова, 1995). Комплекс состоит главным образом из представителей двух семейств – Limnadiidae и Lioestheriidae. Главной особенностью комплекса является присутствие значительного количества (20-100%) представителей рода Falsisca (с характерным изгибом линий роста в задне-спинной области). Этот род в нижележащих отложениях встречается редко и в единичных экземплярах. Из других предствителей Limnadiidae здесь отмечаются Limnadia vana, L. aff. vana, L. markevithci и др., Eulimnadia sp. Сем. Lioestheriidae представлено видом Lioestheria evenkiensis, значительно реже -Ragozinia leonidi Nov. Встречаются единичные Pseudestheria. Из других семейств иногда присутствуют единичные представители Bairdestheriidae, Glyptoasmussiidae, Cyclestheriidae.

Комплекс известен более чем в 20 местонахождениях, автором в шести местонахождениях изучено около 600 экз. В трех местонахождениях комплекс почти полностью состоит из представителей рода Falsisca (Дакат, Турукан, Хоктомо - от десятков до сотен экземпляров). Кроме постоянно встречающихся Falsisca, в некоторых местонахождениях (Иргактинский яр) значительную часть ассоциации составляют Lioestheria evenkiensis (десятки экземпляров), в других (Хэкчэкит-Сээнэ, Себяки) – Limnadia vana, L. markevitchi и др. (десятки экземпляров). В местонахождении Иргактинский яр, где изучались конхостраки в девяти прослоях и в конкрециях, Н.И. Новожиловым, кроме перечисленных видов, отмечались единичные Cyclestheria krivickii Nov., Pseudestheria novacastrensis Mitch., P. nordvikensis Nov., Sphaerestheria belorussica Nov.

Скульптура рода Falsisca, ранее считавшаяся мелкоячеистой, после изучения под электронным микроскопом определяется как полигональная с ромбовидными крупными ячейками (Орлова, 1991), часто вытянутыми, что отличает ее от всех описанных ранее типов скульптур. Этот род, очевидно, должен быть выделен в самостоятельное семейство. Вместе с конхостраками встречены остракоды Darwinula aceris Misch., D. curvidorsalis Mand., D. lucida Mand., D. triassiana Belous., D. tunguskiensis Mand., Suchonella interactata (Mand.), S. stelmachovi Spizh., Gerdalia clara Misch., G. compressa Misch., G. dactyla Belous., G. longa Belous., G. variabilis Misch., Wetluginella solers Misch., Tatariella constricta Neustr. (Иргактинский яр), Darwinula fragilis Schneid., D. longissima Belous., D. pseudoobliqua Belous., D. pseudooblonga Belous., D. (?) triassiana Belous., Gerdalia dactyla Belous., G. longa Belous. (?), Suchonella stelmachovi Spizh. (Дакат), двустворчатые моллюски Palaeomutela (?) ex gr. rectodonta Amal., Anaplophora sp., Myoconcha sp. (Дакат), рыбы Palaeoniscoidea (Дакат), остатки растений Acrostichides kirjamkensis (Pryn.), Cladophlebis (Aurifolia) lobifera (Pryn.), Parajacutiella (?) angusta Mog. (Хоктомо), Cladophlebis cf. haiburnensis (L. et H.) (Хэкчэкит-Сээнэ), в одном прослое с конхостраками – Pecopteris cf. crenata (Pryn.), Parajacutiella (?) cf. angusta Mog., ниже по разрезу – Quadrocladus (?) sp. (Турукан).

Четвертый комплекс конхострак практически полностью состоит из местных видов, что затрудняет решение вопроса о возрасте содержащих его отложений. Единичные Pseudestheria nordvikensis (известные из пермской мисайлапской свиты южного берега Хатангского залива), Pseudestheria novacastrensis (описанные из пермских слоев Белмонт, Новый Южный Уэльс) не могут однозначно ответить на этот вопрос.

В лагунных и прибрежно-морских отложениях Таймыра и континентальных вулканогенных отложениях низовьев р. Котуй впервые выделены три раннетриасовых комплекса конхострак (пятый, шестой и седьмой) и один среднетриасовый (восьмой). Все три раннетриасовых комплекса прослежены в едином разрезе на р. Чернохребетной и ее безымянном притоке выше устья р. Останцовая. Пятый и шестой описаны с р. Котуй, пятый и седьмой – встречены в близких обнажениях на массиве Холидье (гора Первая). Седьмой и восьмой комплексы описаны в скважине В-3, расположенной в Северном Прианабарье. Раннетриасовые конхостраки изучены автором из 17 захоронений 11 местонахождений на Восточном Таймыре, 4 захоронений на р. Котуй и в 18 прослоях в скв. В-3.

Пятый комплекс конхострак – Limnadiidae (Falsisca) – Gabonestheriidae (Cornia) – известен в темно-серых алевролитах марининской свиты (Марининский), в туфогенно-осадочных породах средней части нижней лавовой толщи (Холидье -5, 14, 15), между двумя лавовыми толщами (Холипье-б), верхней лавовой толщи (Холидье-7) бетлингской (?) свиты и в капчанской свите (Остуолба) (марининский горизонт, индский? Ярус) (Саповников, Орлова, 1995). Изучено более 600 экз.

Комплекс состоит почти полностью из представителей двух родов Falsisca (F. aff. turaica Nov., F. aff. verchojanica Mol., Falsisca sp. Nov.) и Cornia (C. sileenica Mol., C. aff. sileenica Mol., C. jugensis Nov., C. aff. jugensis Nov., C. ex gr. jugensis Nov.) c характерными морфологическими особенностями (изгиб линий роста в задне-спинной области у Falsisca и бугор на личиночной створке у Cornia). Иногда здесь присутствуют единичные Lioestheriidae, Cyclestheriidae, Glyptoasmussiidae. При этом три захоронения (Холидье-15, Марининский, Остуолба) содержат только Falsisca, два (Холидье-7, 14) только Cornia, остальные – представителей обоих родов, среди которых чаще преобладает Falsisca (Холидье-5, 7, Остуолба), редко – Cornia (Холидье-6). Все Falsisca и почти все Cornia данных местонахождений имеют ряд отличий от известных предствителей этих родов.

Скульптура Falsisca аналогична скульптуре того же рода из четвертого комплекса. Cornia имеет ячеистую скульптуру.

Вместе с конхостраками здесь собраны остатки растений Pleuromeia taimyrica Sadovn., Tomiostrobus belozerovii Sadovn., T. fusiformis Sadovn., Lepidopteris arctica Mog. и др. (Марининский), Tomiostrobus belozerovii Sadovn., T. migayi (Schved.), Lepidopteris sp., Peltaspermum sp. (Останцовая), Tomiostrobus cf. belozerovii Sadovn. (Холидье), Lepidopteris sp., Quadrocladus sibiricus (Neub.) (Остуолба).

Шестой комплекс конхострак – Limnadiidae (Falsisca) – Lioestheriidae (Lioestheria ignatjevi Nov., Pseudestheria sibirica Nov.) - Cyclestheriidae (Cyclestheria rossica (Chern.), Cyclotunguzites gutta (Lutk.)) изучен в пестроцветных терригенных отложениях фадьюкудинской свиты (Останцовая) – устькельтерский горизонт, индский ярус (Садовников, Орлова, 1994). Изучено около 240 экз. Этот комплекс конхострак более разнообразен, чем предыдущий, и имеет переходный характер от пятого комплекса к седьмому. Кроме Falsisca, аналогичных формам пятого комплекса, он содержит многочисленных - от одной трети (Остуолба) до половины и более (Останцовая) - представителей семейств Liostheriidae: Lioestheria ignatjevi Nov., L. propingua Nov., Pseudestheria sibirica Nov., P. kashirtzevi Nov.; Cyclestheriidae: Cyclestheria rossiса Nov., Cyclotunguzites gutta (Lutk.). Здесь же встречены виды Glyptoasmussiidae (Glyptoasmussia quadrata Nov., Brachystheria kotchetkovi Nov.), широко распространенные в более молодом комплексе.

Скульптура раковин всех семейств ячеистая, аналогична скульптуре их представителей в других комплексах.

Вместе с конхостраками встречены остатки растений Tomiostrobus latus Sadovn., выше по разрезу встречаются Pleuromeia taimyrica Sadovn. (Ocтанцовая), Tomiostrobus belozerovii Sadovn., T. bulbosus Sadovn., T. deltoideus Sadovn., T. latus Sadovn., Lepidopteris sp., Quadrocladus sibiricus (Neub.) (Ocтуолба).

Седьмой комплекс конхострак – Glyptoasmussiidae – изучен из пестроцветных отложений верхов фадьюкудинской свиты (Останцовая) и низов кирякатасской свиты (р. Павлова, гора Первая), а также из серых алевролитов ыстанахской-пастахской свит в скважине В-3 (Суолема) - верхи индского – оленекский ярус (Садовников, Орлова, 1995). Изучено около 530 экз.

Седьмой комплекс конхострак характеризуется обилием представителей сем. Glyptoasmussiidae (30-90%), с четкими морфологическими признаками (развита передняя часть спинного края), чем он отличается от более древних нижнетриасовых комплексов. Это Loxomicroglypta subcircularis (Chern.), L. nodosa Nov., Glyptoasmussia quadrata Nov., Brachystheria kotchetkovi Nov., B. taimyrensis Nov., Concherisma tomensis Nov., C. sundyrensis Nov. Часто присутствует сем. Estheriinidae: Estheriina aequalis (Lutk.), Notocrypta begitchevi Nov. Отмечены Cyclotunguzites gutta (Lutk.), Pseudestheria sibirica Nov., P. putjatensis Nov., P. kashirtzevi Nov., Lioestheria ignatjevi Nov., L. propingua Nov., Sphaerestheria ovata Nov. и др.

Ассоциации конхострак захоронений pp. Останцовой, Павлова, горы Первой близки между собой, различаются только процентным соотношением представителей различных семейств. В верхних частях разреза (р. Павлова, гора Первая) появляется новый представитель сем. Glyptoasmussiidae род Concherisma. Здесь же резко возрастает количество экземпляров представителей сем. Estheriinidae (гора Первая – до 30%), в том числе появляется род Notocrypta. В скважине В-3 (Суолема) ассоциация конхострак очень бедна и состоит из единичных экземпляров Glyptoasmussia quadrata Nov., Cyclotunguzites gutta (Lutk.), Pseudestheria aff. rybinskensis Nov.

Скульптура Glyptoasmussiidae под электронным микроскопом ячеистая, состоящая из округлых, иногда овальных (каплевидных) ячеек (Орлова, 1991).

Вместе с конхостраками встречены двустворчатые моллюски Pseudocorbula sp. (Суолема), аммонит Arctoceras cf. oebergi (Mojs.) (Павлова), остатки растений Pleuromeia taimyrica Sadovn., выше по разрезу – Tomiostrobus migayi (Schved.), Mesenteriophyllum (?) sp. (Останцовая).

Три раннетриасовых комплекса конхострак (пятый-седьмой) прослежены и в Западном Верхоянье. Здесь они изучены в 42 местонахождениях в бассейнах правых притоков р. Лена, притоков р. Дулгалах, в бассейне р. Делинья (приток р. Томпо), как на западном, так и на восточном склонах Верхноянского хребта. Эти комплексы сопоставимы с комплексами, выделенными в индских и оленекских отложениях Таймыра и Северного Прианабарья. Сохранность раковин конхострак в Западном Верхоянье значительно хуже, чем в других районах, что не позволило изучить их микроскульптуру под сканирующим электронным микроскопом.

Все три раннетриасовых комплекса в одном разрезе изучены на р. Сынча, а на р. Кельтер известны пятый, шестой комплексы и смешанные ассоциации (с видами седьмого комплекса), пятый и шестой комплексы изучены на рр. Собопол и Сэймчээн, шестой и седьмой – на рр. Делинья и Юлэгиир.

Пятый комплекс конхострак изучен в семи местонахождениях из континентальных отложений западного склона Верхоянского хребта (рр. Мол, Кельтер, Сэймчээн, Собопол, Сынча, Унгуохтаах), смешанные ассоциации (с видами шестого комплекса в подчиненных количествах) – в трех местонахождениях (Кельтер, Дьолобуун, Сэймчээн). Всего изучено более 1500 экз. На восточном склоне Верхоянского хребта пятый комплекс автором не установлен. По данным В.А. Молина (Молин, 1965), он отмечен здесь на левом берегу р. Дулгалах близ устья р. Маган-Хая. Состав комплекса аналогичен составу пятого комплекса Таймыра. Отмечены некоторые различия в видовом составе.

В ряде местонахождений (Сэймчээн, Дьолобуун), конхостраки пятого комплекса собраны в одном прослое с остатками растений Tomiostrobus belozerovii Sadovn., Т. cf. radiatus (Neub.), в отложениях, непосредственно подстилающих или перекрывающих слои с конхостраками, встречены T. bulbosus Sadovn., Т. deltoideus Sadovn. (Мол), T. latus Sadovn. (Собопол).

Шестой комплекс конхострак в Западном Верхоянье распространен наиболее широко и изучен в 26 местонахождениях как на западном – в континентальных отложениях (Кельтер, Юлэгиир, Собопол, Сынча), так и на восточном – в морских отложениях (Делинья, Эчий, Матага). Всего изучено более 200 экз. Почти все составляющие его виды являются проходящими, встречаются по всему нижнетриасовому разрезу. Однако в шестом комплексе они играют главную роль, а в пятом и седьмом комплексах в основном встречаются в подчиненных количествах.

По составу шестой комплекс Западного Верхоянья аналогичен шестому комплексу Таймыра и Северного Прианабарья, отличаясь несколько большим разнообразием видового состава и присутствием большого количества Wetlugites pronus Nov. В ряде местонахождений конхостраки шестого комплекса встречены в одном разрезе с остатками растений Tomiostrobus latus Sadovn. (Кельтер, Собопол), Т. migayi (Schved.) (Кельтер), двустворчатыми моллюсками Atomodesma errabunda Popov (Делинья, Эчий, Матага), аммонитами: Wordieocerаs (Делинья). В отложениях, содержащих ассоциации шестого комплекса с элементами верхнего (седьмого) комплекса, встречены Vavilovites (Делинья).

Седьмой комплекс конхострак изучен в шести местонахожениях на западном – в континентальных отложениях (Сынча, Юлэгиир) и восточном – в морских отложениях (Делинья), склонах Верхоянского хребта. Малое число местонахождений конхострак седьмого комплекса связано, вероятно, с тем, что верхние горизонты инда здесь представлены преимущественно грубыми породами. Изучено более 700 экз.

Состав комплекса аналогичен таковому на Таймыре и в Северном Прианабарье с некоторыми видовыми различиями.

Вместе с конхостраками собраны остатки растений Tomiostrobus latus Sadovn. (Сынча) и аммонитов Vavilovites sp. (Делинья).

О возрасте пятого-седьмого комплексов конхострак можно сказать следующее. В.А. Молин (Молин, 1965) относил корниевофальсисковый комплекс (по нашей терминологии – пятый) к нижней части нижнего инда. Это, возможно, так, но строгие доказательства отсутствуют. Нижнеиндские Otoceras известны только на восточном склоне Верхноянья, пятый комплекс конхострак – на западном склоне. Молин указывал его на восточном склоне в единственном местонахождении, в котором аммониты не найдены. Это не позволяет исключить и того, что пятый комплекс на самом деле древнее зоны Otoceras.

Шестой комплекс содержит Lioestheria ignatjevi Nov., Pseudestheria sibirica Nov., Cyclotunguzites gutta (Lutk.), Cyclestheria rossica Nov. и др., известные из ветлужской серии Поволжья, Приуралья, и аммонит Wordieoceras, который характеризует верхнюю часть нижнего инда. Род Vovilovites, свойственный верхнему инду, встречен в смешанной ассоциации из форм шестого и седьмого комплексов. Седьмой комплекс конхострак, кроме ветлужских и индско-оленекских форм, характеризуется присутствием большого числа местных видов (сем. Glyptoasmussiidae), описанных Н.И. Новожиловым в районе мыса Цветкова из жилых камер аммонитов Keyserlingites subrobustus (Mojs.) и Arctomeecoceras sibiricum (Mojs.), характерных для оленекского яруса (Hoвожилов, 1946). В отложениях с седьмым комплексом конхострак известны Vavilovites sp., xaрактеризующие верхний инд. В пестроцветных отложениях нижней части кирякатасской свиты Таймыра вместе с конхостраками седьмого комплекса найден Arctoceras cf. oebergi (Mojs.). Все сказанное позволяет считать шестой и седьмой комплексы конхострак характерными для верхней части индского-нижней части оленекского яруса.

Восьмой комплекс конхострак – Leptestheriidae (Tigjanum borchgrevinki Nov., Diaplexa tigjanensis Nov.) установлен в скважинах в районе п-ва Нордвик. Он изучен нами в одной скважине (Суолема) в интервале глубин 1105–1118.6 м в терригенных отложениях гуримисской свиты (около 200 экз.).

Особенностью самого молодого комплекса является присутствие наряду с формами, типичными для шестого-седьмого комплексов (Loxomicroglypta subcircularis Chern., Glyptoasmussia quadrata Nov., Cyclotunguzites gutta (Lutk.), Pseudestheria rybinskiensis Nov. и др.), представителей семейства Leptestheriidae (Tigjanum borchgrevinki Nov., Diaplexa tigjanensis Nov.), характеризующихся не встречавшейся в более древних триасовых комплексах сложной полигональной скульптурой (Орлова, 1991).

О количественных соотношениях видов в комплексе по материалу из скважины судить невозможно. В нижних прослоях ассоциация конхострак кроме представителей сем. Leptestheriidae содержит виды других семейств. Выше по разрезу в отдельных прослоях встречены только Leptestheriidae, в других – они встречаются вместе с представителями других семейств.

Вместе с конхостраками встречены двустворчатые моллюски Pseudocorbula ex gr. gregaroides Phill. Названные выше представители сем. Leptestheriidae описаны Н.И. Новожиловым только из анизийских отложений побережья моря Лаптевых – из буровой скважины на р. Тигян, где вместе с ними встречены анизийские двустворчатые моллюски Bakevellia arctica Kipar., Trigonodus praelongus Kipar. и др. и аммониты Danubites sp., Arctohungarites sp. и др. Таким образом, отложения, содержащие восьмой комплекс конхострак, имеют анизийский возраст.

В заключение отметим, что, встречаясь в существенно различных генетических типах пород (морских и континентальных), конхостраки определенно являются эврифациальными. Как указывалось выше, конхостраки наиболее древнего из описанных дотриасового комплекса, состоящего из Rohdendorfium (Bipemphigus) gennisi (Nov.), по всей Тунгуской синеклизе в изобилии встречаются в континентальных туфогенно-осадочных и битуминозных терригенных породах. Эти же конхостраки известны в известняковых конкрециях вместе с Limnadia, широко распространенными в туфогенно-осадочных отложениях. В двурогинской свите тот же комплекс Rohdendorfium (Bipemphigus) gennisi встречается в прослоях известняков вместе с единичными глиптасмуссиидами, известными в лагунных и прибрежно-морских отложениях Таймыра в ассоциации с лингулами и аммонитами.

Falsisca, широко распространенные в туфогенно-осадочных породах и карбонатных конкрециях в Тунгусском бассейне и Северном Прианабарье, а также в пестроцветных терригенных континентальных отложениях западного склона Верхоянского хребта, составляют основу комплекса в терригенных сероцветных отложениях на востоке Таймыра (руч. Марининский). В туфогенноосадочных отложениях Северного Прианабарья смешанная ассоциация конхострак содержит виды, характерные для черных алевролитов марининской свиты и пестроцветных песчаников и алевролитов фадьюкудинской свиты и т.д.

Вместе с тем в одинаковых фациях и типах пород в разных частях разреза встречаются разные комплексы конхострак. В туфогенно-осадочных породах известны все комплексы, кроме второго, седьмого и восьмого, в терригенных – первый, пятый-восьмой, в карбонатных конкрециях – первый-четвертый.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Люткевич Е.М.* Триасовые Estheriae из верхов Тунгусской серии // Тр. Арктического института. 1938. Т. 101. С. 155–164.

Молин В.А. Двустворчатые листоногие нижнего триаса Северной Якутии // Молин В.А., Новожилов Н.И. Двустворчатые листоногие перми и триаса севера СССР. М.–Л.: Наука. 1965. С. 57–76.

Новожилов Н.И. Новые Phyllopoda из пермских и триасовых отложений Нордвик-Хатангского района // Недра Арктики. 1946. № 1. С. 172–202.

Новожилов Н.И. Новые двустворчатые листоногие корвунчанской серии Нижней Тунгуски // Молин В.А., Новожилов Н.И. Двустворчатые листоногие перми и триаса севера СССР. М.–Л.: Наука, 1965. С, 45–56.

*Орлова Э.Ф.* Применение реплик для изучения ископаемых конхострак // Палеонтологический журнал. 1978. № 3. С. 124–127.

*Орлова Э.Ф.* Новые данные о конхостраках Rohdendorfium и Bipemphigus из вулканогенных пермотриасовых отложений Тунгусской синеклизы // Палеонтологический журнал. 1990. № 1. С. 66–75.

*Орлова Э.Ф.* Первые результаты изучения микроскульптуры раковин конхострак севера Сибирской платформы с помощью сканирующего электронного микроскопа // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 6. С. 1476–1478.

Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. Новое в стратиграфии пермо-триасовой вулканогенной толщи центральной части Тунгусской синеклизы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. № 1. С. 34–42.

Novojilov N. Conchostraca du Permien et du Trias du littoral de la mer des Laptev et de la Toungouzka inferieure // Annales du Service d'Information geologique du BRGGM. Paris. 1958. № 26. P. 15-80.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 563:551.762(470+571.1)

# ЮРСКИЕ РАДИОЛЯРИИ СЕВЕРА РОССИИ

## © 1999 г. В. С. Вишневская\*, И. Е. Пральникова\*\*

\* Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия \*\* Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия Поступила в редакцию 26.11.97 г., получена после доработки 21.05.98 г.

Проведен обзор палеоширотных моделей, которые используются для определения палеогеографических провинций по радиоляриям. Охарактеризованы позднеюрские бореальные радиоляриевые ассоциации России. Предложен сравнительный анализ нескольких юрских радиоляриевых комплексов Корякии с бореально-атлантическими, аркто-бореальными и тетическими ассоциациями. Дано палеонтологическое описание некоторых характерных видов радиолярий Печорского бассейна и Корякского нагорья. Установлено, что общими для этих регионов являются виды рода Parvicingula: P. blowi, P. blackhornensis, P. burnsensis, P. elegans, P. enormis. Представляется считать правомерным сделанное ранее заключение о северно-тетическом характере бат-келловейских и кимеридж-титонских радиоляриевых ассоциаций из некоторых тектонических пластин бассейна р. Таловки, хр. Рарыткин и левобережья р. Утесики Корякского нагорья. Анализ соотношения парвицингулид, пантенеллид и других групп радиолярий показал, что если большинство северно-тетических позднеюрских ассоциаций Куюльского террейна формировалось вблизи границы южно-тетической и северно-тетической провинций, то значительная часть одновозрастных радиоляриевых палеосообществ хр. Рарыткин, вероятно, может рассматриваться как суббореальные или обитавшие у фронта южно-бореальных провинций.

Ключевые слова. Радиолярии, верхняя юра, палеоклиматическая принадлежность.

#### введение

Открытие террейновой тектоники очень изменило наши представления о геологическом строении Севера и Северо-Востока России. Большое значение при интерпретации геологического возраста тектонических отторженцев или террейнов, а также реконструкции палеогеографических обстановок их формирования в этих регионах или на значительном удалении от них, придается фаунистическим находкам. Поскольку среди среднемезозойских осадочных комплексов в Тихоокеанском обрамлении резко доминируют кремнистые, то единственной фауной в них являются радиолярии. Для многих террейнов, аккретированных к Евро-Азиатскому континенту в пределах Северо-Востока России, именно радиолярии оказались палеонтологической основой при оценке возраста толщ. Изучение радиолярий из фрагментов кремнистых разрезов, вскрытых в тектонических пластинах отдельных террейнов Корякского нагорья (Богданов, Вишневская, 1990; Соколов, 1992; Вишневская, Филатова, 1996; Vishnevskaya, 1992; Vishnevskaya, Filatova, 1994) показало большие трудности создания по ним стратиграфической схемы. Во многом это обусловлено тем, что в тектоностратиграфических разрезах оказались сближенными радиоляриевые комплексы как бореальных, так и тетических областей (Пральникова, Вишневская, 1996; Vishnevskaya, Filatova, 1994).

При изучении радиоляриевых ассоциаций в аккретированных террейнах Корякско-Камчатского складчатого пояса помимо стратиграфических задач – определения возраста, особое значение приобретают заключения о палеоклиматической (широтной) принадлежности конкретных радиоляриевых комплексов (бореальный, суббореальный, северо-тетический, тетический). Это связано с тем, что палеомагнитные данные, касающиеся отдельных террейнов, редко сохраняют элементы первичной намагниченности и чаще обусловлены процессами перемагничивания на этапах аккреции и последующих преобразований коры. Таким образом, широтные характеристики радиоляриевых ассоциаций во многих случаях являются главными индикаторами при палинспастических реконструкциях первичного относительного положения террейнов. Поскольку трактовка палеоширот обитания часто определенным образом меняет представления о геодинамическом режиме, общем геологическом и тектоническом строении региона, то подготовка заключения о палеоклиматической принадлежности радиоляриевых ассоциаций требует тщательного и всестороннего анализа по распространению древних радиолярий. Именно это обстоятельство заставило нас обратиться к повторному изучению радиолярий из уже хорошо известных разрезов севера европейской части России (бассейны рек Печоры, Сысолы) и Севера Сибири (п-ов Пакса),

относящихся к бореально-атлантической и аркто-бореальной провинциям (Khudyaev, 1931; Хабаков, 1937; Козлова, 1971; Kozlova, 1994; Вишневская, Милановский, 1995).

В основе существующих моделей палеоширотного распределения радиолярий юры лежит мопель, разработанная Пессаньо (Pessagno et al., 1984; 1987) на материале титонско-кимериджских кремнистых формаций из террейнов Калифорнии. Однако в этой модели широтное положение границ между разноклиматическими радиоляриевыми ассоциациями привязано не к реальным палеомагнитным характеристикам изучавшихся осадочных комплексов, а предполагаемым аналогам современных географических границ, таких, как северный и южных тропик. Так, по полному исчезновению или отсутствию представителей семейства Pantanellidae и пику в развитии семейства Parvicingulidae определена в модели Пессаньо граница Северно-Австралийской и Южно-Австралийской провинций на 38° ю.ш. (и соответственно Южно-Бореальной и Северно-Бореальной провинций в Северном полушарии), а граница Австралийской и Южно-Тетической провинции (или Бореальной и Тетической в северном полушарии) помещена на 30° ю.ш. Центрально-Тетическая провинция на основании палеомагнитных данных и полного отсутствия представителей семейства Parvicingulidae граничит с Южно-Тетической по 22° ю.ш., а с Северно-Тетической по 22° с.ш. Таким образом, модель палеоширотного распространения радиолярий, предложенная Пессаньо, представляет собой три кривые, симметрично расположенные относительно экватора, две из которых (где наблюдается присутствие парвицингулид) ограничены интервалом в 32° градуса – с 22° по 54° градус и максимумом на 38° градусе как в Северном, так и в Южном полушариях. Апробация данной модели на разрезах Антарктиды (Kiessling, Scasso, 1996) показала наличие расхождения более чем в 30 градусов. На примере Антарктиды мы видим, что в Австралийской провинции парвицингулиды составляют около 50%, а пантанеллиды на шестидесятых градусах южной широты достигают 50%, т.е. модель палеоширотного распределения радиолярий имеет асимметричный характер - такой вывод делают В. Кисслинг и Р. Скассо (Kiessling, Scasso, 1996), объясняя асимметрию различным температурным режимом в юре Северной и Южной Палео-Пацифики.

Предварительное приложение модели Пессаньо к радиоляриевым ассоциациям Севера России также показало ее несовпадение с имеющимися данными. Естественно, что разработанная Пессаньо модель нуждается в проверке и уточнении. Особенно для этого интересны радиоляриевые комплексы, встреченные среди эпиконтинентальных морских отложений крупных континентов, палеоширотное положение которых обосновано не только более добротными первичными палеомагнитными данными, но и положением реконструированных в их пределах климатических поясов. В частности, рассматриваемый в статье Печорский бассейн, расположенный сейчас на 60-70° с.ш., в титонское время находился примерно не более чем на 20 градусов южнее. Таким образом, по широтным границам модели Пессаньо эта территория располагалась в пределах северо-бореальной радиоляриевой провинции. Последние палеотемпературные данные, полученные на основе изучения белемнитов, указывают на то, что Печорский бассейн как в кимериджском, так и в волжском веках характеризовался температурой около 17°С и располагался к северу от 50° с.ш. (Riboulleau et al., 1998).

Одновременно с этим Печорский бассейн, как Среднее Поволжье (Vishnevskaya, 1998) и п-ов Пакса могут позволить нам решить задачу более точного определения возраста радиоляриевых ассоциаций, поскольку представлены радиолярийсодержащими разрезами, в которых парвицингулиды, также как и в Калифорнии, составляют очень высокий процент, но в отличие от калифорнийских и многих других из Тихоокеанского кольца радиолярийсодержащих разрезов, наряду с радиоляриями, содержат аммониты, бухии, белемниты, фораминиферы, наннопланктон. Для Печорского бассейна Г.Э. Козловой (Kozlova, 1994) уже предложена схема стратиграфической корреляции позднеюрских радиоляриевых ассоциаций с аммонитовыми зонами и комплексами фораминифер.

# ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В данной работе предложена сравнительная характеристика радиолярий из кимеридж-волжских разрезов Тимано-Печорского нефтегазоносного региона, Ульяновского Поволжья, Севера Сибири и фрагментарных радиолярит содержащих разрезов из различных тектонических террейнов Корякского нагорья Северо-Востока России (рис. 1-3). В основу исследования положены материалы, собранные авторами во время полевых работ в 1995-1997 гг. в Ухтинском районе Печорского бассейна (по рекам Ижма и Пижма), Ульяновском Поволжье (разрез Городище), в 1989-1990 гг. в Корякии и коллекционные материалы, собранные Н.И. Филатовой, А.И. Дворянкиным, В.Г. Григорьевым, К.А. Крыловым и С.Д. Соколовым в различных районах Корякского нагорья, а также коллекции образцов Ю.М. Малиновского из разрезов п-ова Пакса, лаборатории морской геологии МГУ по фосфоритам Сысольского района и данные анализа 52 скважин, пробуренных в Печорском бассейне.

## МЕТОДИКА

Остатки радиолярий выделялись методом химического препарирования – растворения кремнистого цемента плавиковой кислотой; анализ этих же ассоциаций производился также и по шлифам, что в значительной мере позволило дополнить и уточнить как сведения о таксономическом составе комплексов, так и информацию литологического и микропалеонтологического характера. Объемные формы радиолярий извлекались с помощью колонковой кисточки из порошка, оставшегося после протравливания породы. Фотографирование радиолярий выполнено в сканирующем электронном микроскопе.

## ВЕРХНЕЮРСКИЕ РАДИОЛЯРИЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

На Северо-Востоке Русской плиты впервые остатки верхнеюрских радиолярий были детально описаны по шлифам И.А. Хабаковым (1937) и И.Е. Худяевым (Khudyaev, 1931), которые отметили, что общий облик титон-валанжинских радиолярий Русской плиты резко отличается от западноевропейских заметным преобладанием башенковидных форм насселлярий. В отношении морфолого-экологических особенностей скелета указывалось, что для вятско-камских радиолярий характерно: 1) преобладание довольно крупных форм по сравнению с описанными в одновозрастных отложениях Западной Европы; 2) гладкость



Рис. 1. Палеогеографический план Предуралья и Поволжья в позднеюрское (волжское) время. Цифры в кружках показывают местоположение разрезов, проанализированных на радиолярии. 1 – пески; 2 – глины; 3 – горючие сланцы; 4 – угли; 5 – фосфориты; 6 – (?) суша; 7 – номера разрезов; 8 – обнажения: С – Сысольское, Г

Городище, К – Кашпир, П – Пижма.



Рис. 2. Радиолярийсодержащие разрезы верхней юры Печорского бассейна. Номера разрезов даны по скважинам: 1 – Северная Чернореченская, 2 – Западно-Хорвейская, 3 – Харьяга 1, 4 – Харьяга 62, 5 – Южно-Хильчуйская, 6 – Харьяга 221, 7 – Южная Харьяга 1, 8 – Восточно-Хорвейская, 9 – Верхне-Шапкина, 10 – Южно-Шапкина.

1 – аммониты; 2 – белемниты; 3–4 – бухии; 5 – радиолярии; 6 – флора; 7 – перерывы в разрезе; 8 – глауконит; 9 – конгломераты и морена; 10–12 конкреции: 10 – сидерита, 11 – фосфатные, 12 – пиритовые; 13 – угли и горючие сланцы; 14 – известняки; 15 – мергели; 16 – глины; 17 – пески, песчаники и алевролиты; 18 – суглинки; вертикальный масштаб: в 1 см – 100 м.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM

1

ž

S

1999



Рис. 3. Схема распространения радиолярий рода Parvicingula. Цифры на схеме: 1 – местоположения находок; 2 – районы сравниваемых юрских радиоляриевых ассоциаций Печорского бассейна Севера России (1) и Корякского нагорья Северо-Востока России (2).

раковин, т.е. почти полное отсутствие радиальных апофиз и сложно устроенных игл; 3) преобладание по числу видов и в процентном отношении от общего числа экземпляров башенковидных форм.

Позднее, благодаря работам Г.Э. Козловой (Козлова, 1971; Kozlova, 1994), стало известно, что остатки радиоляриевых скелетов рассеяны по всей толще морских верхнеюрских отложений в северо-восточной части Русской плиты. Проанализированные нами разрезы (рис. 1, 2) подтверждают этот факт. Для некоторых местонахождений радиолярий в Печорском бассейне Г.Э. Козловой (Kozlova, 1994) выполнено монографическое описание комплексов. Она предложила рассматривать радиоляриевую ассоциацию, характеризующую верхнеюрские отложения Печоро-Тиманского региона как бореально-атлантическую. В последнее время позднеюрские радиолярии были также обнаружены в отложениях Московской синеклизы (Брагин, Брагина, 1996), севера средней Сибири (Вишневская, Малиновский, 1995). Поскольку стратиграфия верхней юры этих регионов детально разработана по аммонитам и бухиям, то радиолярии из данных разрезов специального стратиграфического интереса никогда не представляли.

Учитывая современный интерес к палеогеографической и стратиграфической принадлежности радиолярий Северо-Востока России, нами предпринята первая попытка сравнительного изучения этих "важных" радиоляриевых ассоциаций с одновозрастными из Севера России. Восточная Европа вообще является уникальным объектом для решения проблем палеоклиматической принадлежности радиолярий мезозоя, поскольку охватывает как тетическую, так и бореальную палеоклиматические провинции.

В пределах северо-восточной части Восточно-Европейской платформы верхнеюрские бореальные радиоляриевые ассоциации могут быть изучены в разрезах по рекам Ижма, Пижма, Унжа и Сысола, а также кернам скважин Баренцевоморско-Печорского района (рис. 2).

По составу макрофауны (аммониты, бухии, белемниты) печорская акватория в кимериджское и волжское время относится к бореально-атлантической провинции (Kozlova, 1994). Здесь, как в Норвегии и на Шпицбергене, радиолярии отряда Nassellaria представлены в основном родом Parvicingula. В отличие от более мелководных разрезов Англии и Севера Сибири, где резко преобладают многосферные губчатые сфероидные и дискоидные формы, здесь резко доминируют башенковидные радиолярии (Вишневская, 1996; Vishnevskaya, 1996). Столь значительное число циртоидных форм позволяет предположить возможность существования в позднеюрское время устойчивой зоны палеоапвеллинга, простиравшегося параллельно Уральскому складчатому сооружению, вдоль которого могли происходить продвижения на юг бореальных радиоляриевых фаун, что зафиксировано в разрезах юры Ульяновской области (Городище).

Кимеридж-волжская радиоляриевая ассоциация из разрезов Тимано-Печорской области, как и большинство кимеридж-титонских радиоляриевых ассоциаций Корякии (Вишневская, Филатова, 1996), характеризуется резким преобладанием парвицингулид (фототабл. I, II). Кимериджский радиоляриевый комплекс Баренцевоморско-Печорского района (Kozlova, 1994; Vishnevkaya, 1998) включает: Archaeocenosphaera ineaqualis (Rust), Praeconosphaera ex gr. sphaeroconus (Rust), Praeconocaryomma hexagonata Rust, "P." dupla (Kozlova), Pseudocrucella aff. prava Blome, Crucella crassa (Kozlova), C. aff. mexicana Yang, Orbiculiforma cf. iniqua Blome, O.? retusa (Kozlova), Paronaella paenorbis (Rust), Pantanellium? fallax (Tan), P. lanceola (Parona), P. tierrablankaense Pessagno et McLeod, Parvicingula antoshkina Vish., P. inornata Blome, P. cf. blowi Pessagno, P. haeckeli (Pantanelli), P. burnsensis Pessagno et Whalen, P. genrietta Vish., P. pizhmica Kozlova, P. pusilla Kozlova, P. papulata Kozlova, P. santabarbaraensis Pessagno, P.? enormis Yang. P.? blackhorsensis Pessagno et Whalen, P. sp. K. Vish., Excingula? bifaria Kozlova, Sethocapsa leiostraca Foreman. Более 90%

Таблица I. Некоторые виды позднеюрских радиолярий из Печорского бассейна и Корякского нагорья. 1–3 – Parvicingula? blackhorsensis Pessagno et Whalen, ×210, 185, 185.

<sup>4 –</sup> Р.? ex gr. khabakovi Zhamoida, ×150. 5, 10–12 – Р.? elegans Pessagno et Whalen, ×165, 145, 135, 140. 6–9 – Р. sp. cf. Р.? elegans Pessagno et Whalen, ×210, 190, 210, 130. 1, 6, 8 – Печорский бассейн, р. Пижма, обр. Р; 2–3, 7–9, 10–12 – Корякское нагорье, р. Малый Научирынай, обр. 757/6; 4–5 – р. Правый Таляйнын, обр. Н-212-15а.




комплекса составляют парвицингулиды. Возраст комплекса определен по совместным находкам с аммонитами Amoeboceras kitchini (Salf.).

Радиоляриевый комплекс из средневолжской аммонитовой зоны – Dorsoplanites panderi Zone Печоро-Уральской области представлен в основном видами Parvicingula papulata Kozlova, P. conica (Khabakov), P. cristata Kozlova, P. rugosa Kozlova, P. simplicima Kozlova. Большинство видов рода Parvicingula Pessagno печорского комплекса имеет хорошо выраженные наружные иголки, особенно апикальный рог, что также часто наблюдается у парвицингулид из Корякии (Богданов, Вишневская, 1991, табл. 16). Средневолжский комплекс с Parvicingula papulata (руководящие виды Acaeniotyle uralica (Rust), Parvicingula papulata Kozl., P. simplicima Kozl.) предложен Козловой (Kozlova, 1994) для низов паромесской свиты средневолжского подъяруса. Возраст комплекса определен по совместным находкам с аммонитами Dorsoplanites cf. panderi (d'Orb.), Zaraiskites aff. scythicus Vischn. и двустворками Buchia mosquensis (Buch). Почему Г.Э. Козлова (Kozlova, 1994) тимано-печорскую ассоциацию предлагает рассматривать как бореально-атлантическую? В Печорском позднеюрском море в волжское время преобладала глинистая седиментация (рис. 2), сопровождающаяся местами накоплением горючих сланцев (Sedaeva, Vishnevkaya, 1995). Как в кимеридже, так и в волжское время, в Баренцево-Печорском море среди радиолярий (Козлова, 1994) полностью отсутствовали теплолюбивые роды из отряда Nassellaria с каким-либо одним крупным, вздутым или шарообразным сегментом: Eucyrtidiellum Baumgartner, Mirifusus Pessagno, Podobursa Wisniowski, Podocapsa Rust. В печорской бореальной ассоциации не встречены представители экзотических южных родов типа Andromeda Baumgartner, Bernoullius Baum., Protunuma Ichikawa and Yao, Tethysetta Dumitrica, не найдены Foremanella Muzavov, Eoxitus Kozur. В то же время в печорской радиоляриевой ассоциации по числу индивидуумов заметно представлены пантенеллиды. Данное семейство также многочисленно и в кимеридже Московской области, где радиоляриевая ассоциация (Bragin, 1997) представлена видами: Pantanellium huazalingoense Pessagno and McLeod, P. tierrablancaence Pessagno et McLeod, P. moscowience Bragin, Crucella squama (Kozl.), Paronaella sp. aff. P. kotura Baum., Tripocyclia sp. cf. T. amajacensis Pessagno et Yang, Parvicingula sp. aff. P. vera Pessagno et Whalen, Praeparvicingula dannae Bragin, Pseudodictyomitrella(?) spinosa Grill and Kozur.

В кимериджской части разреза Дубки, надстраивающего вниз лектостратотипический разрез Городище (Среднее Поволжье), относящейся к аммонитовой зоне cymodoce, установлена радиоляриевая ассоциация с Parvicingula jonesi Pessagno. В волжском интервале в радиоляриевом комплексе из аммонитовой зоны klimovi разреза Городище при таком же содержании рода Parvicingula доминирует вид P. blowi (Pessagno). В глинах из зон sokolovi и pseudoscythica находки радиолярий единичны, но в фосфатных конкрециях, рассеянных по всему разрезу этих зон, переотложенные радиолярии встречаются в изобилии. Из зоны Dorsoplanites panderi в верхах подзоны Z. zarajskensis, отвечающих нанопланктонной зоне Watznaueria communis, определен богатый радиоляриевый комплекс, включающий Orbiculiforma ex gr. mclaughlini Pessagno, Stichocapsa? devorata (Rust), Phormocampe favosa Khudyaev, Parvicingula hexagonata (Heitzer), P. cristata Kozlova, P. conica (Khabakov), P. aff. alata Kozlova, P. multipora (Khudyaev), P. aff. haeckeli (Pantanelli), P. aff. spinosa (Grill et Kozur), P. cf. Lithocampe terniseriata Rust, Plathycryphalus? pumilus Rust (Vishnevkaya, 1998). Как и в кимериджских и ранневолжской ассоциациях разреза Городище, здесь резко преобладают представители рода Parvicingula, который является характерным видом бореальной провинции. Виды этого рода составляют более 50% комплекса. Позднеюрские ассоциации Поволжья более близки к североморским (Dyer, Copestake, 1989), с которыми они накапливались в одинаковых палеоширотах при температурах около 18°C (Riboulleau et al., 1998).

Сходная с печорской ассоциация встречена нами в рарыткинском радиоляриевом комплексе Корякии (напр., обр. Н-212/15а, Н-212/6, см. стр. 33, Вишневская, Филатова, 1996). Именно в присутствии значительного числа представителей пантенеллид в радиоляриевых ассоциациях севера Восточной Европы (Kozlova, 1994; Вишневская, 1996; Bragin, 1997) и заключается расхождение между имеющимися данными и палеоширотной моделью распространения радиолярий, предложенной Пессаньо (Pessagno et al., 1987). Отличие от модели, построенной на примере антарктических юрских радиоляриевых ассоциаций (Kiessling, Scasso, 1996) заключается в резком преобладании парвицингулид над пантенеллидами в позднеюрских радиоляриевых ассоциациях севера Европы.

Таблица II. Общие виды позднеюрских радиолярий из Печорского бассейна и Корякского нагорья.

<sup>1-3, 6 –</sup> Parvicingula? Blowi Pessagno, ×210, 110, 290, 180. 4–5 – P. burnsensis Pessagno et Whalen, ×220, 210. 7–10 – P. aff. burnsensis Pessagno et Whalen, ×210, 170, 150, 210. 11–12 – P.? enormis Yang, ×150, 210. 1, 4–5, 7, 12 – Печорский бассейн, р. Пижма, обр. Р; Корякское нагорье: 2 – р. Правый Коначан, обр. Н-212-15а; 8–9, 11 – р. Малый Научирынай, обр. 757/6, 10 – р. Малый Научирынай, обр. 760/1.

# ЮРСКИЕ РАДИОЛЯРИЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРА СИБИРИ

Радиоляриевая ассоциация, близкая к печорской (Козлова, 1994), описана Г.Э. Козловой (1983) в верхней юре баженовской свиты Сибири. Кимеридж-волжские ассоциации баженовских радиолярий, как и баренцевоморо-печорских, выделяются монотипизмом. В ассоциации кимериджских радиолярий из баженовских разрезов. представленной видами Acaeniotyle sp. aff. A. diaphorogona (Foreman), Emiluvia cf. chica For., Pantanellium lanceola (Parona), Staurodictya cf. retusa Kozl., Parvicingula multipora (Khudaev), P. cf. santabarbaraensis Pessagno, P. cf. khabakovi (Zhamoida), резко доминируют парвицингулиды с хорошо выраженными апикальными иглами. Губчатые дискоидные формы и ячеистые пантенеллиды, будучи представлены единичными экземплярами, составляют остаток ассоциации. В волжском комплексе, представленном видами Crucella cf. mucronata (Rust), Theocapsa(?) sp. aff. T. obesa Rust, Parvicingula tetracapsa (Zham.), P. cf. gracilis (Khabakov), P. sp. aff. Siphocampe turrita Rust, P. cf. rostrata (Khabakov), P. cf. seria (Rust), P. tanella (Khabakov), также доминируют парвицингулиды. По мнению Г.Э. Козловой (1983), баженовские радиолярии представляют типичный пример холодноводной ассоциации. В подтверждение она проводит сопоставление с нотальным радиоляриевым сообществом из современных донных осадков Антарктики, которое имеет подобную структуру комплекса, где сравнительно небольшой набор видов имеет широкое распространение, причем наибольшую часть в нем, по данным М.Г. Петрушевской (1966), занимают именно насселлярии.

Недавняя находка оксфорд-валанжинских радиолярий (Вишневская, Малиновский, 1995) на севере Средней Сибири (на п-ве Пакса в береговых обрывах моря Лаптевых) также отличается практически полным отсутствием тетических элементов. Именно поэтому она, как и печорская радиоляриевая ассоциация, является очень важной и представляет большой научный интерес. Оксфорд-валанжинские радиолярии Анабарского залива моря Лаптевых сходны с кимердиж-рязанской ассоциацией Северного моря (Dyer, Copestake, 1989). В кимериджском комплексе мыса Урдюк-Хая побережья моря Лаптевых, представленном Orbiculiforma lowreyensis Pess., O. mclaughlini Pess., Praeconocaryomma hexagonata (Rust), Pantanellium sp., Parvicingula blowi Pess., P. jonesi Pess., P. khabakovi (Zham.), P. haeckeli (Pant.), Praeparvicingula donnae Bragin, Archaeodictyomitra apiara (Rust), Zhamoidellum ovum Dumitrica, преобладают: Parvicingula blowi Pess., Parvicingula khabakovi Zhamoida, Praeparvicingula donnae Bragin. Согласно приведенным данным, нам представляется возможным именовать печорско-северно-сибирский радиоляриевый комплекс бореальным.

По-видимому, с учетом данных по позднеюрским радиоляриевым ассоциациям севера России (Печорский бассейн, Сысольский район, Московская область и Поволжье, север Сибири) кривая распространения пантенеллид на модели Пессаньо (Pessagno et al., 1987; Kiessling, Scasso, 1996) должна быть продолжена в Северно-Бореальную провинцию.

#### НЕКОТОРЫЕ РАДИОЛЯРИЕВЫЕ АССОЦИАЦИИ ИЗ ТЕРРЕЙНОВ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Впервые парвицингулиды (Eucyrtidium khabakovi) на Северо-Востоке России были установлены А.И. Жамойдой (1972). Рассматриваемые ниже комплексы Корякского нагорья выделены из кремнистых отложений, встреченных в разных тектонических пластинах Куюльского офиолитового террейна (Григорьев, Соколов и др., 1995), фототабл. III-IV, а также хр. Рарыткин и бассейнах рек Анадырь-Великая (Вишневская, Филатова, 1996). Поскольку все приводимые здесь радиоляриевые ассоциации Корякского нагорья Северо-Востока России происходят из фрагментарных кремнистых разрезов, лишенных других групп фауны, то ранее определение возраста вмещающих кремнистых пород (радиоляритов) проводилось на основе анализа временного распространения видов радиолярий (Вишневская, Филатова, 1996).

Келловейско-оксфордский комплекс радиолярий был выделен из радиоляриевых яшм или радиоляритов, переслаивающихся с базальтами в тектонической пластине руч. Встречный. Здесь присутствуют (в качестве примера приведен обр. C-2076): Andromeda? sp., Archaeodictyomitra apiarium (Rust), A. mirabilis Aita, Cinguloturris carpatica Dumitrica, Dictyomitrella(?) kamoensis Mizutani et Kido, Eucyrtidiellum unumaense (Yao), E. aff. E. unumaense dentatum Baumgartner, E. nodozum Wakita, E.(?) ozaiense Aita, E. ptyctum Riedel et Sanfilippo, E. sp. A aff. E. quinatum Takemura, Hsuum sp., Parahsuum aff. P. cruciferum Takemura, P. aff. P. kanyoense Sashida, Parvicingula ex. gr. blackhorsensis Pessagno et Whalen, P. aff. P. dhimenaensis Baumgartner, P. aff. P. vera Pessagno et Whalen, P. sp., Zhamoidellum mikamense Aita, Zh. sp. Сатурналиды здесь почти не отмечаются, но в большом количестве присутствуют циртоидные формы радиолярий, что может быть объяснено относительной холодноводностью бассейна (Пральникова, Вишневская, 1996); заметно присутствие радиолярий рода Arcaeodictyomitra, причем экземпляры A. apiarium имеют облик, характерный для северной части тетической провинции (Пральникова, Вишневская, 1996). Насселлярии рода Eucyrtidiellum представлены шестью видами. В числе морфологических элементов,



Таблица III. Юрские радиолярии кремнистых отложений из тектонической пластины р. Веселой (бассейн р. Таловка, Корякское нагорье).

1 – Archaeodictyomitra apiarium (Rust), ×375. 2 – A.(?) aff. A. mirabilis Aita, ×375. 3 – Xitus gifuensis Mizutani, ×375. 4 – X. gifuensis Mizutani, ×375. 5 – Williriedellum crystallanum Dumitria, ×375. 6 – Archaeodictyomitra aff. A. suzukii Aita, ×750. 7 – Hsuum aff. H. belliatulum Pessagno et Whalen, ×375. 8 – Eucyrtidiellum pyramis (Aita), ×375. 9 – E. sp. B aff. E. quinatum Takemura, ×375. 1–9 – Корякия, левый берег р. Таловка, обр. М-911/17.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 5 1999



Таблица IV. Юрские радиолярии кремнистых отложений из тектонической пластины ручья Встречный (бассейн р. Таловка, Корякское нагорье).

1 – Eucyrtideillum(?) ozaiense Aita. 2 – E. nodozum Wakita. 3 – E. ptyctum (Riedel et Sanfilippo). 4 – E. quinatum sp. A aff. E. quinatum Takemura. 5 – E. aff. E. nodozum Wakita. 6 – Parvicingula? blackhorsensis Pessagno et Whalen. 7 – Parahsuum aff. P. kanyoense Sashida. 8 – Archaeodictyomitra(?) mirabilis Aita. 9 – Cinguloturris carpatica Dumitrica. 1–9×375, ofp. C-2076.

характерных для стенок раковин многих видов этого рода, отмечаются: 1) довольно массивная плотная стенка раковины; 2) гексагональная схема расположения рамок округлых поровых отверстий; 3) поры окружены перегородками, представляющими собой шестиугольники, полого прогнутые к центру; бугорки на стенке раковины часто расположены по углам этих шестиугольников. Этот порядок расположения элементов стенки раковины предполагает плотность упаковки этих элементов и связанную с этим прочность стенок раковин, возможно, имеющую отношение к экологии или глубинным характеристикам бассейна (Пральникова, 1995). Данный комплекс заметно обогащен парвицингулидами, наличие которых говорит о происхождении его из северной части тетической провинции. Роды, характерные для тетической провинции – Andromeda и Cinguloturris здесь представлены единичными экземплярами. Согласно юнитарным ассоциациям (Baumgartner et al., 1995) возраст данного комплекса видов – поздний келловей-кимеридж.

Комплекс келловейско-раннетитонских радиолярий (Пральникова, Вишневская, 1996) из левобережья р. Таловки (например, обр. М-911/17) включает следующие виды: Acanthocircus dicranacanthos Squinabol, A. suboblongus Yao, Gorgansium aff. G. pulchrum Kocher, Pantanellium cf. P. riedeli Pessagno, P. sp., Saitoum dercourti De Wever, Triactoma blakei Pessagno, Amphipyndax sp., Archaeodictyomitra apiarium (Rust), A. minoensis Mizutani, A. mirabilis Aita, A. suzukii Aita, Bagotum aff. B. zhamoidai Vishnevskaya, Canutus? sp., Eucyrtidiellum ptyctum (Riedel, Sanfilippo), E. pyramis Aita, E. sp. B aff. E. quinatum Takemura, Foremanina(?) aff. F. sp. A. Baumgartner, Hsuum aff. H. basovi Vishnevskaya, H. aff. H. belliatulum Pessagno et Whalen, Hsuum aff. H. inexploratum Blome, H. okamurai Mizutani, H. sp., Mirifusus mediodilatatus (Rust), Napora sp., Obesacapsula pacifica Vishnevkaya, Parvicingula aff. P. aculeata Carter, P. dhimenaensis Baumgartner, P. vera Pessagno et Whalen, P. aff. P. vera Pessagno et Whalen, P. sp., Ristola altissima (Rust), Stichocapsa japonica Yao, S. sp., Theocapsa? sp., Tricolocapsa sp., Xitus gifuensis Mizutani, X. aff. X. gifuensis Mizutani, Williriedellum crystallanum Dumitrica, W. aff. W. crystallanum Dumitrica, Zhamoidellum ovum Dumitrica (фототабл. IV). Наиболее заметно представлены по количеству экземпляров роды Triactoma, Archaeodictyomitra, Eucyrtidiellum, Hsuum; присутствуют представители рода Parvicingula, что, согласно модели Пессаньо, говорит о приближении к границе между тетической и бореальной провинциями; можно отметить вид Parvicingula vera Pessagno et Whalen, имевший широкое распространение в бореальных областях - это находки в кимердиж-титоне Печорского бассейна (Kozlova, 1994), отложениях кимериджа Московской синеклизы (Вгаgin, 1997), титона Антарктиды (Kissling, 1995).

Для данного комплекса, как и для вышеописанного, характерно присутствие родов Eucyrtidiellum (представленного здесь тремя видами) и Williriedellum. Для последнего весьма характерны те же морфологические особенности стенки раковины ("гексагональность" упаковки элементов ее строения), как и отмеченные выше для рода Eucyrtidiellum, что также может предполагать связь с палеоэкологией бассейна. Для многих форм циртоидных радиолярий рассматриваемого комплекса характерно губчатое и гиалиновое строение стенки раковины, чаще встречаемое в комплексах областей, близких бореальным (Пральникова, Вишневская, 1996), но здесь также встречен обломок раковины вида Mirifusus mediodilatatus (Rust), широко распространенного в отложениях тетической провинции. Возможно, сопоставляя этот комплекс с печорским и средиземноморским, на основании временных рангов существования видов Parvicingula vera, Ristola altissima, Mirifusus mediodilatatus, Zhamoidellum ovum, будет более правильным считать его возрастной интервал уже как кимериджранний титон.

В отличие от вышеописанного комплекса рарыткинская (обр. 212-15а), пикасьваямская (С-2799) и научирынайская (обр. С-2802) кимеридж-титонская радиоляриевая ассоциации из радиоляриевых аргиллитов и яшм (или радиоляритов) Корякского нагорья Северо-Востока России (положение образцов в разрезе см. у Вишневская, Филатова, 1996) отличаются резким преобладанием парвицингулид.

В рарыткинском комплексе (H-212-15а) была установлена ассоциация видов Chitonastrum tricuspidatum (Rust), Pantanellium cf. fischeri Pess., Mirifusus fragilis Baum., Parvicingula boesii (Parona), P. cf. dhimenaensis (Baum.), P. khabakovi (Zham.), P. procera Pess., Podobursa helvetica (Rust), Dibolachras aff. chandrica Kocher, Hsuum? cuestaensis Pess., H. obispaensis Pess. (Вишневская, Филатова, 1996, с. 38, фототабл. II), анализ которой с позиций распространения видов рода Mirifusus и Parvicingula в печерской и баженовской ассоциациях, а также в других регионах, позволяет сделать заключение о кимериджском возрасте, исключив титон, как это предполагалось ранее. Представители парвицингулид в рарыткинском комплексе составляют более 75%.

В пикасьваямском комплексе (С-2799), включающем виды Triactoma echiodes For., Ristola altissima (Rust), Parvicingula dhimenaensis Baum., P. khabakovi (Zham.), P. aff. vera Pess. et Whalen, Hsuum cf. maxwelli Pess., H. cf. mirabundum Pess. and Wh., парвицингулиды составляют до 50%.

В научирынайском комплексе (C-2802) наряду с многочисленными парвицингулидами (P. cf. elegans Pess. et Wh., P. ex gr. khabakovi (Zham.), P. cf. vera Pess. et Wh.), составляющими до 90% от всей радиоляриевой ассоциации, присутствуют единичные представители Mirifusus sp. и Podobursa cf. helvetica (Rust). Таким образом, повсеместно доминируют виды Parvicingula ex gr. khabakovi (Zhamoida), P. cf. elegans Pessagno et Whalen, P. proceta Pessagno, P. cf. vera Pessagno et Whalen. Местами они составляют до 70% и более от общего числа экземпляров. Только благодаря наличию единичных представителей родов Andromeda Baumgartner, Mirifusus Pessagno, Podobursa Wishniowski становится возможным для нас относить их к северо-тетической провинции. Нельзя исключать возможность существования такой радиоляриевой ассоциации и в южно-бореальной провинции. Следует также отметить, что многие бат-келловейские радиоляриевые ассоциации из рарыткинского (Н-212/6, пикасьваямского (Л-10/1) и научирынайского (ДН-760) тектоностратиграфических разрезов (Вишневская, Филатова, 1996) состоят на 90% и более из парвицингулид. Какиелибо тетические виды или даже роды в этих ассоциациях, как правило, отсутствуют. Наиболее широко распространенные виды среди парвицингулид – это P. blackhorsensis Pessagno et Whalen, P. burnsensis Pessagno et Whalen, P. elegans Pessagno et Whalen, P. cf. inornata Blome, P.? khabakovi (Zhamoida), P. vera Pessagno et Whalen, которые являются основными составляющими бореально-атлантических и аркто-бореальных ассоциаций севера России. По-видимому, проводя аналогию морфологических особенностей этих радиоляриевых ассоциаций с печорскими и северо-сибирскими, будет правомерно относить эти ассоциации к бореальным. Наиболее загадочной остается позднекелловей-раннетитонская (или кимеридж-волжская, если сравнивать с печорскими комплексами) радиоляриевая ассоциация из бассейна р. Малый Научирынай (обр. 757/6 из коллекции Н.И. Филатовой), (Вишневская, Филатова, 1996, с. 31, табл. 7), в которой резко доминируют тетические низкоширотные виды, имеющие большое распространение в поздней юре океана Тетис (Baumgartner et al., 1995), а парвицингулиды составляют менее 1%, но все же представлены несколькими видами, распространенными в печорских ассоциациях (табл. II). Согласно модели Пессаньо, это должен быть тепловодный комплекс, который может иметь распространение в центрально-тетической провинции. Возможно, присутствие в низких широтах тихоокеанской провинции более многочисленных находок видов рода Parvicingula по сравнению с океаном Тетис можно объяснить более тесной связью арктического бассейна с Палео-Пацификой, т.е. различным распространением радиолярий в мезозойском океане Палео-Тетис, Атлантики и Пацифики, или же, возможно, опять имеет место несовпадение имеющихся данных с теми, которые предполагаются согласно поведению кривых в графических моделях (Pessagno et al., 1987; Kiessling, Scasso, 1996).

Таким образом, в Корякском нагорье чаще всего встречаются радиоляриевые комплексы, в которых виды рода Parvicingula составляют очень высокий процент, более 50-70, и даже 90 (например, обр. Н-212-15, Н-212-15а из бассейна р. Правый Таляйнын-Вишневская, Филатова, 1996), значительную (от 25 до 50%) примесь (обр. 2646-2В, Н-11 из бассейнов рек Коначан и Утесики-Вишневская, Филатова, 1996), присутствуют в заметном (обр. С-2076, обр. ДН-760) или в несколько меньшем (ДН-757/6, М-911/17) количестве. Сходная закономерность (количество экземпляров Parvicingulidae до 20-60%) наблюдается в Северной Америке (Pessagno et al., 1984, 1987, Hull, 1995). Распределение же пантенеллид в ассоциациях Корякии (Вишневская, Филатова, 1996) более близко к распределению в радиоляриевых комплексах севера Восточной Европы и существенно отличается от характера распределения, предложенного в моделях, построенных по материалам из Калифорнии и Антарктиды.

# СРАВНЕНИЕ С ВЕРХНЕЮРСКИМИ РАДИОЛЯРИЯМИ ПАЛЕООКЕАНА ТЕТИС

Как известно, в низкоширотных радиоляриевых ассоциациях кимеридж-титона Тетиса (Baumgartner et al., 1995) представители рода Parvicingula, подобные печорским или тихоокеанским (с рогом), практически не известны. Даже находки видов рода Parvicingulidae, лишенных рога – Parvicingula(?) spinata (Vinassa) (Baumgartner et al., 1995, pl. 3187, fig. 1) из кимериджа, как и Р. haeckelli (Pantanelli), 1880, pl. 10, fig. 6) в Тетисе крайне редки. Виды P. dhimenaensis Baumgartner, P. boesii (Parona), P. mashitaensis Mizutani, P. cosmoconica (Foreman), P. longa Jud, P.? sp. aff. P. cincta (Hinde) (Baumgartner и др., 1995) являются особой морфологической группой тетических видов без апикального рога, отнесение которых к роду Parvicingula условно. Показательным также является то, что из 450 видов, приведенных в каталоге среднеюрско-раннемеловых радиолярий Тетиса (Baumgartner et al., 1995), только два могут быть отнесены к роду Parvicingula. Это P.(?) sp. A, описанная из бат-келловея Багамского бассейна Центральной Америки (современное положение – 28° с.ш.), и P. sp. aff. P. elegans Pessagno et Whalen, reorpaфическое распространение которой, к сожалению, не указано. Также остается спорным отнесение к этому роду некоторых сходных видов из других районов Средиземноморья (Grill, Kozur, 1986; Heitzer, 1930; Rust, 1895, 1898). В настоящее время Думитрика предлагает большую часть этих видов объединить в новый род Tethysetta Dumitrica (Dumitrica et al., 1997).

#### НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Таким образом, не имеющие точной геологической и палеогеографической привязки Parvicingula-содержащие радиоляриевые комплексы Северо-Востока России (Корякии) и других регионов Тихоокеанского пояса могут быть более надежно сопоставлены с хорошо геологически документированными кимеридж-титонскими радиоляриевыми ассоциациями Печорского бассейна (Козлова, 1971; Kozlova, 1994) и севера Сибири (Козлова, 1983; Vishnevskaya, De Weber, 1996), чем с плохо датированными другими группами фауны радиоляриевых ассоциаций Северной Америки (Калифорния, Мексика) или не сопоставимыми из-за провинциализма с низкоширотными ассоциациями Тетиса.

Сравнительный анализ печорско-сибирских и корякских юрских радиоляриевых ассоциаций позволил сузить возрастной интервал радиоляриевой ассоциации из бассейна р. Таловки (М-911-17) и бассейна р. Научирынай (757-6) Корякского нагорья до кимериджа-нижнего титона, а рарыт-кинского комплекса (H-212-15a) до кимериджа.

Значение позднеюрских радиолярий севера европейской части России и Средней Сибири заключается в том, что они не только позволили уточнить возраст некоторых радиоляриевых ассоциаций Корякского нагорья, но и расширяют наши значения о бореальных фаунах среднего мезозоя России и могут послужить ключом к расшифровке палеоклиматической принадлежности радиоляриевых ассоциаций из террейнов Северо-Запада Тихоокеанской окраины.

Проведенное первое предварительное сравнительное палеонтологическое изучение радиолярий Печорского бассейна, севера Сибири, Тетиса и Корякии подтверждает, что в тектонических пластинах Корякского нагорья наряду с относительно холодноводными ассоциациями (Пральникова, Вишневская, 1996), существуют и тепловодные радиоляриевые комплексы. Дальнейшее сравнительное изучение радиоляриевых ассоциаций севера России несомненно позволит подойти к разработке количественных критериев различия палеоклиматических признаков.

Апробация существующих юрских палеоширотных моделей распределения радиолярий на примере позднеюрских радиоляриевых ассоциаций севера России показала наличие многочисленных расхождений. Необходима дальнейшая проверка и корректировка этих моделей, поскольку однозначное применение данных моделей в существующем виде может привести к геологическим ошибкам.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 96-05-64512 и 97-05-65566, а также Международной программы Перитетис (грант 96-18). Авторы искреннее признательны Н.И. Филатовой, А.И. Дворянкину, В.Н. Григорьеву, К.А. Крылову, С.Д. Соколову за предоставление ценных коллекционных материалов, а также Н.А. Богданову, Н.Ю. Брагину, В.Н. Григорьеву, Г.Э. Козловой, С.Д. Соколову за ценные советы и критические замечания по статье.

### ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРНЫХ ВИДОВ РАДИОЛЯРИЙ

Семейство Archaeodictyomitridae Pessagno

Род Archaeodictyomitra Pessagno, 1976

Archaeodictyomitra apiarium (Rust)

### Табл. III, 1

Lithocampe apiarium Rust: Rust, 1885, 314, pl. 39(14), fig. 8.

Dictyomitra apiarium (Rust): Rust, 1898, p. 58; Nakaseko et al., 1979, pl. 3, fig. 4.

Archaeodictyomitra apiara (Rust): Pessagno, 1977b, p. 41, pl. 6, figs. 6, 14; De Wever, Thiebault, 1981, p. 585; Nakaseko, Nishimura, 1981, p. 145, pl. 6, figs. 2-4; pl. 15, figs. 2, 6, not fig. 7; not Schaaf, 1981, p. 432, pl. 18, figs. 2a-2b; Matsuyama et al., 1982, pl. 1, fig. 1; Aoki, 1982, pl. 2, figs. 11, ? 12; Matsuoka, Yao, 1985, pl. 2, fig. 4; Tanaka et al., 1985, pl. 1, figs. 5-6; Conty, Marcucci, 1986, pl. 1, fig. 3; Kishida, Hisada, 1986, fig. 2.8; Matsuoka, 1986a, pl. 2, fig. 14; pl. 3, fig. 13; Aita, 1987, p. 64; Kawabata, 1988, pl. 2, fig. 9; Wakita, 1988, pl. 4, fig. 1; Tumanda, 1988, p. 36, pl. 2, fig. 9; Kiessling 1992, pl. 1, figs. 4-5; Steiger, 1992, p. 8, pl. 25, figs. 8-9.

Агсhaeodictyomitra apiarium (Rust): Kocher, 1981, p. 56, pl. 12, fig. 13; Schaaf, 1984, p. 92–93, figs. 1, 3a– b, 5a–5b; not 2, 4a–4b; Ishida, 1985, pl. 3, fig. 4; Suyari, Ishida, 1985, pl. 2, figs. 7–10; Aita, Okada 1986, p. 108, pl. 1, fig. 11; Igo et al., 1987, figs. 2, 14; Pavsic, Gorican, 1987, p. 24, pl. 2, fig. 11; Danelian, 1989, p. 142, pl. 3, figs. 1–2; Widz, 1991, p. 243, pl. 1, fig. 14; Jud, 1994, p. 62, pl. 3, figs. 10–11; Пральникова, Вишневская, 1996, с. 241, рис. 2, фиг. 3, м, н.

Archaeodictyomitra apiaria (Rust): Wu, Li, 1982, p. 67, pl. 1, figs. 15–16; Ozvoldova, Sykora, 1984, p. 263, pl. 3, fig. 6; Baumgartner, 1984, p. 758, pl. 2, figs. 5–6; Ozvoldova, 1990, pl. 3, fig. 2; pl. 5, fig. 5; not Murchey 1984, pl. 1, fig. 3.

?Archaeodictyomitra directiporata (Rust): Oz-voldova, 1988, pl. 4, fig. 3.

?Archaeodictyomitra sp. C: Foley et al., 1988, p. 485, fig. 3, not 10, 11, ?12 (синонимика здесь и далее дана по Baumgartner et al., 1995).

Описание. Раковина коническая, удлиненная, 8–10 сегментов. Апикальный рог отсутствует. Цефалоторакс округленно-конический, форма остальных сегментов близка к цилиндрической. На протяжении всей раковины непрерывны 26–30 ребер, разделенных вертикальными рядами пор. Четко заметны также горизонтальные ровные ряды пор, разделенные по вертикали промежутками, равными друг другу, или почти равными друг другу. В дистальной части больший и меньший промежутки иногда чередуются по величине. Горизонтальные ряды пор не приурочены к какому-либо местоположению в сегменте по вертикали. Измерения: длина – 180–200 мкм, ширина – 90–100 мкм.

Размеры. Длина раковины – 180–200, ширина – 90–100 (здесь и далее единица измерения – мкм).

Распространение. Верхняя юра, всесветно. Россия: Корякия, бассейн р. Таловки, обр. С-2076, М-911/17.

Archaeodictyomitra (?) mirabilis Aita, 1987

# Табл. IV, 8

Thanarla sp. B Aita, 1982, pl. 3, figs. 1-2b.

Archaeodictyomitra (?) mirabilis Aita, 1987, pl. 1, figs. 14a-14b, pl. 9, figs. 7-8.

Описание. Раковина субконическая в форме колокольчика, несколько сужена к устью. Цефалис округлый без апикального рога. Пост-абдоминальные сегменты несут 20–24 протяженных четких продольных ребра по всей поверхности раковины, отделенных друг от друга рядом пор. По горизонтали эти поры складываются в ряды, расстояние между которыми несколько увеличивается в направлении от цефалиса к устью. Поры одинаковые по величине, маленькие, округлые. Последний сегмент несколько вздут, но сужен к устью. Пережимы между сегментами отсутствуют. Строение элементарной ячейки стенки раковины – тетрагональное (Пральникова, 1995).

*Размеры.* Высота раковины – 90, ширина – 60–70.

Распространение. Верхняя юра, Япония. Россия: Корякия, бассейн р. Таловки, обр. С-2076, М-911/17.

# Archaeodictyomitra (?) aff. A. mirabilis Aita, 1987 Табл. III, 2

Отличается от вышеописанной более сжатыми по вертикали и более широкими по горизонтали размерами, а также сильнее суженным устьем.

*Распространение*. Россия: Корякия, бассейн р. Таловки, обр. С-2076.

# Archaeodictyomitra aff. A. suzukii Aita, 1987 Табл. III, 6

Archaeodictyomitra sp. A Aita, 1982, pl. 3, fig. 14. Archaeodictyomitra sp. A Ishida, 1983, pl. 7, fig. 9. Archaeodictyomitra suzukii, Aita, 1987, pl. 2, figs. 1a– 2b, pl. 9, fig. 9. Описание. Раковина удлиненно-коническая цилиндрическая в средней части, заметно сужается к устью. Вдоль поверхности раковины расположено 20–22 ребра, отделенных друг от друга рядом пор. Эти поры в горизонтальном направлении складываются в более или менее четкие ряды, расстояние между которыми не совсем точно выдерживается по всей длине вертикально ряда пор. Элементарная ячейка стенки раковины тетрагональная.

Размеры. Высота раковины – 180, ширина – 75. Распространение. Верхняя юра Японии. Россия: Корякия, бассейн р. Таловки, М-911/17.

Род Cinguloturris Dumitrica: Dumitrica et Mello, 1982 Cinguloturris carpatica Dumitrica

# Табл. IV, 9

Unnamed multicyrtoid nassellarian: ? Adachi, 1982, pl. 2, figs. 9? 10; Yamamoto, 1983, pl. 1, fig. 10.

Theoperidae gen. et. sp. indet. I: Aita, 1982, pl. 2, fig. 18.

Theoperid gen et sp. indet.: Aoki, Tashiro, 1982, pl. 2, fig. 9.

Stichomitra sp. A: ? Yao et al., 1982, pl. 4, fig. 20 Dictyomitra sp. B: 1983, Ishida, pl. 5, figs. 3, 4.

Cinguloturris carpatica: Dumitrica, Mello, 1982, p. 23, pl. 4, figs. 7–11; Yao, 1984, pl. 2, fig. 28; Ishida, 1985a, pl. 3, fig. 14; pl. 4, figs. 13–14; Matsuoka, Yao, 1985, pl. 2, fig. 13; Tanaka et al., 1985, pl. 1, fig. 12; Aita, 1985, fig. 7, 12; Kishida, Hisada, 1986, pl. 2, fig. 12; Matsuoka, 1986a, pl. 2, fig. 16; Matsuoka, Yao, 1986, pl. 2, fig. 14; Aita, 1987, p. 64, pl. 10, fig. 12; Ozvoldova, 1988, pl. 6, fig. 8; Kawabata, 1988, pl. 2, fig. 10; Wakita, 1988, pl. 4, fig.? 16, pl. 5, fig. 8; Kato, Iwata, 1989, pl. 5, fig. 5, pl. 6, fig. 10; Yasuda, 1989, pl. 1, fig. 14; Widz, 1991, p. 244, pl. 1, fig. 11; Yao, 1991, pl. 4, fig. 11; Matsuoka, 1992, pl. 3, fig. 2, pl. 4, fig. 1.

Cinguloturris sp. aff. C. carpatica Dumitrica: Yao, 1984, pl. 3, fig. 19.

Cinguloturris sp. cf. C. carpatica Dumitrica: Tanaka et al., 1985, pl. 1, fig. 7.

Cinguloturris sp. cf. C. carpatica Dumitrica: Kurimoto, 1989, pl. 1, fig. 17.

Описание. Сохранившаяся часть раковины состоит из семи сегментов. Цефалоторакс округлоконический, постторакальные сегменты следуют далее заметно расширяясь до третьего сегмента, далее увеличение ширины менее резкое. Сегменты отделены друг от друга пережимами; первый пережим на соединении торакса со следующим сегментом выражен слабо, далее они становятся более выраженными. Пережимы заполнены губчатым пористым материалом, увеличивая диаметр раковины местами почти до диаметра широкой части сегмента.

Размеры. Длина раковины – 210, ширина – 95.

Распространение. Верхняя юра, всесветно. Россия: Корякия, бассейн р. Таловки, обр. С-2076.

#### Семейство Eucirtidiellidae Takemura, 1986

Род Eucyrtidiellum Baumgartner, 1984

Eucyrtidiellum nodosum Wakita

Табл. IV, 2

Eucyrtidiellum sp. aff. E. unumaense (Yao) – Matsuoka, 1986, pl. 2, fig. 9;

Eucyrtidiellum nodozum Wakita: Wakita, 1988, p. 408,

pl. 4, fig. 29; Baumgartner, 1995, p. 213, pl. 3014, figs. 1–3.

Описание. Цефалис маленький сферический с небольшим апикальным рогом. Торакс с нерегулярно расположенными маленькими бугорками. Абдомен с гексагональным расположением поровых отверстий, окруженных аналогично расположенными бугорками – здесь они большего размера, чем на тораксе. Диаметр устья примерно соответствует диаметру торакса.

*Размеры.* Высота раковины (цефалис, торакс и абдомен) – 80–90, высота торакса – 20–30, ширина торакса – 35–40, высота абдомена – 40–50.

Распространение. Верхняя юра Японии. Россия: Корякия, бассейн р. Таловки, обр. С-2076.

#### Eucyrtidiellum(?) ozaiense Aita

#### Табл. IV, 1

Eucyrtidiellum(?) ozaiense Aita: Aita, 1987, pl. 14, fig. 1.

Описание. Раковина состоит из трех сегментов; цефалис округло-конический. Второй сегмент также конически расширяется. Третий сегмент широко раздувается после небольшого отделяющего его от второго сегмента пережима. На стенке третьего сегмента наблюдаются сглаженные вертикальные ребра, их количество по всей поверхности сегмента – 12, что несколько менее числа ребер у Е. ругатіз. Другое отличие от этого вида – ребра не наблюдаются на втором сегменте.

*Размеры*. Высота раковины без апикального рога – 45–55, ширина – 60–65.

Распространение. Верхняя юра Японии. Россия: Корякия, бассейн р. Таловки, обр. С-2076.

# Eucyrtidiellum ptyctum (Riedel, Sanfilippo) Табл. IV, 3

Eucyrtidiellum ptyctum: Riedel et Sanfilippo, 1974, p. 778, pl. 5, fig. 7; pl. 12, fig. 14; Baumgartner, 1984,

p. 764, pl. 4, figs. 1–3; Aita, 1987. p. 65, pl. 4, figs. 12a–12b; pl. 10, fig. 14; pl. 14, fig. 3, Baumgartner et al., 1995, pl. 3017, figs. 1–8.

Описание. Раковина из трех сегментов; цефалис округлый. Первый и третий сегменты не имеют пор. Второй сегмент покрыт бугорками и порами во впадинах между ними, расположенными гексагонально. Второй сегмент от третьего отделен горизонтальным рядом чуть увеличенных пор. Третий сегмент, наиболее широкий из трех, на поверхности имеет вертикально расположенные ребра-выступы, число которых по окружности сегмента составляет 14–16.

Размеры. Высота раковины без апикального рога – 35–45, ширина – 25–30, что почти вдвое меньше размеров голотипа и экземпляров из отложений океана Тетис и Калифорнии (Baumgartner, et al., 1995).

Распространение. Байос-ранний титон. Тетис, Япония, Россия: Корякия, бассейн р. Таловки, – обр. С-2076, М-911/17.

Eucyrtidiellum pyramis (Aita)

Табл. III, 8

Eucyrtidium(?) pyramus Aita: Aita et Okada, 1986, p. 109, pl. 6, figs. 8–13; pl. 7, figs. 1a–2b.

Eucyrtidiellum pyramis (Aita): Aita, 1987, p. 65,

pl. 14, fig. 2; Baumgartner, 1995, p. 216, pl. 3019,

fig. 1, 2 (H).

Описание. Раковина из трех сегментов; цефалис заостренно-конический, округло-расширяющийся, без пережима переходящий в конический торакс. Стенки раковины (второй и третий сегменты) покрыты вертикальными волнисто-сглаженными ребрами, число которых по окружности раковины – 14. Горизонтальный ряд пор достаточно четко различим на небольшом пережиме между вторым и третьим сегментами. Третий сегмент, составляющий более половины высоты раковины и наиболее широкий, в верхней части конический, нижняя его часть почти цилиндрическая по абрису.

*Размеры.* Высота раковины – 55–65, ширина – 35–40.

Распространение. Титон Японии. Россия: Корякия, бассейн р. Таловки, кимеридж–нижний титон, обр. М-911/17.

Eucyrtidiellum sp. A aff. E. quinatum Takemura

# Табл. IV, 4

Eucyrtidiellum quinatum Takemura: Takemura, 1986, pl. 12, figs. 16–18.

Описание. Раковина имеет 5 сегментов, последовательно расширяющихся. Между первым и вторым сегментами пережим мало заметен, между вторым и третьим – заметен более, между третьим и четвертым – аналогичен предыдущему, но его делает заметнее резкое увеличение ширины четвертого сегмента по сравнению с третьим; между четвертым и пятым сегментами, почти равными по ширине, пережим подчеркнут рядом резко увеличенных пор, расположенных в углублениях в стенке раковины. На поверхности цефалиса поры мало заметны; далее пористость становится заметнее. Расположение пор гексагональное; по той же схеме расположены бугорки между порами. Поры расположены почти вплотную друг к другу. Устье по диаметру почти равно пережиму между 4-м и 5-м сегментами.

Отличия от Е. quinatum Takemura: резкое увеличение ширины раковины, начиная с 4-го сегмента; 5-й сегмент несколько шире 4-го, в отличие от последнего сегмента Е. quinatum, который уже предыдущего. Более правилен гексагональный порядок расположения пор и бугорков. Размеры раковины отличаются от размеров голотипа Е. quinatum Takemura в меньшую сторону.

*Размеры.* Высота раковины – 130–140; ширина 4–5 сегментов – 90–100.

Распространение. Келловей-оксфорд Японии. Россия: Корякия, бассейн р. Таловки, С-2076.

# Eucyrtidiellum sp. B aff. E. quinatum Takemura

#### Табл. III, 9

Eucyrtidiellum quinatum Takemura: Takemura, 1986, pl. 12, figs. 16–18.

Описание. Раковина имеет 5 сегментов, конусовидно расширяющихся к последнему, имеющему форму полусферы, почти сомкнутой к устью. На соединении 3-го и 4-го сегментов имеется пережим, между 4-м и 5-м сегментами пережим более заметен и подчеркнут рядом увеличенных и расположенных в углублениях пор. Первые три сегмента почти не отделены друг от друга по абрису внешней поверхности. На поверхности цефалиса поры слаборазличимы и поверхность раковины гладкая, далее пористость заметнее. Расположение пор гексагональное, шестиугольные гребни между ними неявно выражены. Отличия от E. quinatum Takemura: резкое увеличение ширины раковины, начиная с 4-го сегмента; 5-й сегмент несколько шире 4-го, в отличие от последнего сегмента E. quinatum, который уже предыдущего. Отмечаемый гексагональный порядок расположения пор более четко различим, чем на фото, представленном в работе Takemura. Общая поверхность раковины более сглажена; поры расположены несколько реже и меньше их диаметр. Размеры раковины отличаются от размеров E. quinatum Takemura в меньшую сторону. Отличия от E. sp. A aff. E. Takemura: Первые три сегмента не отделены пережимами, четвертый сегмент начинается с резкого расширения. Общая поверхность раковины более сглажена, округлые поры, расположенные на "площадках" гексагональной формы, окруженных неявно выраженными гребнями, отстоят друг от друга на расстоянии 2-3 своих диаметров; устье меньшего размера.

*Размеры.* Высота раковины – 120–130; ширина 4–5 сегментов – 85–90.

Распространение. Средняя-верхняя юра Японии. Россия: Корякия, бассейн р. Таловки, кимердиж-нижний титон, обр. М-911/17.

Семейство Hsuidae Pessagno, 1977 Род Hsuum Pessagno, 1977 Hsuum aff. H. belliatulum Pessagno et Whalen. Табл. III, 7

Hsuum belliatulum Pessagno et Whalen: Pessagno, Walen, 1982, p. 131, pl. 7, figs. 7, 8, 12, 18, 22; pl. 13, fig. 3.

Описание. Раковина коническая до субцилиндрической. Цефалис, торакс и абдомен образуют полусферу, оканчивающуюся коротким рогом. Вертикальные ребра клиновидно выступают в рельефе; количество их в дистальной части раковины несколько большее, чем в проксимальной за счет появления новых в промежутке между предыдущими примерно на уровне середины общей длины раковины. Между вертикальными ребрами отчетливо видны по два вертикальных ряда довольно крупных пор (диаметр пор составляет половину – две трети ширины ребра). Поры в этих двух междуреберных рядах расположены в гексагональном (шахматном) порядке и форма некоторых из них близка к шестиугольной. Количество ребер в постабдоминальной части возрастает от 14 до 16-18.

От H. belliatulum Pessagno et Whalen отличается несколько более массивными и более выделяющимися в рельефе ребрами, несколько меньшей четкостью вертикальных рядов пор.

Размеры. Длина раковины – 120–140, ширина – 110–115 (экземпляр неполный по длине).

Распространение. Средняя-верхняя юра Калифорнии. Россия: Корякия, бассейн р. Таловки, кимеридж-нижний титон, обр. М-911/17.

Род Parahsuum Yao, 1982

Parahsuum aff. P. kanyoense Sashida

#### Табл. IV, 7

Parahsuum kanyoense Sashida: Sashida, 1988, pl. 1, figs. 14, 15, 20–24, pl. 2, fig. 4.

Описание. Раковина конической формы, резко расширяется от цефалиса, далее, со 2–3 сегмента раковина расширяется не столь значительно, и общие очертания становятся более цилиндрическими. Цефалическая часть уплотнения, апикальный рог выражен не очень заметно. Стенка раковины представляет собой тетрагональную решетку, состоящую из горизонтальных и вертикальных рядов пор, разделенных вертикальными гребнями. Число гребней, видное на боковой стороне – 12–14, причем число их у некоторых экземпляров в направлении от цефалиса к последнему сегменту несколько увеличивается, т.е. некоторые гребни "разветвляются".

Размеры. Длина раковины – 110–140, ширина 85–110 (основано на 4 экземплярах). Размеры раковины в полтора-два раза меньшие, чем в оригинальном описании.

Распространение. Средняя юра Японии. Россия: Корякия, бассейн р. Таловки, келловей-оксфорд, обр. С-2086.

#### Семейство Parvicingulidae Pessagno

#### Род Parvicingula Pessagno, 1977

Parvicingula? blackhorsensis Pessagno et Whalen, 1982

Табл. I, 1-3, Табл. IV, 6

Parvicingula blackhornensis Pessagno et Whalen, 1982, p. 137, pl. 10, figs. 10–12, pl. 13, fig. 14.

Parvicingula blackhornensis? Pessagno et Whalen: Blome, 1984, p. 357, pl. 9, figs. 6, 11, 15, 22; pl. 15, figs. 3, 8.

Описание. Широкая коническая раковина; цефалис, торакс и абдомен покрыты мелкими порами. Остальные постабдоминальные камеры с тремя рядами пор, расположенных в шахматном порядке. Поры гексагональной формы гораздо большего размера. Начиная с абдомена, камеры быстро нарастают в ширине и несколько менее – в длине. Камеры друг от друга отделены бугорчатыми кольцевыми выступами.

*Размеры*. Длина раковины – 110 без рога (видимо, обломан), ширина – 90.

Распространение. Средняя-поздняя юра Калифорнии. Россия: поздняя юра (ранний кимеридж), зона Атоевосегаs kitchini, Ухтинский район, р. Печора, обр. Р; Корякское нагорье, хребет Рарыткин, обр. Н-11, Н-212, 4626; р. Малый Научирынай, обр. 757/6; бассейн р. Таловка, обр. С-2076.

# Parvicingula cf. blowi Pessagno

#### Табл. II, 1-3, 6

Parvicingula blowi Pessagno, 1977, p. 85, pl. 8, figs. 11–14.

Parvicingula blowi, 1984. Pessagno, Pessagno et al., p. 26, pl. 2, figs. 14–15. 1989.

Parvicingula blowi Pessagno, Dyer, Copestake, p. 227, pl. 2, figs. 3–4. 1995. Parvicingula blowi Pessagno, Hull, p. 21, pl. 3, figs. 6, 18, 22.

Распространение. Средняя-поздняя юра Калифорнии. Россия: поздняя юра (ранний кимеридж), зона Amoeboceras kitchini, Ухтинский район, р. Печора, обр. Р; Корякское нагорье, хр. Рарыткин, обр. H-212-15a; р. Утесики, обр. H-11.

#### Parvicingula burnsensis Pessagno et Whalen

## Табл. II, 4-5

Parvicingula burnsensis Pessagno et Whalen, 1982, p. 136, pl. 9, figs. 14–15, 19–20; pl. 13, fig. 2. Parvicingula cf. burnsensis Pessagno et Whalen, Vishnevskaya, 1992, p. 27, pl. 1, fig. 15. Parvicingula burnsensis Pessagno et Whalen, Kozlova, 1994, pl. 3, figs. 5–6. Parvicingula burnsensis Pessagno et Whalen, Vishnevkaya, 1994, p. 217, fig. 14 : 19.

Распространение. Средняя-поздняя юра Калифорнии. Россия: поздняя юра, ранний кимердиж, зона Amoeboceras kitchini, Ухтинский район, р. Пижма бассейна р. Печора, обр. Р.

Parvicingula aff. burnsensis Pessagno et Whalen Табл. II, 7–10

Распространение. Поздняя юра (ранний кимеридж), зона Amoeboceras kitchini, Ухтинский район, р. Пижма бассейна р. Печора, образец Р; Корякия, бассейн р. Научирынай, обр. 757/6, ДН-760.

# Parvicingula? elegans Pessagno et Whalen Табл. I, 5, 10–12

Parvicingula elegans Pessagno et Whalen, 1982,

p. 138, pl. 10, figs. 7, 16, 20; pl. 13, fig. 9. not 1994. Parvicingula elegans Pessagno et Whalen, Kozlova,

pl. 4, figs. 3-4.

Parvicingula sp. aff. P. elegans Pessagno et Whalen, Baumgartner et al., 1995, p. 408, pl. 3188, fig. 1–2.

Распространение. Средняя-поздняя юра Калифорнии. Россия: поздняя юра (ранний кимеридж), зона Amoeboceras kitchini, Ухтинский район, р. Печора, обр. Р; Корякское нагорье, р. Научирынай, обр. Н-757-6; хр. Рарыткин, обр. Н-212-15а.

> Parvicingula? enormis Yang Табл. II, 11–12

Parvicingula(?) enormis Yang, 1993, p. 118, pl. 19, figs. 6, 13, 18; pl. 20, figs. 5, 6, 15, 22.

Распространение. Средняя-поздняя юра Калифорнии. Россия: поздняя юра (ранний кимеридж), зона Amoeboceras kitchini, Ухтинский район, р. Печора, обр. Р; Корякское нагорье, р. Научирынай, обр. 757-6.

# Parvicingula ex gr. khabakovi (Zhamoida) Табл. I, 4

Еисутtidium khabakovi Zhamoida, Дундо и Жомойда, 1963, с. 82, табл. 2, фиг. 9–10; табл. 4, фиг. 6; Еисутtidium khabakovi Zhamoida, Жамойда, 1972. 1206 табл. 12, фиг. 7–8; табл. 13, фиг. 5; Parvicingula khabakovi Zhamoida, Вишневская, Казинцова, 1990, табл. 4, фиг. 5; Parvicingula ex. gr. khabakovi Zhamoida, Вишневская, Филатова, 1996, табл. 2, фиг. 12. Распространение. Россия: поздняя юра (ранний кимеридж), зона Amoeboceras kitchini, Ухтинский район, р. Печора, обр. Р; Корякское нагорье, хр. Рарыткин. обр. Н-212-15а.

> Семейство Xitidae Pessagno Род Xitus Pessagno, 1977

#### Xitus gifuensis Mizutani

Табл. III, 3-4

Xitus gifuensis Mizutani: Mizutani, 1981, p. 180, pl. 59, figs. 1, 2a–2b, 3–4; Adachi, 1982, pl. 3, figs. 1–2; Wakita, 1988, pl. 5, fig. ? 9; pl. 6, fig. 20, Baumgartner et al., 1995, p. 640, pl. 3294, figs. 1–3.

Описание. Раковина, близкая к конической, покрыта крупными гладкими бугорками, расположенными в шахматном порядке, между которыми наблюдаются поры, разделенные промежутками. По величине промежутки несколько больше диаметра пор. Поры имеют тенденцию окаймлять бугорки, но этот порядок их расположения нечеткий. Цефалис пронизан более мелкими порами, расположенными беспорядочно.

Размер. Длина раковины – 100–120 (неполный в длину экземпляр), ширина – 70–80.

Распространение. Верхний кимеридж–ранний валанжин Японии. Россия: Корякия, бассейн р. Таловка, кимеридж–нижний титон, обр. М-911/17.

Семейство Williriedellidae Dumitrica

Род Williriedellum Dumitrica, 1970

Williriedellum cf. W. crystallanum Dumitrica

Табл. III, 5

Williriedellum crystallanum Dumitrica: Dumitrica, 1970, p. 69, pl. 10, figs. 60a–60c, 62–63; Widz, 1991, p. 257, pl. 4, figs. 21–22.

Williriedellum cf. crystallanum Dumitrica

Adachi, 1982, pl. 4, figs. 8? 9; Wakita, 1988, pl. 5, fig. 25; Kiessling, 1992, pl. 1, fig. 14.

Описание. Округлая, близкая к овальной, раковина. Стенка раковины плотная, покрыта гексаили пентагональными фасетами, несколько прогнутыми вовнутрь. Фасеты покрыты мелкими цилиндрическими порами, сидящими тесно в косых рядах; количество пор на одной фасете – от трех до десяти. Апикальный рог отсутствует. Апертура довольно большая.

*Размеры.* Длина раковины – 155–170, ширина – 130–140.

Распространение. Поздняя юра, всесветно. Россия: Корякия, бассейн р. Таловка, кимеридж-нижний титон, обр. М-911/17.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданов Н.А., Вишневская В.С. Значение радиолярий для тектоностратиграфии Северо-Востока России // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока (по результатам радиоляриевого анализа для картирования). Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 20–30.

Брагин Н.Ю., Брагина Л.Г. Радиолярии в разрезе верхнеюрских и меловых отложений Московской области // Тезисы X семинара по радиоляриям, XLII сессии ВПО России, Санкт-Петербург–Москва; ИЛСАН, 1996. С. 12.

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

Вишневская В.С., Казинцова Л.И. Радиолярии мела СССР // Радиолярии в биостратиграфии. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 44–59.

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

Вишневская В.С., Филатова Н.И. Радиоляриевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 16–44.

Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., и др. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59– 69.

Дундо О.П., Жамойда А.И. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Великой и характерный комплекс валанжинских радиолярий // Геология Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963. С. 65–90.

Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 244 с.

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

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

Петрушевская М.Г. Радиолярии в планктоне и донных осадках // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 219–245.

Пральникова И.Е. Гексагональные и тетрагональные решетки в истории развития стуктуры стенки скелета Radiolaria // Тез. Микропалеонтологического общества. Томск. Томский Гос. Ун-т, 1995. С. 86–87.

Пральникова И.Е., Вишневская В.С. Средне-позднеюрские радиоляриевые ассоциации из океанических комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье, Северо-Восток России) и их палеогеографическая принадлежность // Докл. АН. 1996. Т. 351. № 2. С. 240–245.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с. *Хабаков А.В.* Фауна радиолярий нижнемеловых и верхнеюрских фосфоритов бассейна верхней Вятки и Камы // Ежегодник ВПО, 1937. Т. 11. С. 90–120.

Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В. и др. Куюльский офиолитовый террейн // Владивосток: ДВО АНН СССР, 1990. 108 с.

Baumgartner P.O. and INTERRAD Jurassic-Cretaceous Working Group. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethis // Lausanne: Memoires de geololgie, 1995, № 23. 1172 p.

Aita J. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of Shikoku with Reference to Selected Sections in Lombardy Basin and Sicily // Tohoku Univ. Sci. Rep. 1987. V. 58. № 1. P. 1–91.

Blome C.D. Middle Jurassic (Callovian) radiolarians from carbonate concretions, Alaska and Oregon // Micropaleon-tology. 1984. V. 30. № 4. P. 343–389.

Bragin N.Y. Radiolaria from the phosphorites basal horizons of the Volgian Stage in the Moscow region // Rev. Micropaleontologie. 1997. V. 4. № 4. P. 285–296.

*Dyer R., Copestake P.* A review of latest Jurassic to earliest Crataceous Radiolaria and their biostratigraphic potential to petroleum exploration in the North Sea // Northwest European Micropaleontology and Palynology. London, 1989. P. 214–235.

Dumitrica P., Immenhauser A., Dumitrica-Jud R. Mesozoic radiolarian biostratiography from Masirah Ophiolite, Sultanate of Oman. Part 1. Middle Triassic, Uppermost Jurassic and Lower Cretaceous Spumellarians and Multisegmented Nassellarians // Bull. National Mus. Natural Sci. 1997. № 9. P. 1–107.

Grill J., Kozur H. The first evidence of the Unuma echinatus radiolarian zone in the Rudabanya Mts (Northern Hungary) // Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck. 1986. Bd. 13.  $\mathbb{N}$  11. S. 239–275.

*Heitzer I.* Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmerger im Sonnwendgebirge // Jahrb. geol. L.A. Wien. 1930. № 80. S. 381–406.

Hull M.D. Morphologic Diversity and Paleogeographic Significance of the Family Parvicingulidae (Radiolaria) // Micropaleontology. 1995. V. 41. № 1. P. 1–48.

Kiessling W., Scasso R. Ecological perspectives of Late Jurassic radiolarian faunas form the Antarctic Peninsula // Geo Research Forum, Switzerland. 1996. V. 1–2. P. 317–326.

Kozlova G.E. Mesozoic radiolarian assemblage of the Timan-Pechora oil field // Proc. Sankt-Petersburg International Conference. Polski, Razvedka i dobicha nefti i gaza v Timan-Pechorskom basseine i Barenzevom more. St.-Petersburg, 1994. P. 60-75.

*Khudyaev J.* On the Radiolaria in phosphates in the region of the Syssola River // Transactions of the Geological and Prospecting Service of U.S.S.R. 1931. Fascicle 46. P. 1–48.

Pantanelli D. I diaspri della Toscana e i loro fossili // Atti della reale Academia nazionale dei Lincei // Mem. Della Classe di Scienze fisiche, matematiche e naturali. 1880. V. 8. P. 35-66.

Pessagno E.A., Jr. Lower Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of Great Valley Sequences and Franciscan Complex, California Coast Ranges // Contrib. Cushman Found Foraminiferal Res. 1977a. № 15. P. 1–87.

Pessagno E.A., Jr. Upper Jurassic Radiolaria and Radiolarian Biostratigraphy of the California Coast Ranges // Micropaleontology. 1977b. V. 23. № 1. P. 117–134.

Pessagno E.A., Jr., Blome C.D., Longoria J.F. A revised Radiolarian Zonation for the Upper Jurassic of Western North America // Bull. Amer. Paleont. 1984. V. 320. P. 1–51.

Pessagno E.A., Jr., Longoria J.F., McLeod N., Six W.M. Studies of North American Jurassic Radiolaria. Part I. Upper Jurassic (Kimmeridgian–Upper Tithonian) Pantanelliidae from the Taman Formation, East-Central Mexico: tectonostratiographic, cronostratigraphic and phylogenetic implications // Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Spec. publ. 1987. № 23. P. 1–55.

Pessagno E.A., Jr., Whalen P.A. Lower and Middle Jurassic Radiolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, eastcentral Oregon and the Queen Islands, B.C // Micropaleontology. 1982. V. 28. № 2. P. 11–169.

Riboulleau A., Baudin F., Daux V. et al. Evolution de la paleotemperature des eaux de la plate-forme russe au cours de Jurassique superieur // Acad. Sci. Paris. Sciences de la terre et des planetes. 1998. № 326. P. 239–246.

Rust D. Beitrage zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura und der Kreide // Palaeontographica. 1885. Bd. 31 (ser. 3). P. 269–321.

Rust D. Neue Beitrage zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura und der Kreide // Palaentographica. 1898. Bd. 45. P. 1–67.

Sashida K. Lower Jurassic multisegmented Nassellaria from the Itsukaichi area, western part of Tokyo Prefecture, central Japan // Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. 1988. Sec. B. V. 9. Pls. 1-4. P. 1-27.

Sedaeva G.M., Vishnevskaya V.S. Jurassic paleoenvironments of the North-Eastern European platform // Zonenshain Conference on Plate Tectonics, GEOMAR. Kiel. 1995. P. 205.

Takemura A. Classification of Jurassic Nassellarians (Radiolaria) // Stutgart. Palaeontographica. 1986. Abt. A. Bd. 195. P. 5-86.

Vishnevskaya V.S. Significance of Mesozoic radiolarians for tectonistratigraphy in Pacific rim terranes of the former USSR // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1992. № 96. P. 23–39.

Vishnevskaya V.S. Parvicingula as indicator of Jurassic to Early Cretaceous paleogeographical and sedimentological paleoenvironments within North Peri-Tethys // Abstr. Moscow Peri-Tethys Workshop. Moscow, 1996. P. 30–31.

Vishnevskaya V. The Domanikoid facies of the Russian Platform and Basin Paleogeography // Peri-Tethys Memoir 3. Mem. Museum. Nat. Hist. Nat. 1998. № 177. P. 38–62.

Vishnevskaya V.S., Filatova N.I. Mesozic terranes of the northwest Pacific continental margin (Rusia): Radiolarian ages and sedimentary environments // Island Arc. 1994. V. 3. P. 199–220.

Vishnevskaya V.S., De Wever P. About possibility to correlate North Peri-Tethyan radiolarian events with others zonations // Abstr. Moscow Peri-Tethys Worksop. Moscow, 1996. P. 31–32.

Wakita K. Early cretaceous melange in the Hida-Kanayama area, Central Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1988. V. 39. № 6. P. 367-421.

Yang Q. Taxonomic studies of Upper Jurassic (Tithonian) Radiolaria from the Taman Formation, east-central Mexico // Palaeoworld, Nanjing Institute of Geology and Paleontology, Academia Sinica. 1993. V. 3. P. 1–165.

# Рецензенты А.И. Басов, Н.Ю. Брагин

УДК 563.12/.14:551.763.331(470.45)

# РАДИОЛЯРИИ, ФОРАМИНИФЕРЫ И СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ (ПРАВОБЕРЕЖЬЕ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ)

# © 1999 г. Л. Г. Брагина\*, В. Н. Беньямовский\*, А. С. Застрожнов\*\*

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия \*\*Волгоградская гидрогеологическая экспедиция, 400135 Волгоград, ул. Неждановой, 8, Россия Поступила в редакцию 27.01.97 г., получена после доработки 15.05.98 г.

Палеонтологическое изучение материала из верхнемеловых отложений скважин № 502 и № 28 Волгоградской области позволило выделить в скв. № 502 комплексы радиолярий и фораминифер и в скв. № 28 – комплексы фораминифер. По радиоляриям выделено 2 уровня – коньяк-сантонский и верхнекампанский. Впервые в районе Волгоградского Поволжья сопоставлены в одном разрезе зоны по фораминиферам и радиоляриям, а также проведено сравнение одновозрастных ассоциаций Московской синеклизы и Волгоградского Поволжья.

#### Ключевые слова. Верхний мел, стратиграфия, радиолярии, фораминиферы, Европейская палеобиогеографическая область, Поволжье.

Верхнемеловой разрез рассматриваемого региона представлен тремя сериями пород: нижней – песчаной, средней – карбонатной и верхней, составляющей большую часть разреза и сложенной кремнисто-глинистыми и алеврито-песчаными породами. В средней, турон-коньякской серии присутствуют фораминиферы. В верхней части на нескольких уровнях встречены радиолярии. Эти две группы микроископаемых имеют важнейшее значение для датировки изучаемых отложений.

Исследования последних лет (Брагина, 1987, 1994; Вишневская, Казинцова, 1990) показали, что радиолярии позднего мела нуждаются в более детальном изучении. До настоящего времени для мела Русской плиты не разработана зональная шкала по радиоляриям. Поэтому при определении возраста изучаемых ассоциаций палеонтологи пользуются шкалами, предложенными для весьма удаленных от исследуемого региона субтропических, а также тропических областей. Для создания же подобной шкалы мела Русской плиты необходимо выявить такие радиоляриевые ассоциации, стратиграфическое положение которых в разрезе было бы подтверждено присутствием представителей традиционных групп. В данной статье делается попытка приблизиться к решению этой проблемы. Материалом послужили разрезы скважин, пробуренных вблизи г. Волгограда: № 502 (поселок Заря) и № 28 (поселок Песковатка).

Авторы предлагают разделить верхнемеловой разрез на ряд толщ: 1) песковатская (пески и известняки альб-сеномана); 2) дубовская (известняки и мергели турона – коньяка и нижнего сантона) – названа по поселку Дубовка, рядом с которым

пробурена скважина № 28, вскрывшая полный разрез данной толщи; 3) наримановская (глины и аргиллиты сантона и нижнего кампана) – название от пос. Нариман; 4) зарянская (глины и алевролиты верхнего кампана) – названа по поселку Заря, возле которого пробурена скв. № 502; 5) береславкинская (алевриты и пески верхнего кампана и маастрихта) – название толщи происходит от названия пос. Береславка, расположенного в 10 км севернее скв. № 502.

Начнем рассмотрение этих литостратонов, пройденных скважиной № 28, пробуренной близ поселка Песковатка. Здесь пройден разрез верхнего мела (рисунок), описание которого приводится снизу вверх.

#### Песковатская толща

Слой 1. 494–465 м. Пески зеленовато-серые, вверху зеленые, с глауконитом, мелкозернистые, кварцевые. Мощность 25 м.

#### Дубовская толща

Слой 2. 465–457 м. Мел серовато-белый, рыхлый, с базальным горизонтом песчанистого мела, переходящего в известковистый песчаник. На глубине 461 м обнаружен комплекс фораминифер зоны Hedbergella holzli, содержащий характерные планктонные фораминиферы: Hedbergella paradubia Sigal, H. bornholmensis Douglas, H. aff. caspia (Vassilenko), Rugoglobigerina ordinaria Subbotina.

Мощность 8 м.





Разрез скважин № 502 и 28.

а – Расположение разрезов. 1 – известняки мелоподобные; 2 – известняки; 3 – мел известковый; 4 – мергели кремнистые; 5 – глины карбонатные; 6 – глины алевритистые; 7 – аргиллиты; 8 – алевриты глинистые; 9 – алевриты глауконитовые; 10 – пески (а), пески глауконитовые (б); 11 – алевриты известковистые; 12 – биотурбации; 13 – аргиллиты слабокарбонатные; 14 – аргиллиты алевритистые; 15 – залегание согласное (а) несогласие (б); 16 – обломки иноцерами; 17 – уровни находок фораминифер (а) слои с фораминиферами (б), 18 – уровни находок радиолярий (а) слои с радиоляриями (б).

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 5 1999

В образце с глубины 458 м появляется ряд не встреченных ранее видов фораминифер: Arenobulimina presli (Reuss), A. orbignyi (Reuss), Gavelinella moniliformis (Reuss), позволяющие отнести вмещающие отложения к зоне Gavelinella moniliformis. Мощность 8 м.

Слой 3. 457–435 м. Известняки светло-серые, мелоподобные, сильно биотурбированные, с обломками иноцерамов и члениками морских лилий. В интервале 450–445 м присутствует комплекс фораминифер зоны Ataxophragmium nautiloides с характерными Marssonella sp., M. oxycona (Reuss), M. araksensis Azizbekova, Ataxophragmium nautiloides Vassilenko, Gavelinella kelleri (Mjatliuk). На глубине 440 м отмечено первое появление Gavelinella praeinfrasentonica (Mjatliuk). Мощность 22 м.

Слой 4. 435–412 м. Известняки светло-серые, с зеленоватым оттенком, плотные, массивные, с маломощными прослоями сильно глинистых более темных известняков (мощность прослоев 0.40–0.10 м). На глубине 433.5 м наблюдается пласт сильно биотурбированного известняка, переполненного обломками раковин иноцерамов. На глубинах 433 м и 424 м обнаружен комплекс фораминифер зоны Stensioeina granulata granulata, содержащий характерные виды: Ataxophragmium compactum Brotzen, Stensioeina granulata granulata (Olbertz), Gyroidina turgida (Hagenow), Osangularia whitei (Brotzen), Gavelinella infrasantonica (Balakhmatova).

На глубине 418 м появляется ряд не встреченных ранее видов фораминифер Arenobulimina senonica (Voloshina), Orbignyna variabilis (d'Orbigny), Globorotalites michelinianus (d'Orbigny), а также Stensioeina exsculpta exsculpta (Reuss), который является индекс-видом одноименной фораминиферовой зоны, к которой можно причислить и данную ассоциацию. Мощность 21 м.

Слой 5. 412–407 м. Известняки глинистые, светло-зеленовато-серые, биотурбированные, прослоями уплотненные, крепкие. На глубине 411 м присутствует очень обедненный комплекс фораминифер зоны Stensioeina exsculpta exsculpta. Мощность 5 м.

Слой 6. 407–400 м. Глины серые, карбонатные, вверх по разрезу сменяющиеся темно-серыми, некарбонатными. Переход к вышележащим некарбонатным отложениям наримановской толщи постепенный. На глубине 405 м присутствуют редкие фораминиферы зоны Stensioeina exsculpta exsculpta. Мощность 7 м.

Данные по скважине № 502 позволяют получить представление о более поздних отложениях. Здесь снизу вверх вскрыты (рисунок):

#### Дубовская толща

Слой 1. 300–290 м. Известняки мелоподобные, беловато-серые, крепкие, толстоплитчатые и мел крепкий, известковый. Встречен комплекс фораминифер с Stensioeina exsculpta exsculpta, включающий: Globorotalites michelinianus (d'Orbigny), Stensioeina exsculpta exsculpta (Reuss), S. granulata granulata (Olbertz), Gavelinella umbilicatula (Mjatliuk), G. infrasantonica (Balakhmatova). Мощность 10 м.

Слой 2. 290–285 м. Мергели светло-серые, участками кремнистые, плотные, плитчатые. На глубине 289 м появляется Ataxophragmium nautiloides Vassilenko, а на глубине 286 м – Stensioeina granulata perfecta Koch. Мощность 5 м.

Слой 3. 285–280 м. Мергели светлые, кремнистые с прослоями некремнистых мергелей. Переход к вышележащим слоям постепенный. Мощность 5 м.

Слой 4. 280–278 м. Мергели кремнистые, серые, глинистые. Здесь продолжает сосуществование комплекс фораминифер зоны Stensioeina ехsculpta exsculpta, в котором в количественном отношении преобладают Stenosioeina granulata granulata, а также присутствуют единичные: Eponides concinnus plana Vassilenko, Cibicidoides praeeriksdalensis Vassilenko, Bolivinita eleyi Cushman. Мощность 2 м.

#### Наримановская толща

Слой 5. 278–275 м. Глины светло-серые, кремнистые, очень слабо карбонатные. На глубине 277.5 м выявлен комплекс радиолярий с Euchitonia santonica – Pseudoaulophacus floresensis: Acaeniotyle aff. diaphorogona Foreman, Archaeospongoprunum cortinaensis Pessagno, Cromyodruppa concentrica Lipman, Crucella cachensis Pessagno, Euchitonia santonica Lipman, Histiastrum aster Lipman, H. latum Lipman, Orbiculiforma vacaensis Pessagno, O. quadrata Pessagno, Patellula euessceei Empson-Morin, P. planoconvexa (Pessagno), Pentinastrum subbotinae Lipman, Praeconocaryomma californiaensis Pessagno, Pseudoaulophacus floresensis Pessagno, Pseudoaulophacus praefloresensis Pessagno, Rhopalastrum tumidum Lipman, Septinastrum dogeli Gorbovetz, Stylosphaera pusilla Campbell et Clark, Amphipyndax stocki (Campbell et Clark), Dictyomitra densicostata Pessagno, D. multicostata Zittel, Xitus asymbatos (Foreman). Мощность 3 м.

Слой 6. 275–270 м. Аргиллиты окремненные, темно-серые, черные, с раковистым изломом. Мощность 5 м.

Слой 7. 270–265 м. Аргиллиты темно-серые, черные с бурыми пятнами, участками слабокарбонатные. Мощность 10 м. Слой 8. 265–260 м. Аргиллиты темно-серые, черные, алевритистые, карбонатные. Мощность 5 м.

Слой 9. 260–252 м. Аргиллиты темно-серые, черные, слегка алевритистые, слабо слюдистые, некарбонатные, участками слабо карбонатные. Мощность 8 м.

Слой 10. 252–240 м. Глины темно-серые, черные, слабо алевритистые, слюдистые с раковистым изломом. На глубине 248 м появляется существенно обедненная радиоляриевая ассоциация, представленная всего несколькими видами: Cromyodruppa concentrica Lipman, Histiastrum aster Lipman, H. latum Lipman, Rhopalastrum tumidum Lipman, Dictyomitra densicostata Pessagno. Мощность 8 м.

Слой 11. 240–233 м. Глины темно-серые, черные, плотные, участками аргиллитоподобные. Мощность 3 м.

Слой 12. 223–210 м. Алевриты темно-серые, черные, сильно глинистые, слюдистые. Мощность 13 м.

Слой 13. 210–207 м. Алевриты серые, сильно слюдистые, глауконитовые глинистые, слабо биотурбированные; в кровле слоя обломки мелких пелеципод. Мощность 3 м.

Слой 14. 207–192 м. Аргиллиты черные и темно-серые, алевритистые, слюдистые. Мощность 15 м.

Слой 15. 192–169 м. Алевриты темно-серые, с зеленоватым оттенком, с буроватыми пятнами, с интенсивной биотурбацией, слюдистые, с гнездами глауконита. Мощность 23 м.

#### Зарянская толща

Слой 16. 169–156 м. Алевриты темно-серые, черные, кремнистые, участками известковые. На глубине 163 м встречен радиоляриевый комплекс с Patellula planoconvexa – Amphibrachium mucronatum – Amphipyndax tylotus, содержащий: Amphibrachium mucronatum Lipman, A. sibiricum Gorbovetz, Cromyodruppa concentrica Lipman, Histiastrum aster Lipman, H. latum Lipman, Patellula euessceei Empson-Morin, Patellula planoconvexa (Pessagno), Pentinastrum subbotinae Lipman, Porodiscus aff. cretaceous Campbell et Clark, Septinastrum dogeli Gorbovetz, Spongodiscus volgensis Lipman, Spongoprunum crassum Lipman, Amphipyndax tylotus Foreman, Dictyiomitra densicostata Pessagno, D. multicostata Zittel, Archaeodictyomitra ex gr. squinaboli Pessagno, Stichomitra cechena Foreman, S. campi (Campbell et Clark). Мощность 13 м.

Слой 17. 156–120 м. Глины темно-серые, черные с буровато-зеленоватым оттенком, плотные, слюдистые, участками алевритистые, некарбонатные, массивные или плитчатые. На глубине 153.5 м обнаружен комплекс агглютинирующих фораминифер: Rhabdammina sp., Bathysiphon sp., Rhizammina sp., Saccammina sp., Haplophragmoides sp., Ammobaculites sp., Spiroplectammina sp. Среди секреционных фораминифер встречены Dentalina sp., Nodosaria sp., Stylostomella? sp. и молодые особи Brotzenella monterelensis (Marie), Cibicidoides aktulagayensis Vassilenko, C. voltzianus (d'Orbigny). Здесь же и вплоть до уровня 148 м продолжает существование радиоляриевый комплекс с Patellula planoconvexa – Amphibrachium mucronatum – Amphipyndax tylotus. 36 м.

Слой 18. 120–118 м. Алевролиты серые, темносерые до черных, глинистые (внизу сильно глинистые), слюдистые, с редкими углефицированным детритом, некарбонатные. Мощность 2 м.

Слой 19. 118–106 м. Глины темно-серые, с зеленовато-буроватым оттенком, слюдистые, слегка алевритистые, некарбонатные. Мощность 12 м.

#### Береславкинская толща

Слой 20. 106–99 м. Алевриты темно-серые, черные, с неясными зеленовато-бурыми пятнами, слабо слюдистые, некарбонатные, участками глинистые и слабо биотурбированные. Мощность 5 м.

Слой 21. 99–90 м. Алевриты темно-серые, черные, с буроватым оттенком, песчанистые, с присыпками тонкозернистого кварц-глауконитового песка. В подошве – горизонт с гнездами глауконитового песка. Мощность 9 м.

Слой 22. 90–85 м. Алевриты темно-серые, сильно слюдистые, участками биотурбированные, некарбонатные. Мощность 5 м.

В слоях 20–22 (глубины 104–85 м) встречен обедненный комплекс радиолярий. Сохранность чаще всего плохая. Здесь присутствуют отдельные представители родов Amphibrachium, Pentinastrum, Septinastrum и изредка насселлярий: Stichomitra campi (Campbell et Clark), Theocampe animula Gorbovetz.

Выше залегает 85-метровая толща неогенчетвертичных отложений.

#### БИОСТРАТИГРАФИЯ

#### Фораминиферы

Фораминиферы встречаются в массовом количестве в отложениях дубовской, а также присутствуют в породах зарянской толщи. Здесь снизу вверх выделяются следующие комплексы:

1. Комплекс с Hedbergella holzli (дубовская толща, скв. № 28, слой 2, глубина 461 м) характеризуется преобладанием планктонных форм рода Hedbergella: H. holzli (Hagn et Zeil), H. bornholmensis Douglas, H. paradubia Sigal, а также представителей рода Rugoglobigerina ordinaria Subbotina и относится к зоне Hedbergella holzli раннетуронского возраста (Найдин и др., 1984а, б). Большое скопление раковин планктонных фораминифер, принадлежащих роду Hedbergella, отмечено на границе сеномана и турона в разрезах Западной Европы, Средиземноморья и Атлантического океана (Robaszynski, 1984; Robaszynski et al., 1982).

2. Комплекс с Gavelinella moniliformis (дубовская толща, скв. № 28, слой 2, глубина 458 м) выделяется по присутствию вида-индекса, а также характерных для верхнего турона Arenobulimina presli (Reuss), А. orbignyi Brotzen. Подобный комплекс, относимый к зоне Gavelinella moniliformis, характеризует нижнюю часть верхнего турона Мангышлака, Прикаспия (Найдин и др., 1984а, б), а в западной части Русской платформы – это верхняя часть верхнего турона (Акимец и др. 1991).

3. Комплекс с Ataxophragmium nautiloides (дубовская толща, скв. № 28, слой 3, глубина 450–445 м) выделяется по присутствию вида-индекса, а также целого ряда типичных для зоны Ataxophragmium nautiloides видов: Arenobulimina presli (Reuss), Marssonella sp., M. oxycona (Reuss), M. araksensis Azizbekova, Gyroidina nitida (Reuss), Eponides karsteni – concinna Brotzen, Gavelinella kelleri (Mjatliuk). На востоке Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) данная зона отвечает верхней части турона (Найдин и др., 1984а, б).

4. Комплекс с Gavelinella preainfrasantonica (дубовская толща, скв. № 28, слой 3, глубина 440 м) выделяется по присутствию вида-индекса, причем виды предыдущего комплекса продолжают здесь свое существование. Отложения этой зоны на востоке ЕПО имеют раннеконьякский возраст (Найдин и др., 1984а, б).

5. Комплекс с Stensioeina granulata granulata (дубовская толща, скв. № 28, слой 4, глубины 433 и 424 м) характеризуется появлением целого ряда не встреченных ранее видов: вида-индекса, а также Ataxophragmium compactum Brotzen, Gyroidina turgida (Hagenow), Globorotaloides michelinianus (Orbigny), Osangularia whitei (Brotzen), Gavelinella infrasantonica (Balakhmatova). Здесь же исчезают Gavelinella moniliformis (Reuss), Gyroidina nitida (Reuss), а также представители рода Marssonella. Этот комплекс относится к одноименной зоне, которая выделяется в нижней части верхнего коньяка Мангышлака, Восточного Прикаспия (Найдин и др., 1984а, б). В Западной Германии зона охватывает отложения нижнего коньяка (Koch, 1977). Уровень появления Stensioeina granulata granulata (Olbertz) и Osangularia whitei (Brotzen) отмечается в средней части коньякских отложений не только на востоке Европейской палеобиогеографической области (Мангышлак, Прикаспий, Поволжье, Белоруссия), но и в разрезах Западной Германии и Франции (Koch, 1977; Robaszynski, Amedro, 1980).

6. Комплекс с Stensioeina exsculpta exsculpta – S. granulata perfecta скв. № 28, слой 4, глубина 418 м; слой 5, глубина 411 м; дубовская толща, скв. № 502, слой 1, глубины 300–290 м) выделяется по присутствию вида-индекса. Одноименная зона зафиксирована в верхнем коньяке – основании сантона

Западного Казахстана, а также в верхнем коньяке Западной Германии (Найдин и др., 1984а, б; Косh, 1977). В Днепровско-Донецкой впадине и в Белоруссии зоне Stensioeina exsculpta exsculpta отвечает нижняя часть зоны Gavelinella infrasantoniса и верхи зоны G. costulata, охватывающие кровлю коньяка и основание сантона (Григялис и др., 1980; Акимец и др., 1991).

7. Слои с Haplophragmoides и Spiroplectammina (зарянская толща, скв. № 502, слой 17, глубина 153.5 м). Эта фораминиферовая ассоциация встречена в нижней части зарянской толщи. Она характеризуется своеобразным комплексом, составленным агглютинирующими фораминиферами, а также редкими секреционными нодозариидами, аномалинидами, среди которых стратиграфическую ценность представляют следующие виды: Brotzenella monterelensis (Marie), Cibicidoides votzianus (d'Orbigny). Их появление определяет нижнюю часть верхнего кампана по всей Европейской области (Найдин и др., 1984а).

#### Радиолярии

#### Установлено три комплекса радиолярий:

Комплекс 1. Euchitonia santonica Pseudoaulophacus floresensis. Наримановская толща, скв. № 502, слои 5-9, глубины 277.5-250 м. Комплекс представлен видами: Acaeniotyle aff. diaphorogona Foreman, Archaeospongoprunum cortinaensis Pessagno, Cromyodruppa concentrica Lipman, Crucella cachensis Pessagno, Euchitonia santonica Lipman, Histiastrum aster Lipman, H. latum Lipman, Orbiculiforma vacaensis Pessagno, O. quadrata Pessagno, Patellula euessceei Empson-Morin, P. planoconvexa (Pessagno), Pentinastrum subbotinae Lipman, Praeconocaryomma californiaensis Pessagno, Pseudoaulophacus floresensis Pessagno, Ps. praefloresensis Pessagno, Rhopalastrum tumidum Lipman, Septinastrum dogeli Gorbovetz, Stylosphaera pusilla Campbell et Clark, Amphipyndax stocki (Campbell et Clark), Dictyomitra densicostata Pessagno, D. multicostata Zittel, Xitus asymbatos (Foreman) (табл. I–II).

Поскольку в 12.5 м ниже по разрезу в отложениях дубовской толщи (1 слой) присутствует комплекс фораминифер, относимый к зоне Stensioeina exsculpta exsculpta (верхи коньяка – основание сантона), возраст найденной выше по разрезу радиоляриевой ассоциации Euchitonia santonica – Pseudoaulophacus floresensis не может быть древнее, чем для указанной зоны по фораминиферам.

Как видно из приведенного списка, комплекс достаточно богат, однако в количественном отношении доминируют дискоидные морфотипы. Так, представители родов Histiastrum, Rhopalastrum, Orbiculiforma наиболее обильны. Здесь встречены виды широкого географического распространения (Amphipyndax stocki, Dictyomitra densicostata, D. multicostata, Xitus asymbatos), а также виды, начинающие существование в коньяке



Таблица I. 1 – Dictyomitra densicostata Pessagno, фрагмент раковины, ×400. 2 – D. densicostata Pessagno, ×200. 3 – D. multicostata Zittel, ×200. 4 – Stichomitra cechena Foreman, ×100. 5 – Amphipyndax tylotus Foreman, ×200. 6, 7 – Dictyomitra ex gr. squinaboli Pessagno, 6 – ×300; 7 – ×200. 8, 9 – Stichomitra campi (Campbell et Clark), ×300. 10 – Orbiculiforma vacaensis Pessagno, ×100. 11 – Patellula verteroensis (Pessagno), ×100. 12, 13 – P. euessceei Empson-Morin, 12 – ×100; 13 – ×200.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 5 1999



**Таблица II.** 1 – Cromyodruppa concentrica Lipman, ×200. 2 – Spongodiscus sp., ×200. 3 – Spongoprunum crasum Lipman, ×200. 4 – Histiastrum aster Lipman, ×200. 5, 9 – Pentinastrum subbotinae Lipman, ×200. 6 – Amphibrachium sibiricum Gorbovetz, ×100. 7 – Rhopalastrum tumidum Lipman, ×200. 8 – Septinastrum dogeli Gorbovetz, ×100. 10 – Euchitonia santonica Lipman, ×200. 11, 12 – Amphibrachium mucronatum Lipman, ×100.

(Orbiculiforma vacaensis). Однако ряд видов, указанных Р.Х. Липман (1952) как характерные для сантона Русской плиты (Euchitonia santonica, Histiastrum aster, H. latum), как раз играют здесь роль доминант. Интересно, что исследуемый комплекс имеет с сантонской ассоциацией Ульяновского Поволжья (Брагина, 1987) всего одну треть обших видов: Histiastrum aster, Rhopalastrum tumidum, Septinastrum dogeli, Dictyomitra densicostata. Ha poдовом уровне сходимость значительно выше, поскольку в каждой из ассоциаций получают развитие разные виды одного и того же рода. Особенно интересно, что вид Spongoprunum articulatum, столь характерный и доминирующий как в сантонском, так и в кампанском комплексах Ульяновского Поволжья (Брагина, 1987), в исследуемой ассоциации обнаружен не был. Не исключено, что подобные различия связаны с более низким стратиграфическим положением исследуемого комплекса. С сантонской ассоциацией Пензенской области (Липман, 1952) исследуемый комплекс имеет до половины общих видов. Однако с коньяк-сантонскими ассоциациями севера Русской платформы – район р. Усы (Амон, 1994) данная ассоциация имеет всего лишь три общих вида: Cromyodruppa concentrica, Orbiculiforma quadrata, O. vacaensis. Э.О. Амон (Amon, De Wever, 1994) для сантона Волжского региона выделяет комплекс с Dictyomitra triara aspinosa – Pseudoaulophacus sp. Поскольку в этой обзорной статье автор не приводит списочный состав комплекса, то не представляется возможным проводить какое бы то ни было сравнение. Установить взаимоотношения коньяк?-сантонского комплекса из отложений хотьковской серии Подмосковья с Orbiculiforma quadrata–Crucella irwini (Брагина, 1994) с выделяемым в этой статье комплексом Euchitonia santonica-Pseudoaulophacus floresensis довольно сложно. Можно лишь сказать, что практически все виды последнего присутствуют в ассоциации Подмосковья. Однако по сравнению с подмосковным (Брагина, 1994) рассматриваемый нами комплекс довольно беден. К тому же подмосковные комплексы не имеют ярко выраженных доминантных видов, как здесь. В.С. Вишневская (Вишневская, Казинцова, 1990) выделяет в Московской синеклизе коньякскую ассоциацию Archaeospongoprunum bipartitum-A. triplum и сантонскую с Euchitonia santonica. 80% видов этих комплексов присутствует в каждой ассоциации Подмосковья (Брагина, 1994) и приблизительно половина – в исследуемых комплексах Волгоградского Поволжья. Интересно, что половину таксономического состава комплекса с Euchitonia santonica – Pseudoaulophacus floresensis составляют виды, известные и описанные из субтропиков Калифорнии (Foreman, 1968; Campbell, Clark, 1944; Pessagno, 1976). В составе комплекса также присутствует несколько видов, не известных по литературным данным и требующих описания.

Комплекс 2. Patellula planoconvexa – Amphibrachium mucronatum – Amphipyndax tylotus. 3aрянская толща, скв. № 502, слой 16–17, глубины 163-148 м. Комплекс представлен видами: Amphibrachium mucronatum Lipman, A. sibiricum Gorbovetz, Cromyodruppa concentrica Lipman, Histiastrum aster Lipman, H. latum Lipman, Patellula euessceei Empson-Morin, Pentinastrum subbotinae Lipman, P. planoconvexa (Pessagno), Porodiscus aff. cretaceous Campbell et Clark, Septinastrum dogeli Gorbovetz, Spongodiscus volgensis Lipman, Spongoprunum crassum Lipman, Amphipyndax tylotus Foreman, Archaeodictyomitra ex dr. squinaboli Pessagno, Dictyomitra densicostata Pessagno, D. multicostata Zittel, Stichomitra campi (Campbell et Clark), S. cechena Foreman, Theocampe animula Gorbovetz и включает почти все виды встреченного ниже комплекca c Euchitonia santonica-Pseudoaulophacus floresensis. Чисто визуально он разительно отличается еще более выраженным количественным преобладанием губчатых форм. Однако здесь налицо господство других их представителей. Это - весьма многочисленные представители родов Amphibrachium и Spongoprunum. Интересная особенность данного комплекса та, что по многочисленности от губчатых форм не отстают некоторые представители Nassellaria - Stichomitra campi, a также описанный из кампана Западной Сибири Theocampe animula (Козлова, Горбовец, 1966). Следует подчеркнуть присутствие вида Атphipyndax tylotus, не отмеченного ранее на Русской плите. Эта первая находка тем более важна, что данный вид считается зональным для тропических ассоциаций позднего кампана - маастрихта (Sanfilippo, Riedel, 1985). Наличие представителей родов Amphibrachium и Spongoprunum также указывает на кампанский возраст (Липман, 1952) ассоциации. Таким образом, большая часть видов, представляющих комплекс, известна из кампана. Учитывая время существования зонального вида Amphipyndax tylotus, возраст комплекса с Раtellula planoconvexa-Amphibrachium mucronatum-Amphipyndax tylotus следует считать позднекампанским. Такой вывод подтвержден данными по фораминиферам (комплекс с Brotzenella monterelensis (Marie), Cibicidoides votzianus (d'Orbidny)), встреченным на этом же уровне. Сопоставление с кампанским комплексом Ульяновского Поволжья выявило лишь одну треть общих видов: Amphibrachium mucronatum, Cromyodruppa concentrica, Histiastrum aster, H. latum, Dictyomitra densicostata, D. multicostata. Интересно, что степень сходства с одновозрастными комплексами Западной Сибири более велика - две трети общих видов: Cromyodruppa concentrica, Histiastrum aster, H. latum, Porodiscus cretaceous, Pentinastrum subbotinae, Spongodiscus volgensis, Septinastrum dogeli, Amphibrachium mucronatum, A. sibiricum, Theocampe animula.

Аналоги верхнекампанского комплекса с Patellula planoconvexa–Amphibrachium mucronatum – Атрhipyndax tylotus в Подмосковье неизвестны. Однако взаимоотношения более молодой ассоциации Подмосковья с Archaeospongoprunum saluті – А. hueyi (Брагина, 1994) и ассоциации Поволжья довольно ясны. Видимо, последняя – моложе, поскольку в ней присутствует Amphipyndax tylotus, а также сосуществующие с ним многочисленные пруноиды. Таким образом, возраст Подмосковной ассоциации Archaeospongoprunum salumi – А. hueyi – не может быть моложе среднего кампана.

Комплекса 3. Присутствие этого комплекса отмечено на глубинах 104–85 м. Здесь преобладают представители дискоидей с губчатым скелетом, в целом характерные для всего верхнего мела Русской плиты: роды Amphibrachium, Pentinastrum, Septinastrum. Из насселлярий встречены только редкие Stichomitra и Theocampe (табл. I, II). К сожалению, плохая сохранность комплекса, а также его незначительное таксономическое разнообразие позволяют оценивать его возраст в весьма широких пределах – кампан-маастрихт.

#### выводы

В результате проведенного исследования установлено:

1. Ассоциация радиолярий Euchitonia santonica-Pseudoaulophacus floresensis распространена в отложениях наримановской толщи выше комплекса фораминифер зоны Stensioeina exculpta exculpta. Таким образом, возраст радиоляриевой ассоциации – позднеконьякско-сантонский.

2. Ассоциация радиолярий с Patellula planoconvexa-Amphibrachium mucronatum – Amphipyndax tylotus встречена в отложениях зарянской толщи на одном уровне с фораминиферами Brotzenella monterelensis, C. votzianus, характеризующими нижнюю часть верхнего кампана по всей европейской палеобиогеографической области.

3. Состав ассоциаций радиолярий и фораминифер обнаруживает сходство с бореальными (западносибирскими) комплексами этих микрофоссилий, что может быть истолковано как свидетельство сообщения между Западно-Сибирским и Восточно-Европейским бассейнами.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акимец В.С., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Запад Европейской части СССР и Западный Казахстан верхний отдел // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 192–210.

Амон Э.О. Очерк биостратиграфии верхнемеловых отложений Приполярного Предуралья (бассейн реки Усы) // Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя-нижнего кайнозоя Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 109–138.

Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф., Акимец В.С. и др. К стратиграфии верхнего мела Ульяновского Поволжья по фораминиферам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 65-74.

Брагина Л.Г. Радиолярии верхнего мела Ульяновского Поволжья // Вопросы региональной геологии СССР. Тез. док. VI конференции молодых ученых ГИН АН СССР. М.: Наука, 1987. 7 с.

Брагина Л.Г. Радиолярии и стратиграфия верхнемеловых отложений хотьковской серии Подмосковья // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1994. Т. 69. Вып. 2. С. 91–100. Вишневская В.С., Казинцова Л.И. Радиолярии мела СССР // Радиолярии в биостратиграфии. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 44–58.

Григялис А.А., Акимец В.С., Липник Е.С. Филогенезы бентосных фораминифер – основа зональной стратиграфии верхнемеловых отложений (на примере Восточно-Европейской платформы) // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 23. М.: Наука, 1980. С. 145–159.

Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиолярии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности // Труды ВНИГРИ. Вып. 248. Л., 1966. 158 с.

Липман Р.Х. Материалы к монографическому изучению радиолярий верхнемеловых отложений Русской платформы // Палеонтология и стратиграфия. М.: Гос. изд-во геол. лит-ры, 1952. С. 24-45.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1984а. № 5. С. 3–15.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Методы изучения трансгрессий и регрессий (на примере позднемеловых бассейнов Западного Казахстана). Изд-во Москов. ун-та, 1984б. 163 с.

Amon E.O., De Wever P. Upper Cretaceous Biostratigraphy of the Borders of the Ural Belt: Western Siberian and Eastern Volga-Ural Basins // Peri-Tethyan Platforms. Paris, 1994. P. 229-262.

Foreman H. Upper Maastrichtian Radiolaria of California // Paleontol. Spec. Pap. 1968. № 3. P. 1–82.

Campbell A.S., Clark B.L. Radiolaria from Upper Cretaceous of middle California // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1944. V. 57. 61 p.

Koch W. Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckjeche Scholle). T. 2: Biostratigraphie der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen // Geol. Jb. 1977. № 38. P. 11–123.

Pessagno E.A., Jr. Radiolarian Zonation and Stratigraphy of Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence // Micropaleontology. 1976. № 2. P. 1–96.

Robaszynski F. The Albian, Cenomanian and Turonian Stages in their type regions // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1984. V. 33. P. 191–198.

Robaszynski F., Amedro F. Synthese biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais a parties de sept groupes paleontologiques: Foraminiferes, Nannoplankton, Dinoflagelless et Macrofaunes // Rev. Micropaleontolog. 1980. V. 22. № 4. P. 195–225.

Robaszynski F., Alcayde G., Amedzo F. et al. Le Turonian de la Region-type: Saumurois et Touraine stratigraphie, biozonations, sedimentologie // Bull. Centres Rech. explor. Prod. EL-Aquitaine. 1982. V. 6. № 1. P. 119–225.

Sanfilippo A., Riedel W.R. Cretaceous Radiolaria // Plankton stratigraphy. Cambridge University Press. 1985. P. 631–712.

Рецензенты И.А. Басов, В.С. Вишневская

удк 551.732.3/.733.1:552.54(574.2)

# СТРАТИГРАФИЯ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТО-ТУФОГЕННОГО КОМПЛЕКСА ХРЕБТА ЧИНГИЗ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

# © 1999 г. К. Е. Дегтярев, С. В. Дубинина, А. Р. Орлова

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия Поступила в редакцию 26.02.97 г., получена после доработки 26.05.97 г.

В Восточном Казахстане (хребет Чингиз) впервые описаны разрезы карбонатно-кремнисто-туфогенного комплекса среднего кембрия-среднего ордовика, охарактеризованные разнообразными группами ископаемых (конодонтов, граптолитов, брахиопод, трилобитов). Разрезы комплекса подразделены на два разнофациальных типа. Впервые установлено, что в структурно-фациальной зональности хребта Чингиз эти разрезы занимают промежуточное положение между вулканогенноосадочными и кремнисто-базальтовыми толщами. Сделано предположение о формировании карбонатно-кремнисто-туфогенных отложений в краевой части задугового бассейна в относительной близости от вулканической островной дуги.

# Ключевые слова. Средний, верхний кембрий, нижний, средний ордовик, конодонты, граптолиты, трилобиты, брахиоподы, карбонатно-кремнисто-туфогенный комплекс, островная дуга, задуговой бассейн.

В последние десятилетия в Восточном Казахстане было установлено, что нижнепалеозойские комплексы имеют сложное покровно-складчатое строение (Тектоника Казахстана, 1982, Самыгин, 1984 и др.). Поэтому разрезы с последовательностью нескольких стратиграфических подразделений сохраняются в современной структуре чрезвычайно редко. При этом карбонатные, кремнистые и терригенные породы, содержащие разновозрастные органические остатки и слагающие единые толщи, нередко интерпретируются как глыбы и отторженцы в олистостромовых комплексах (Копяткевич, 1981; Самыгин, 1981, 1990; Самыгин, Хераскова, 1994). И только детальные биостратиграфические работы, сопровождающиеся крупномасштабным геологическим картированием подобных толщ, позволяют отделить олистостромы от сильно дислоцированных, разнофациальных и относительно непрерывных разрезов.

Такие исследования были проведены авторами в центральной части хребта Чингиз. Здесь, на правом берегу р. Кольденен (рис. 1), еще с середины 60-х годов были известны находки трилобитов майского возраста в известняках, в основании мощного карбонатно-кремнисто-туфогенного разреза, несогласно залегающего на более древних эффузивах средне-основного состава и гранитоидах (Геология..., 1962, Геология СССР, 1972). На основании этих находок вся толща относилась к среднему кембрию. Обнаруженные впоследствии в терригенных породах этого же разреза трилобиты позднекембрийского облика и граптолиты аренига-лланвирна (Копяткевич, 1981) позволили считать известняки среднего кембрия глыбами в арениг-лланвирнском олистостроме. Позднее (Самыгин, 1981) было установлено, что этот олистостром перекрывается крупным аллохтонным комплексом, сложенным вулканогенно-осадочными толщами верхнего кембрия – нижнего лланвирна, и содержит глыбы известняков среднего и позднего кембрия, а также граптолитовых сланцев аренига-лланвирна. На основании этих данных возраст олистострома был принят позднелланвирнским (Самыгин, 1990, Самыгин, Хераскова, 1994).

Нами в районе бассейна р. Кольденен было проведено детальное геологическое картирование и собраны различные группы органических остатков на нескольких стратиграфических уровнях. Это позволило установить, что олистостромовые толщи в этом районе отсутствуют, а возрастной интервал карбонатно-кремнисто-туфогенного комплекса соответствует среднему кембрию-среднему ордовику. Разрезы этого комплекса могут быть подразделены на два разнофациальных типа, которые в структурно-фациальной зональности хребта Чингиз занимают промежуточное положение между вулканогенно-осадочными и кремнисто-базальтовыми толщами.

Определения конодонтов выполнены С.В. Дубининой, граптолитов – А.Р. Орловой, брахиопод – Г.Т. Ушатинской, трилобитов – М.К. Аполлоновым.



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM

1

ጁ

S

1999

Рис. 1. Схема геологического строения среднего течения реки Кольденен (центральная часть хр. Чингиз). Составлена с использованием данных И.Ф. Никитина, М.А. Оренбургского, С.Г. Самыгина, Р.А. Копяткевича.

1-5 – комплексы Центрально-Чингизского покрова: 1-3 – найманская свита: 1 – пачка крупногалечных конгломератов, 2 – пачка черных кремнистых алевролитов, 3 – пачка песчаников с горизонтами и линзами известняков; 4 – сарышокинская свита: андезиты, андезито-базальты с линзами известняков, 5 – вулканогенно-туфогенно-терригенная толща верхнего кембрия-нижнего ордовика; 6–10 – карбонатно-кремнисто-туфогенный комплекс: 6 – пачка грубозернистых песчаников и конгломератов с глыбами известняков, 7 – пачка алевролитов, туфитов и тефроидов, 8 – пачка кремнистых алевролитов и глинистых яшм, 9 – кремнистая пачка, 10 – пачка известняков, 7 – пачка алевролитов, туфитов и тефроидов, 8 – пачка кремнистых алевролитов и глинистых яшм, 9 – кремнистая пачка, 10 – пачка известковистых алевролитов и песчаников с линзами известняков; 11 – вулканогенные толщи низов среднего кембрия; 12 – гранитоиды среднего кембрия; 13 – известняки: линзы (а), горизонты (б); 14 – разрывные нарушения: границы тектонических покровов (а), границы отдельных пластин (б), прочие (в); 15 – места сборов органических остатков: по данным предшественников (а), по данным авторов с номерами точек (б); 16 – описанные разрезы, их номера на рис. 1 и 2.

# ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТО-ΤΥΦΟΓΕΗΗΟΓΟ ΚΟΜΠЛΕΚCA

Карбонатно-кремнисто-туфогенные толши среднего кембрия-среднего ордовика распространенны на правом берегу р. Кольденен вблизи устья ручья Копа. Здесь они несогласно перекрывают амгинские эффузивы и гранитоиды и подстилают сложнопостроенный аллохтон, образованный дифференцированными вулканическими сериями верхнего кембрия-нижнего аренига (торткудукская серия  $\varepsilon_3 - O_1^{u}$  и сарышокинская свита –  $O_1^{ar}$  – Геология СССР, 1972; Никитин, 1972) и кремнисто-терригенными толщами верхов аренига - низов лланвирна (найманская свита – O<sub>13</sub> – O<sub>11n</sub> – Никитин, 1972; Орлова, 1993) (рис. 1). Нами изучено несколько карбонатно-кремнисто-туфогенных разрезов, охватывающих интервал от низов майского яруса среднего кембрия до верхов аренига, а возможно, и низов лланвирна включительно.

Первый разрез описан на правом берегу ручья Копа в восточной части участка (рис. 1). Здесь карбонатно-кремнисто-туфогенная толща несогласно залегает на гранитах амгинского возраста (рис. 2, разрез 1). Ее разрез может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Кварц-полевошпатовые песчаники и гравелиты, выше которых залегают зеленые известковистые алевролиты с тонкими линзами и горизонтами серых известняков, содержащие трилобиты плохой сохранности. Мощность 30 м.

2. Алевролиты известковистые тонкослоистые зеленые и фиолетовые с многочисленными карбонатно-кремнистыми конкрециями различного размера с неопределимыми обломками трилобитов и замковых брахиопод. Мощность 20 м.



Рис. 2. Схема сопоставления разрезов карбонатно-кремнисто-туфогенного комплекса.

1 - конгломераты; 2 - песчаники; 3 - алевролиты; 4 - туфоконгломераты; 5 - туфопесчаники и тефроиды; 6 - туфоалевролиты; 7 – кремни; 8 – фтаниты; 9 – красные яшмы; 10 – кремнистые алевролиты; 11 – вишневые и зеленые глинистые яшмы; 12 – известняки; 13 – карбонатные брекчии; 14 – калькарениты; 15 – андезито-базальты; 16 – граниты; 17 - точки сбора органических остатков: а - по данным авторов, б - по данным предшественников; 18-23 - точки сборов: 18 – трилобитов, 19 – брахиопод, 20 – граптолитов, 21 – конодонтов, 22 – криноидей, 23 – конулярий. I – терригенно-карбонатная пачка, II – кремнистая пачка, III – туфо-терригенная пачка, IV – терригенная пачка.

3. Известняки серые и розовые слоистые органогенно-обломочные с горизонтами калькаренитов. В верхней части имеются прослои карбонатных брекчий и ярко зеленых туфосилицитов. При растворении из известняков выделены брахиоподы (т. 9306) Stipnotreta inaequalis Ushat., Homotreta cf. captiosa (Koneva), Kotylotreta undata Koneva, Erbotreta sp., Acrothele sp., Oepikites sp., Micromitra sp. майского яруса среднего кембрия. Ранее из известняков этой пачки Н.К. Ившиным были описаны трилобиты Menevia venulosa (Salt.), Peronopsis fallax Linnars., Hypagnostus Brogg., Basocephalus ex gr. nominalis Ivshat, Olenoides Meek, Kootenia Walc. майского яруса (Геология СССР, 1972). Мощность 15 м.

4. Песчаники и алевролиты зеленые и серые с тонкими горизонтами и линзами серых известняков и редкими прослоями грубозернистых известковистых песчаников, в верхах разреза этой пачки при растворении из прослоя известняков выделены конодонты (т. 9302) Phakelodus tenuis (Müller), "Phakelodus" cavatus Dubinina, "Barnesodus" planus Dubinina, Proconodontus magezhuangensis An, Viirodus sp. зоны Proconodontus позднего кембрия. В алевролитах собраны неопределимые остатки трилобитов, которые по заключению М.К. Аполлонова имеют явно кембрийский облик, а также беззамковые брахиоподы, гастроподы и отпечатки плохо сохранившихся конулярий. Мощность 100 м.

5. Кремнистые алевролиты и алевропесчаники черные и зелено-серые с многочисленными горизонтами черных полосчатых фтанитов и редкими линзами серых кристаллических известняков. При растворении из известняков в верхней части пачки (т. 3116) выделены конодонты Phakelodus tenuis (Müller), "Proconodontus" sp. позднего кембрия и беззамковые брахиоподы. Мощность 155 м.

6. Алевролиты и мелкозернистые песчаники черные тонколистоватые с многочисленными неопределимыми остатками (т. 9304) беззамковых брахиопод, граптолитами Tetragraptus cf. quadribrachiatus (Hall) аренигского возраста и конодонтами Acodus sp., Scandodus sp., позднетремадокскогораннеаренигского облика. Мощность 10 м.

7. Алевролиты и песчаники среднезернистые туфогенные с частыми прослоями зеленых кремнистых туффитов и тефроидов с линзами крупногалечных вулканомиктовых и туфогеных конгломератов. В алевролитах часто присутствуют карбонатные конкреции. В 20 м от подошвы этой пачки в зеленых алевролитах собраны граптолиты (т. 9303) Tetragraptus quadribrachiatus (Hall), Expansograptus sp., Phyllograptus sp. аренигского возраста, а также конодонты плохой сохранности. Мощность более 300 м. 8. Песчаники грубозернистые преимущественно кварцевые с редкими прослоями алевролитов. Мощность более 200 м.

Общая мощность описанного разреза достигает 830 м.

Верхняя часть этого разреза обнажена на левом берегу ручья Копа в центральной части участка (рис. 2, разрез 2). Здесь на крыле синклинали описана следующая последовательность (снизу вверх):

1. Переслаивающиеся зеленые алевролиты и песчаники среднезернистые туфогенные с многочисленными горизонтами кремнистых туффитов и тефроидов (соответствуют слою 7 предыдущего разреза). В этой пачке известны находки граптолитов Tetragraptus quadribrachiatus (Hall) аренига– лланвирна (Копяткевич, 1981). Мощность 300 м.

2. Песчаники грубозернистые кварцевые с прослоями алевролитов и алевротуффитов (соответствуют слою 8 предыдущего разреза). Мощность 500 м.

3. Песчаники, аналогичные слою 2, содержащие протяженные, вероятно, оползневые тела и более мелкие глыбы серых кристаллических известняков с редкими остатками неопределимых криноидей. Мощность 50 м.

4. Конгломераты мелко-среднегалечные, состоящие из обломков известняков и черных кремнистых алевролитов. Мощность 20 м.

5. Алевролиты черные кремнистые. Мощность 20 м.

Мощность этого разреза составляет 840 м.

Второй из изученных разрезов описан юго-западнее предыдущего на левом берегу ручья Копа в центральной части участка (рис. 2, разрезы 3, 4). Здесь карбонатно-кремнисто-туфогенная толща несогласно залегает на эффузивах амгинского возраста и имеет чешуйчатое строение, поэтому ее разрез восстанавливается по двум фрагментам. Первый фрагмент соответствует нижней части разреза:

1. Конгломераты вулканомиктовые среднегалечные с обломками эффузивов основного и среднего состава. Мощность 20 м.

2. Песчаники зеленые и табачные полимиктовые известковистые с линзовидными прослоями песчанистых слоистых известняков. Мощность 100 м.

3. Туффиты и туфоалевролиты зеленые и фиолетовые. Мощность 30 м.

4. Кремни серые слоистые с многочисленными прослоями черных полосчатых фтанитов и горизонтами красных слоистых яшм. Мощность 100 м.

5. Туфиты и алевролиты тонкослоистые вишневые, зеленые и серые. Мощность 20 м.

Разрез заканчивается в ядре синклинальной складки, его мощность составляет 170 м.

Второй фрагмент разреза расположен севернее и частично наращивает уже описанную часть (рис. 2, разрез 4). Здесь, к северу от тектонического контакта с эффузивами амгинского яруса, обнажены (снизу вверх):

1. Кремни серые слоистые с прослоями фтанитов (аналогичны слою 4 предыдущего разреза), в которых собраны конодонты (т. 9314, 3128) Viirodus impressus Dubinina, Eoconodontus (E.) cf. alisonae Landing, Eoconodontus (E.) notchpeakensis (Miller), Phakelodus tenuis (Müller), Proacontiodus latus (Van Wamel), Proacontiodus latus entis Dubinina, Proacontiodus jilinensis (Chen et Gong), Proaconodontus sagittalis Dubinina, Prooneotodus rotundatus (Druce et Jones), Prooneotodus gallatini (Müller). Конодонты характеризуют зону alisonae самых верхов верхнего кембрия. Мощность 10 м.

2. Туффиты и алевролиты вишневые и зеленые тонкослоистые. Мощность 20 м.

3. Алевролиты, кремнистые туффиты, тефроиды, туфопесчаники, как правило, тонкослоистые. В алевролитах часто встречаются карбонатные конкреции. По всему интервалу обнаружено большое количество беззамковых брахиопод. В его средней части в алевролитах (т. 3127) собраны граптолиты Loganograptus logani (Hall), Tertagraptus quadribrachiatus (Hall), Expansograptus cf. extensus (Hall) позднего аренига, а из карбонатных конкреций этой же точки при растворении выделены конодонты Prioniodus (P.) deltatus longibasis (McTavish) - prioniodiform el., Prioniodus (P.) deltatus (Lindstr.) – prioniodiform el., prioniodinaform el., Paroistodus paralellus (Pander) - drepanodiform el., oistodiform el., Tropodus sweeti (Serpagli) среднего apeнига. В верхней части разреза этого слоя (т. Ч-25) собраны трилобиты Niobides (?) sp., Cybelurus sp. аренига – лланвирна. Мощность более 300 м.

Общая мощность приведенного разреза сосставляет более 330 м.

Верхи разреза в этом пересечении отсутствуют, но предполагается, что по составу они аналогичны разрезам первого типа.

Третий разрез изучен в западной части участка на левобережье ручья Томарши (рис. 1), где карбонатно-кремнисто-туфогенная толща перекрывает базальты и андезито-базальты амгинского яруса, образующие ядро небольшой антиклинали, выше которых залегают (рис. 2, разрез 5):

1. Конгломераты крупногалечные и валунные с известковистым цементом, состоящие из обломков эффузивов. Среди конгломератов встречаются небольшие линзы органогенных известняков с трилобитами майского яруса (Геология СССР, 1972). Мощность 50 м.

2. Песчаники и алевролиты зеленые известковистые. Мощность 50 м.

3. Переслаивающиеся серые слоистые кремни и черные полосчатые фтаниты. Мощность 80 м. 4. Ритмично переслаивающиеся вишневые и зеленые кремнистые алевролиты и туффиты, в верхах ритмов часто присутствуют тонкие прослои красных яшм. Мощность 350 м.

5. Песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты известковистые зелено-цветные. Мощность 100 м.

Общая мощность разреза 630 м.

Описанный разрез беден органическими остатками, но по своему составу и строению может уверенно коррелироваться с предыдущими разрезами.

#### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОПИСАННЫХ РАЗРЕЗОВ

Все описанные разрезы объединяются в два типа, в каждом из которых выделяются четыре пачки, различающиеся по составу одновозрастных пород.

Первый тип разреза (рис. 2, разрезы 1-4, разрез 3а) распространен в восточной и центральной частях участка.

В нижней части разреза выделяется терригенно-карбонатная пачка ( $\varepsilon_{2m} - \varepsilon_3$ ), состоящая из известковистых конгломератов, песчаников и алевролитов. Карбонатно-кремнистые конкреции здесь образуют протяженные горизонты. В средней части пачки выделяется выдержанный пласт слоистых органогенно-обломочных известняков, калькаренитов и карбонатных брекчий. В породах этой пачки (особенно в ее нижней и средней частях) в большом количестве присутствуют остатки крупных трилобитов, а также замковых и беззамковых брахиопод. Такое скопление бентосной фауны может свидетельствовать о том, что осадконакопление шло в условиях незначительных глубин относительно пологого склона.

Это подтверждается хорошей сохранностью тонких фосфатных раковин беззамковых брахиопод, указывающей на их незначительный перенос. В верхней части пачки (верхний кембрий) карбонатный компонент в составе пород заметно уменьшается, что свидетельствует о некотором, хотя и несущественном углублении бассейна седиментации. Здесь обнаружены остатки пяти фаунистических групп: конодонтов, брахиопод, трилобитов, конулярий и гастропод.

Вторая пачка сложена преимущественно кремнистыми породами ( $\varepsilon_3 - O_1^{tr}$ ), среди которых преобладают серые кремни и фтаниты, реже встречаются яшмы. Кроме кремнистых пород, присутствуют горизонты мелкозернистых песчаников, алевролитов и линзы известняков. Для этой части разреза характерно резкое обеднение бентосными группами: здесь присутствуют только конодонты, а беззамковые брахиоподы, выделенные из карбонатных прослоев, встречаются крайне редко. Такой состав пород и набор органических остатков свидетельствуют, очевидно, о



Рис. 3. Схема сопоставления разрезов среднего кембрия – лланвирна центральной и юго-западной частей хребта Чингиз. 1 – андезиты; 2 – риолиты; 3 – туфы риолитов; 4 – туфы андезитов; 5 – базальты; 6 – глыбы и олистоплаки красных яшм; 7 – кремнистые туффты; 8 – габброультрабазитовая часть офиолитового разреза. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

На врезке – положение основных структурно-фациальных зон юго-западной части хребта Чингиз.

1 – силурийские терригенные толщи; 2 – верхнеордовикские комплексы; 3 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи верхнего кембрия – нижнего ордовика Центрально-Чингизского покрова (разрез 4); 4 – карбонатно-кремнисто-туфогенный комплекс среднего кембрия – лланвирна (разрезы 3а, б); 5–6 – кремнисто-базальтовые толщи и офиолиты: 5 – нижнего ордовика (разрез 1), 6 – верхнего кембрия (разрез 2); 7 – нижне-среднекембрийские комплексы; 8 – гранодиориты позднего силура; 9 – разрывные нарушения; а – границы тектонических покровов, 6 – прочие; 10 – местоположение изученного района.

резком увеличении глубины осадконакопления в середине позднего кембрия.

Третья пачка (O<sub>1</sub><sup>аг</sup>) имеет туфо-терригенный состав и сложена кремнистыми туффитами, тефроидами, кремнистыми алевролитами, разнообразными туфогенными и вулканомиктовыми песчаниками с линзами туфоконгломератов. Для этих пород типичны градационные и подводно-оползневые текстуры. Характерной особенностью этой пачки является значительное количество беззамковых брахиопод, собранных по всему разрезу. Они практически всегда захоронены в прижизненном положении. В этой же пачке из карбонатных конкреций выделены конодонты и обнаружены отпечатки граптолитов в прижизненном положении. Состав пород может указывать на то, что осадконакопление происходило синхронно с вулканизмом известково-щелочного состава. Сохранность органических остатков указывает на спокойные условия седиментации при значительном удалении от вулканических центров. Однако постоянное присутствие карбонатного материала позволяет сделать вывод о том, что глубина бассейна не превышала уровня карбонатной компенсации.

Четвертая пачка (O<sub>2</sub><sup>In</sup>) сложена преимущественно кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами. В верхах разреза этой пачки присутствуют глыбы известняков с остатками криноидей плохой сохранности. По составу пород можно судить об отсутствии в это время синхронной вулканической деятельности и о незначительной глубине бассейна осадконакопления.

Мощность разреза первого типа карбонатнокремнисто-туфогенной толщи составляет 1350– 1400 м.

Второй тип разреза распространен в западной части участка (рис. 2, разрез 5; рис. 3, разрез 3б). Здесь преобладают кремнистые и кремнисто-туфогенные породы, а карбонаты практически отсутствуют. Отсутствие также грубого пирокластического материала свидетельствует о значительно большей удаленности от вулканических центров. Разрез слабо охарактеризован органическими остатками, его мощность составляет около 600–700 м. Все эти признаки могут указывать на относительно бо́льшую, чем для первого типа, глубину бассейна осадконакопления. Однако бедность органических остатков не позволяет подтвердить этот вывод биофациальными данными.

#### ПОЛОЖЕНИЕ КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТО-ТУФОГЕННОГО КОМПЛЕКСА В СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ХРЕБТА ЧИНГИЗ

Большая часть изученного разреза (втораячетвертая пачки) синхронна вулканогенно-осадочному разрезу, давно известному в центральной части хребта Чингиз (торткудукская серия - $\varepsilon_3 - O_1^{tr}$ , сарышокинская –  $O_1^{tr}$  и найманская свиты –  $O_{1,3}^{ar} - O_{2}^{ln}$ ) и распространенному восточнее изученного нами участка (рис. 3, разрез 4). В низах этого разреза ( $\varepsilon_3 - O_1^{ar}$ ) преобладают известково-шелочные дифференцированные эффузивы, пирокластические и вулканогенно-обломочные породы, содержащие мощные линзы и горизонты водорослевых известняков с богатыми комплексами трилобитов (Геология..., 1962; Геология СССР, 1972; Никитин, 1972). Верхи разреза  $(O_{1,3}^{ar} - O_2^{ln})$  сложены кремнисто-туфогеннотерригенными породами, охарактеризованными комплексами граптолитов и конодонтов (Никитин, 1972; Орлова, 1993) и формировавшимися в условиях постепенного прекращения вулканической деятельности. Данный вулканогенно-осадочный комплекс может быть сопоставлен с образованиями современных вулканических островодужных систем (Самыгин, 1990; Самыгин, Хераскова, 1994).

Возрастные аналоги карбонатно-кремнистотуфогенного комплекса известны и юго-западнее изученного участка – в Юго-Западном Предчингизье (рис. 3, разрезы 1, 2). Здесь широко распространены кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи верхнего кембрия и нижнего ордовика (Никитин и др., 1992; Корень и др., 1993; Толмачева, 1996), которые пространственно связаны с офиолитами. В породах этих толщ полностью отсутствует примесь туфогенного и терригенного материала, а из органических остатков присутствуют только конодонты и радиолярии. Поэтому предполагается, что кремнисто-базальтовые и кремнистые комплексы формировались в задуговом бассейне с корой океанического типа на большом удалении от вулканических островных дуг.

Таким образом, в структурно-фациальной зональности хребта Чингиз карбонатно-кремнистотуфогенный комплекс занимает положение между вулканогенно-осадочными разрезами с дифференцированными вулканитами, с одной стороны, и кремнисто-базальтовыми толщами, – с другой. Это позволяет предположить, что изученный комплекс формировался в краевой части задугового бассейна в относительной близости от вулканической островной дуги.

Работа выполнена при поддержке РФФИ по проекту № 94-05-16934.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология СССР. Т. ХХ. кн. 1. М.: Недра, 1972. 532 с. Геология Чингизской геоантиклинорной зоны (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1962. 168 с. Копяткевич Р.А. Раннеордовикская олистострома хребта Чингиз // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 41–43.

Корень Т.Н., Лыточкин В.Н., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. Биостратиграфический анализ пелагических структурно-вещественных комплексов палеозоя для целей ГСП-50 и -200. Методические рекомендации. Роскомнедра. С.-Петербург: Изд. ВСЕГЕИ, 1993. 78 с. Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 1. Стратиграфия. Алма-Ата: Наука, 1972. 242 с.

Никитин И.Ф., Жилкайдаров А.М., Фрид Н.М. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Юго-Западного Предчингизья // Изв. КазССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 57–70.

*Орлова А.Р.* Новые данные о граптолитах и конодонтах найменской свиты (нижний ордовик) хребта Чингиз, Центральный Казахстан // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1993. Т. 69. Вып. 1. С. 43–47. *Самыгин С.Г.* Каледонские шарьяжи хребта Чингиз (восточный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 275. № 3. С. 709–713.

Самыгин С.Г. Центральный и Восточный Казахстан // Тектоническая расслоенность и региональные геологические исследования. М.: Наука. 1990. С. 180–189.

Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (хр. Чингиз, Центральный Казахстан) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 3. С. 86–102.

Тектоника Казахстана. Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. Масштаб 1 : 2500000. М.: Наука, 1982. 139 с.

Толмачева Т.Ю. Пелагические конодонты позднего кембрия и раннего ордовика Центрального Казахстана. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. С.-Петербург.: ВСЕГЕИ, 1996. 26 с.

Рецензенты Т.Н. Корень, А.Ю. Резанов

УДК 551.263.2+551.761(235.47)

# ТРИАСОВАЯ КРЕМНЕВАЯ ФОРМАЦИЯ В БАССЕЙНЕ РЕКИ ХОР (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

# © 1999 г. Ю. Г. Волохин, Е. В. Михайлик, Г. И. Бурий

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022 Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, 159, Россия Поступила в редакцию 12.02.97 г., получена после доработки 04.08.97 г.

В среднем течении р. Хор отложения триасовой кремневой формации представляют трансгрессивно-регрессивный карбонатно-кремневый макроциклит, мощностью около 430 м, и включают отложения, датированные конодонтами от среднего анизия до позднего нория (рэта?). Сокращенные мощности верхнего ладина (24 м) и карния (27 м) коррелируются со скрытыми внутриформационными перерывами, установленными в разрезах (руч. Лямфана) кремневых толщ, наиболее близких к Ханкайскому массиву, и размывами в терригенных шельфовых отложениях Южно-Приморской, Арсеньевской и Алчанской зон. Смена толщ в разрезе карбонатно-кремневого макроциклита коррелируется с циклами глобальных эвстатических изменений уровня моря в триасе. Накопление мощной толщи карбонатов в Сихотэ-Алинском бассейне происходило в эпоху (карний-средний норий) максимального повышения уровня моря и его трансгрессии на Ханкайскую сушу. Абсолютные массы кремненакопления (г/см<sup>2</sup>/1000 лет) в анизии (2.8–3.0) и ладине (2.7–3.1) были близки к скоростям современного биогенного кремненакопления в дальневосточных окраинных морях, некоторых внутренних морях (Азовском) и зонах прибрежных апвеллингов (Перуанско-Чилийском). Они были на порядок выше скоростей пелагического кремненакопления в Тихом океане, в северном и экваториальном поясах. Уменьшение кремненакопления в карнии (0.33) и нории (0.62-0.63) компенсировалось усилением карбонакопления и, по-видимому, было обусловлено смещением границы ареалов кремневого и карбонатного планктона в эпохи эвстатических изменений уровня моря и трансгрессий.

Ключевые слова. Сихотэ-Алинь, триас, кремни, карбонаты, конодонты, колебания уровня моря, скорости седиментации.

#### введение

Реконструкция доаккреционного строения разрезов и естественная периодизация седиментации - это прямой путь к пониманию геологической истории складчатых областей. Нарушение принципа естественной периодизации и недостаточная детальность лито- и биостратиграфических исследований сложнодеформированных толщ привели к тому, что выполненные при средне- и крупномасштабном геологическом картировании карты Сихотэ-Алиня фактически оказались картами "тектоно-стратиграфических" комплексов. Эти карты мало пригодны для восстановления доаккреционной геологической истории складчатых областей и реконструкции палеобассейнов. Границы "тектоно-стратиграфических" комплексов, как правило, не совпадающие с естественными границами геологических формаций, являются либо тектоническими, либо границами подводнооползневых тел, и обязаны более поздним тектоническим движениям. Планктоногенные кремневые толщи, фациально выдержанные и богатые микрофауной, являются идеальными стратиграфическими реперами при расшифровке строения аккреционных призм складчатых поясов.

В Сихотэ-Алине радиоляриевые силициты известны в верхнем палеозое, юре, мелу, но наиболее широко распространены в триасе. Отложения триасовой кремневой формации регионально распространены и представлены по крайней мере двумя фациями: кремневой и карбонатнокремневой (Волохин, 1985; Волохин и др., 1987). В современной структуре складчатой области карбонатно-кремневые отложения триаса известны в Центральной Сихотэ-Алинской и Амуро-Уссурийской (Наданьхада–Хабаровской) зонах, на некотором удалении от окраин древних континентальных массивов (Ханкайского, Кентэйского, Буреинского). Ближе к массивам развиты отложения кремневой фации триаса.

В северном Сихотэ-Алине, в Центральной Сихотэ-Алинской зоне, карбонатно-кремневые триасовые отложения закартированы в верхнем и среднем течении р. Анюй, в верховьях р. Джаур и в среднем течении р. Гур, в составе джаурской свиты, считавшейся позднетриасово-позднеюрской (Решения третьего..., 1982), а ныне – раннетриасово-позднеюрской (Решения четвертого..., 1994). В центральном (среднем) Сихотэ-Алине выходы карбонатно-кремневой фации триаса известны на левобережье (в бассейне р. Кабули и в



Рис. 1. Район работ (A) и положение изученного разреза в бас. р. Хор на схеме фаций триасовой кремневой формации (Б). Схема фаций составлена с использованием данных Е.К. Шевелева (1988), Т.В. Клец (1995), Г.И. Бурий и др., (1990). 1 – метаморфический комплекс Хорского выступа; 2,3 – фации триасовой кремневой формации: 2 – кремневая, 3 – карбонатно-кремневая; 4 – основные разломы обозначены цифрами в кружках: *1* – Алчанский, *2* – Арсеньевский, *3* – Центральный Сихотэ-Алинский; 5 – разрез по руч. Лямфана (Бурий и др., 1990); 6 – выходы кремневого и карбонатнокремневого триаса по Т.В. Клец (1995); 7 – разрез, представленный в данной работе; 8 – разрез р. Гур; 9 – врезка Б на схеме A.

Структурно-формационные зоны: АлЗ – Алчанская зона; Центральная зона, подзоны: ХПЗ – Хорская, АПЗ – Анюйская.

среднем течении р. Катэн) и на правобережье (ниже устья р. Коломи) р. Хор. В этом районе, восточнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома (рис. 1) они относились к джаурской, а западнее – к краснореченской свите позднетриасово-раннеюрского возраста (Шевелев, 1988), в соответствии с имеющимися схемами тектонического районирования. Схема фаций триасовых отложений в бассейне р. Хор (рис. 1), однако, демонстрирует искусственность выделения "структурно-фациальных" и "структурно-формационных" зон, так как границы фаций не совпадают с основными структурными элементами (глубинными разломами).

#### РАЗРЕЗ НА ПРАВОБЕРЕЖЬЕ Р. ХОР

Наиболее полно карбонатно-кремневая фация триаса обнажается в скальных выходах, в 2-х км ниже устья р. Коломи (правого притока р. Хор). Толщи кремней и известняков слагают юго-восточное крыло крупной синклинали или синформы (?), с размахом крыльев (по подошве триасовых кремней) около 2.5 км. Ядро синклинали сложено нижне-среднеюрской (?) терригенной толщей. На северо-западном и юго-восточном крыльях синклинали триасовые кремни подстилаются толщей алевроаргиллитовых сланцев, насыщенных силлами (80–200 м) базальтовых порфиритов и диабазов, относившихся при геологическом картировании В.И. Анойкиным и др. условно к верхнему триасу.

В обнажении ниже устья р. Коломи кремни и известняки разбиты разломами северо-восточного простирания на узкие (50–70 м) блоки со смещениями небольшой амплитуды и смяты приразрывной складчатостью (рис. 2). Здесь, в ранее фаунистически "немом" разрезе, нами построена литологическая колонка и в 57 пробах выделены конодонты, позволяющие датировать слои от среднего анизия до позднего нория–рэта включительно. В разрезе выделяются 25 пачек, сгруппированных в 7 толщ, мощностью 355–381 м, образующих единый карбонатно-кремневый макроциклит (рис. 3).



Рис. 2. Геологический план обнажения триасовой кремневой формации на правобережье р. Хор, в 2 км ниже устья р. Коломи.

1 – песчаники; 2 – алевролиты и аргиллиты; 3 – известняки; 4 – известняки с желваками и линзами кремней (показаны только на рис. 3); 5 и 6 – кремни (5 – на рис. 2, 6 – на рис. 3); 7 – глинистые кремни; 8 – кремнистые аргиллиты; 9 – диабазы и базальтовые порфириты; 10 – калиевые лампроиты; 11 – разрывные нарушения; 12 – фауна конодонтов; 13 – элементы залегания; 14 – крутые обрывы. Цифры в кружках на плане – номера пачек.

Снизу вверх выделяются:

I. Толща кремневых аргиллитов и алевроаргиллитов (мощность более 13 м).

1) Кремневые аргиллиты серые и зеленоватосерые, линзовидно-слоистые, средне-тонкоплитчатые (мощность элементарных циклитов (Мэц) = = 2-6 см), с подчиненными прослоями глинистых кремней и черных алевроаргиллитов (10–15%) и конодонтами Paragondolella bulgarica Budurov et Stephanov, Neogondolella constricta (Mosher et Clark) в нижней части пачки. Мощность 3 м.

2) Кремневые аргиллиты серые тонкоплитчатые (Мэц = 1-3 см) с подчиненными (1 : 5-1 : 10) прослоями черных аргиллитов. Вверху прослой (0.3 м) тонкослоистых черных кремнистых аргиллитов. Мощность 1.4 м.

 Глинистые кремни серые субгоризонтально-слоистые тонкосреднеплитчатые (Мэц = 1-6, в среднем 3-4 см), переслаивающиеся с черными аргиллитами. Мощность 2 м.

4) Аргиллиты черные, с редкими линзами глинистых кремней и кремневых аргиллитов. Мощность более 6 м.

Далее, по ходу, 10–12 м задерновано. Разрывное нарушение. Глыбы черных кремнистых аргиллитов. За разрывом обнажается:

II. Толща глинистых кремней (мощность 25–30 м)

5) Глинистые кремни серые и темно-серые, грубоплитчатые (Мэц = 10–25 см, обычно 15–25 см) субгоризонтально-слоистые, с прослоями черных алевроаргиллитов (1–40 см) и, реже, глинистых фтанитов. В нижней части пачки – Neogondolella sp. indet., Paragondolella sp. indet, в средней – Neogondolella sp. indet. и стержневидные конодонты, в верхней – Paragondolella cf. bulgarica Budorov et Stephanov. Мощность 25–30 м.



#### ТРИАСОВАЯ КРЕМНЕВАЯ ФОРМАЦИЯ

Рис. 3. Стратиграфическая колонка и соотношение пород в разрезе на правобережье р. Хор. Усл. обозначения см. на рис. 2.

Выше – задерновано 1 м мощности. Контакт толщ II и III.

III. Толща плитчатых кремней (мощность 145-165 м)

6) Кремни серые грубоплитчатые (Мэц = 12– 30 см, обычно от 15 до 25 см) субгоризонтальнослоистые, с редкими пакетами (до 1 м) среднеплитчатых (Мэц = 3–6 см) кремней, с Paragondolella bulgarica в подошве пачки. Мощность 6 м. 7) Кремни серые, голубовато-зеленоватые от субгоризонтально-слоистых до линзовидно-слоистых, преимущественно толстоплитчатые (Мэц = 8–12 см), содержащие до 5–10% линз и прослоев доломитов и кремнистых доломитов, с неопределимыми до вида представителями среднетриасовых родов Neogondolella, Paragondolella, Gladigondolella в низах и середине пачки. В 4-х м ниже кровли – Neogondolella cf. constricta (Mosher et Clark), Neospathodus cf. kockeli (Tatge). Мощность 26 м.

8) Кремни серые, зеленовато-голубоватые толстоплитчатые (Мэц = 2–16 см, в среднем 8–10 см), с подчиненными (1:6–1:7) линзами и прослоями (0.5–7 см) светло-серых и бежевых доломитов и известковисто-доломитистых кремней. В подошве пачки – Neogondolella constricta (Mosher et Clark), в середине – Neogondolella sp. indet. Мощность 8 м.

9) Кремни светло-серые, зеленоватые (до белых), на выветрелых поверхностях – бежевые, тонкоплитчатые (Mэц = 0.5–1.5 см) с Paragondolella hanbulogi Sudar et Budurov вблизи кровли. Мощность 3 м.

10) Кремни серые, на выветрелой поверхности – коричневатые, линзовидно-слоистые грубоплитчатые (Мэц = 20–25 см), с редкими пакетами тонко-толстоплитчатых (Мэц = 3–10 см), с Neogondolella sp. indet. Мощность 9.5 м.

 Кремни светло-серые, почти белые, местами голубовато-зеленоватые, на выветрелых поверхностях розоватые (до коричневых) толсто-грубоплитчатые (Мэц = 10-40 см). В середине пачки – редкие пакеты тонкоплитчатых (Мэц = 1-3 см) кремней и линзы доломитов и кремнистых доломитов. В 5.8 м выше подошвы – Neogondolella sp. indet., еще 2 м выше Paragondolella cf. hanbulogi, 6 м выше – остатки М или S элемента Ellisonia, выше 2.5 м – Neogondolella mombergensis (Tatge), еще 3.7 м выше – N. cf. mombergensis, Sephardiella sp. indet., выше 3.3 м – Paragondolella sp. indet. Выше 5.4 м в кремнистых доломитах установлены N. cf. mombergensis, Paragondolella aff. excelsa Mosher, а еще 6.5 м выше – Neogondolella cf. mombergensis, Sephardiella sp. indet., juv. Неполная мошность пачки 11 в этом блоке – 40 м.

Разрез наращивается в узком тектоническом блоке, расположенном 115–125 м западнее, где у подножья склона обнажается верхняя часть пачки 11 (рис. 2). Здесь преобладают серые и светлосерые, голубовато-зеленоватые субгоризонтально-слоистые грубоплитчатые (Мэц = 10-50 см) кремни, с подчиненными пакетами средне-толстоплитчатых и линзами (до 2 см) доломитов и известковистых доломитов в верхних 25 м пачки. В низах обнажающейся части пачки – Sephardiella mungoensis (Diebel) и Neogondolella mombergensis; в 3 м выше – Sephardiella sp. indet. Верху (в 10 м ниже кровли) – Paragondolella cf. excelsa, Neogondolella cf. mombergensis, N. sp. juv. aff. excentrica Budurov et Stephanov, Sephardiella sp. indet. juv., а в 6.7 м ниже кровли – Neogondolella sp. Мощность верхней части пачки – 33-52 м. Полная мощность пачки 11 – 73-90 м.

12) Кремни серые и светло-серые тонко-толстоплитчатые (Мэц = 2-10 см) от субгоризонтально- до линзовиднослоистых, с линзами и прослоями (1–3 см) известняков, доломитов и известковых кремней. В кровле – Gladigondolella tethydis (Huck.), juv., Paragondolella cf. tadpole (Hayashi). Мощность 5.5 м.

13) Кремни темно-серые, на выветрелой поверхности буровато-желтые, от средне- до грубоплитчатых (Мэц = 8-15 см внизу и 6-10 см – вверху пачки). В середине пачки – линзы и прослои (1-3 см) черных кремней, а в верхней половине – подчиненные (1 : 5, 1 : 10) прослои (1-2 см) карбонатов. В кровле пачки – Paragondolella cf. excelsa, Neogondolella sp. indet. Мощность 13.5 м.

Выше по склону трехметровый интервал мощности разреза скрыт осыпью, затем, с теми же элементами залегания, что и в пачке 13, обнажается:

IV. Толща карбонатных пород (мощность 8–16 м)

14) Известняки, кремнистые известняки и доломиты черные и темно-серые средне-толстоплитчатые, с подчиненными (15–20%) линзами и прослоями (1–3 см) серых кремней. В 1 м ниже видимой кровли пачки – Neogondolella cf. praeangusta Kozur, Mirauta et Mock, Paragondolella cf. foliata Budurov. Видимая мощность пачки – 8 м. Выше 5 м задерновано; глыбы кремней. Предельная мощность толщи, с включением необнаженных интервалов в подошве и кровле – 16 м.

V. Толща плитчатых кремней (мощность более 6.5 м)

15) Кремни буровато-серые известковистые, с линзами черных кремней и неопределимыми конодонтами. В верхних 1.5 м – линзы (0.5–3 см) карбонатов (до 30–40%); внизу пачки – кремни белесые и брекчированные. Мощность более 6.5 м.

VI. Толща карбонатных пород

16) Известняки серые и темно-серые, с линзами и желваками буровато-серых кремней (в среднем 20–30%, внизу пачки – до 40–50%) и неопределенными остатками конодонтов. Мощность 7.5 м.

17) Известняки темно-серые массивные и нечетко плитчатые, с желваками и линзами (до 8 см) кремней (около 10%), с Epigondolella abneptis (Huck.), Metapolygnathus vialovi Buryi, M. cf. primitia Mosher. Мощность 9.5 м.

18) Известняки темно-серые и серые среднетолстоплитчатые, с прослоями желтых доломитов, желваками и линзами (толщиной 1–8 см) серых кремней и известковистых кремней (в среднем 15–20%, в нижней части – до 50%) с Metapolygnathus cf. vialovi Buryi в подошве и середине пачки. Мощность 14.5 м.

19) Известняки серые и темно-серые грубоплитчатые (Мэц = 10–35 см), отчетливо ритмичные, с пакетами (0.5–1 м) тонко-среднеплитчатых с редкими желваками кремней и Metapolygnathus cf. linguiformis Mosher, M. sp., juv. aff. vialovi. Мощность 10 м.

20) Известняки темно-серые грубоплитчатые, реже массивные (Мэц = 20–100 см), с редкими пакетами тонко-среднеплитчатых (Мэц = 2–6 см). Вблизи подошвы – Metapolygnathus sp., в 0.8 м ниже кровли – Metapolygnathus aff. permicus (Hayashi), M. vialovi. Мощность 6.5 м.

21) Известняки серые и темно-серые разноплитчатые; переслаивание пакетов (до 40 см) тонкоплитчатых (Мэц = 1-3 см), средне-толстоплитчатых и грубоплитчатых (Мэц = 15-20 см) известняков. Мощность 3 м.

22) Известняки темно-серые и серые толстогрубоплитчатые (Мэц = 5-20 см) с редкими (2-3%) линзами и желваками кремней. Пачка более массивная, чем подстилающая и перекрывающая пачки. В подошве – Epigondolella cf. abneptis, Metapolygnathus vialovi, в 5 м выше подошвы – Metapolygnathus cf. nodosus (Hayashi), M. cf. vialovi, еще 3 м выше – Epigondolella abneptis, Metapolygnathus primitia Mosher, Ancyrogondolella triangularis Budurov, еще 2.5 м выше – Metapolygnathus vialovi, M. spatulatus (Hayashi), Paragondolella steibergensis (Mosher), Epigondolella multidentata Mosher, É. abneptis, Ancyrogondolella triangularis, в 3 м выше присутствуют Metapolygnathus sp. indet., Epigondolella abneptis. В 38 м восточнее, за сбросом (рис. 2) обнажены верхи пачки с Epigondolella abneptis, E. multidentata. Общая мощность пачки 32–33 м.

23) Известняки серые и темно-серые от тонкодо грубоплитчатых (Мэц = 1-25 см, чаще 10-15 см), с конодонтами Metapolygnathus cf. spatulatus, Neogondolella sp. в подошве пачки, и Epigondolella aff. bidentata Mosher, Metapolygnathus spatulatus вверху видимой части пачки мощностью 40–50 м.

Вышележащие слои наблюдаются на западном крыле обнажения (рис. 2) в небольшом тектоническом блоке 3, между верхнетриасовыми известняками и дайкой калиевых лампроитов, отделяющей их от алевролитов вышележащей терригенной толщи. Здесь обнажается:

VII. Толща плитчатых кремней (мощность более 15 м)

24) Кремни светло-серые, зеленоватые, тонко-среднеплитчатые линзовидно-слоистые с линзами (2–10 см) известняков и известковых кремней (15–25%, в середине пачки – до 50%). В основании пачки – Epigondolella aff. mostleri (Kozul et Mostler). Мощность 3 м.

25) Кремни серые и светло-серые, зеленоватые среднеплитчатые (Мэц = 2.5–15 см, в среднем 3–4 см) линзовидно-слоистые в нижней части и субгоризонтально-слоистые в середине пачки. Вблизи дайки, в верхних 6 м пачки, кремни брекчированы и пропитаны кварцевыми прожилками. В низах пачки – Parvigondolella sp. indet., Misikella cf. posthernsteini Kozur et Mock, Epigondolella cf. slovakensis Kozur. Видимая мощность 12 м.

Плитчатые кремни пачки 25 обнажаются также в блоке, расположенном в 400 м севернее (рис. 2), где они по сбросу контактируют с черными алевролитами вышележащей терригенной толщи. Полная мощность толщи VII в районе около 65 м.

На интервале между вторым и третьим блоками карбонатно-кремневого разреза обнажаются кремни и известняки, литологически сходные с пачками 13, 14, 15, 16 и 17 (рис. 2) и содержащие Neogondolella sp., Sephardiella sp., Metapolygnathus vialovi., Epigondolella sp.

#### ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ТОЛЩ И ПАЧЕК

В данном разрезе пачки 1–7 отнесены к среднему анизию на основании встреченного в них комплекса конодонтов с Paragondolella bulgarica, Neospathodus cf. kockeli, Neogondolella constricta. Вид Paragondolella bulgarica характерен для самых верхов нижнего анизия (битина) и для среднего анизия (пельсона) Болгарии, Италии (Budurov, 1980; Pisa et al., 1980). Вид Neogondolella constricta распространен в стратиграфическом интервале от среднего анизия по нижний ладин включительно в Неваде, Болгарии, Италии (Mosher et Clark, 1965). Вид Neospathodus kockeli распространен в среднеанизийских слоях Германии, Болгарии и др. (Tatge, 1956).

Пачки 8–10 и нижняя часть пачки 11 отнесены к верхнему анизию по исчезновению характерных среднеанизийских видов Paragondolella bulgarica и Neospathodus kockeli и присутствию типичного для верхнего анизия конодонта Paragondolella hanbulogi (Sudar, Budurov, 1979). Верхняя граница анизия проводится по исчезновению P. hanbulogi и появлению в вышележащих слоях Neogondolella mombergensis и представителей рода Sephardiella, свидетельствующих о латинском возрасте содержащих их отложений (Tatge, 1956; March et al., 1990).

Нижнеладинские слои выделяются по совместному распространению Neogondolella mombergensis и Paragondolella aff. excelsa. В пробах, взятых в середине пачки 11, вместе с N. mombergensis впервые появляются Sephardiella mungoensis, встречающиеся в верхах нижнего и в верхнем ладине, и устанавливающие, таким образом, слои нижнего ладина, пограничные с верхнеладинскими.

К верхнему ладину отнесены пачки 12 и 13 по присутствию комплекса Gladigondolella tethydis, Paragondolella cf. tadpole, P. cf. excelsa (по Kovacs, Kozur, 1980).

Вышележащую пачку 14 с Neogondolella cf. praeangusta, Paragondolella cf. foliata можно с увеpeнностью отнести к нижнему карнию, так как первый вид характеризует нижний карний Румынии (Kovacs, Kozur, 1980), а второй – верхний ладин–нижний карний Югославии, Болгарии, Сихотэ-Алиня (Budurov, 1975; Бурий, 1989). В Японии зона Р. foliata характеризует пограничные слои ладина–карния выше ладинских Sephardiella (Carinella) mungoensis и ниже карнийской зоны Neogondolella polygnathiformis (Igo, Koike, 1983).

Пачки 15 и 16 с неопределимыми остатками конодонтов мы условно относим к верхнему подъярусу карнийского яруса.

Пачка 17 с позднекарнийско-ранненорийскими Metapolygnathus cf. primitia, M. vialovi и нижненорийскими Epigondolella abneptis (Buryi, 1996) отнесена к нижнему норию.

Выше, в пачках 18–21 и в нижней части пачки 22, распространен ранненорийский комплекс конодонтов. В верхней части пачки 22 встречен комплекс, в котором наряду с ранненорийскими Epigondolella abneptis найдены первые E. multidentata, характерные для среднего нория (Mosher, 1970). Поэтому границу нижнего и среднего нория мы проводим внутри пачки 22 по появлению E. multidentata.

Пачка 23 отнесена к среднему норию по присутствию в основании и в верху пачки средненорийского вида Metapolygnathus spatulatus. Находка в самом верху пачки совместно с M. spatulatus, родственных поздненорийским (по Kovacs, Kozur, 1980) Epigondolella bidentata конодонтов не исключает того, что самые верхи пачки уже принадлежат верхнему норию.

В пачках 24 и 25 встречены поздненорийские конодонты, некоторые из которых широко распространены и в рэтском ярусе (Misikella posthernsteini). Присутствие в последней пробе Epigondolella aff. slovakensis – вида-индекса верхов верхнего нория Словакии (Kovacs, Kozur, 1980) заставляет считать низы пачки 25 верхненорийскими. По Х. Коцуру (Kozur, 1989), первое появление Misikella posthernsteini отмечено на норийскорэтской границе. Верхняя часть пачки 25, где из-за метаморфизованности плитчатых кремней встречаются только неопределимые остатки конодонтов, возможно уже принадлежит рэтскому ярусу.

В вышеприведенном разрезе по р. Хор триасовая кремневая формация представлена почти полностью, за исключением самых верхних слоев пачки 25 (рэт-низы юры?) и некоторых слоев (метры-первые десятки метров мощности) между пачками 23 и 24 (верхи среднего-низы верхнего нория). Мощность среднеанизийско-верхненорийских отложений в разрезе составляет 355–381 м. Полная мощность формации в бассейне р. Хор оценивается в 430 м или немного более.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА И ГРАНИЦЫ ТРИАСОВОЙ КРЕМНЕВОЙ ФОРМАЦИИ В БАССЕЙНЕ Р. ХОР

При полевом изучении разреза производилась оценка объемного соотношения основных типов пород по пачкам и отдельным горизонтам, которая представлена на рис. 3. Несмотря на пропуски, связанные с задернованными участками и разрывами, отчетливо вырисовывается циклическое строение триасовой кремневой формации. В бассейне р. Хор формация представляет карбонатно-кремневый макроциклит. К основанию макроциклита (к низам анизия) содержание терригенного материала прогрессивно возрастает, а кремневого – уменьшается. Верхи макроциклита, верхненорийские–рэтские плитчатые кремни также постепенно и согласно перекрывались терригенной юрской толщей. Карбонатные породы преобладают в средней части макроциклита, на карнийско-средненорийском интервале. Подчиненные линзы и прослои карбонатов отмечаются также в среднем-верхнем анизии, ладине и в верхнем нории, а увеличение содержания и даже преобладание кремневых пород наблюдается также в отдельных пачках в верхнекарнийской и нижненорийской частях разреза, соответствуя мезоцикличному внутреннему строению формации.

Вопрос о верхней границе формации в бас. р. Хор окончательно еще не решен, но полученные нами и другими исследователями (Бурий и др., 1990; Шевелев, 1988; Клец, 1995) материалы позволяют относить верхнюю границу карбонатнокремневого макроциклита к рубежу верхнего триаса-нижней юры, либо к низам нижней юры. Терригенная толща, перекрывающая кремни пачки 25, содержит только радиолярии плохой сохранности. В основании она представлена черными алевроаргиллитами с подчиненными прослоями (1-2 см) и линзами серых кремней и глинистых кремней, свидетельствующими о постепенной смене плитчатых кремней пачки 25 терригенной толщей. Выше, в черных алевролитах, появляются прослои вулканомиктовых граувакк с текстурами турбидитов. Терригенная толща литологически сходна с отложениями юрской хунгарийской свиты бассейна р. Гур. Западнее изученного разреза р. Хор (близ пос. Ходы, на правобережье р. Матай), в перекрывающей позднетриасовые кремни алевролитовой толще (мощностью до 400 м) установлены ранне- и среднеюрские радиолярии (Шевелев, 1988). На правобережье руч. Лямфана верхнетриасовые кремни непосредственно сменяются в разрезе алевролитами с раннеюрскими радиоляриями (Бурий и др., 1990). Поэтому возраст терригенной толщи, перекрывающей кремни пачки 25 в разрезе р. Хор, условно принимается ранне-среднеюрским.

Нижняя граница формации также не установлена. Контакт с "подстилающими" породами вулканогенно-терригенного комплекса несомненно нарушен вблизи гипабиссальной интрузии (силла?) базальтоидов. Петрографическое сходство с известными в регионе юрскими субщелочными базальтоидами и ороговикованность среднеанизийских пород пачек 1-6 свидетельствует в пользу молодого (средне-позднеюрского?) возраста этого интрузивного комплекса. Возраст самих алевролитов вулканогенно-терригенного комплекса не установлен.

В других районах бассейна р. Хор (в среднем течении р. Катен, в бас. р. Матай) известна позднепермская вулканогенно-терригенная толща (Шевелев, 1988), вероятно, подстилавшая триасовую кремневую формацию. Наиболее древняя триасовая фауна (верхов оленекского яруса) Neospathodus triangularis и N. homeri установлена
Т.В. Клец (Клец, 1995) в 90 км южнее изученного нами разреза в кремнистых туфоаргиллитах, залегающих на мощной вулканогенной (позднепермской?) толще. С учетом этого нижняя граница триасовой кремневой формации приближается, по крайней мере, к рубежу индского и оленекского ярусов.

#### СРАВНЕНИЕ РАЗРЕЗОВ В БАССЕЙНАХ РЕК ХОР И ГУР

Позднетриасовые и среднетриасовые (ладинские) конодонты из фаунистически "немого" стратотипа джаурской свиты по р. Гур (скалы Какдяму) были впервые определены Г.И. Бурий в 1983 г. (Волохин, 1985). Позднее было установлено, что в разрезе стратотипа свиты присутствуют четыре толщи плитчатых кремней и разделяющие их три толщи карбонатных пород: в основании карния (7-8.5 м), верхнем карнии (78 м) и нижнемсреднем нории (102–113 м), которые связаны литологически постепенным переходом в единый макроциклит неполной мощностью 385-425 м. Разрез по р. Гур включает датированные конодонтами яруса и подъяруса триаса от верхов анизия (слои с Neogondolella constricta) до среднего-верхнего нория (слои с Epigondolella postera). Венчающая разрез толща плитчатых кремней, где в подошве определены только представители позднетриасового рода Epigondolella, а выше содержащая только неопределимые остатки конодонтов, отнесена условно к среднему-позднему норию (Волохин и др., 1987). Завершается эта толща пачкой (6 м) глинистых кремней, на которой залегают черные алевроаргиллиты юрской хунгарийской свиты.

В прежнее описание стратотипа джаурской свиты по р. Гур следует внести уточнение границы карния и нория, которая ранее нами (Волохин и др., 1987) устанавливалась в основании толщи VI карбонатных пород, а ныне проводится на 52-57 м ниже, в середине карбонатной толщи IV (в основании пачки 18), по появлению вида Epigondolella abneptis. Второе уточнение касается возраста черных глинистых сланцев, структурно подстилающих толщу I плитчатых кремней и отделенных от нее разрывным нарушением и считавшихся условно анизийскими по стратиграфическому положению, но которые вряд ли являются таковыми. Наши более поздние полевые исследования, проведенные южнее, в бассейне р. Анюй (Волохин и др., 1996), показали, что анизийские слои принадлежат триасовой кремневой формации и представлены плитчатыми кремнями и яшмами.

Разрезы рек Хор и Гур отнесены к разным свитам: краснореченской и джаурской. По строению, мощности (около 400 м), составу и возрасту слагающих их толщ они близки. Сходство их заключается в циклическом строении, с приуроченностью карбонатных толщ к карнийско-средненорийскому уровню, сменяющихся ниже и выше толщами плитчатых кремней. В разрезе по р. Гур больше суммарная мощность карбонатных толщ (около 200 м) и отмечены два подводно-оползневых горизонта на нижненорийском уровне. Здесь не обнажена значительная часть анизийских слоев формации, но наблюдается постепенный переход (через пачку глинистых кремней) от верхов кремневой к перекрывающей терригенной юрской формации. В разрезе р. Хор лучше представлены низы формации и переход ее к подстилающей терригенной (или терригенно-вулканогенной) толще. Максимальной мощности триасовая формация, по-видимому, достигает в бассейне р. Гур, где с добавлением анизийских плитчатых кремней и яшм она может быть до 500 м.

По сравнению с разрезами кремневой фации, где мощности среднего-верхнего триаса составляют от нескольких десятков метров (Бурий и др., 1990; Волохин и др., 1990) до 200–250 м (разрез сопки Дубовой, по Клец, 1995), в карбонатнокремневой фации мощности формации значительно выше.

# СКОРОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ И КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ

Детальность расчленения разреза и разрешающие возможности конодонтовой фауны позволяют произвести оценку скоростей накопления триасовых отложений, используя современную шкалу геологического времени (Ross et al., 1994). Исходные данные (продолжительность веков в миллионах лет и мощности накопившихся за это время осадков) следующие: анизий – 7 млн. лет, 122 м; ладин – 6 млн. лет, 77–84 м; карний – 8 млн. лет, 27 м; норий – 8 млн. лет, 131–141.5 м. При расчете скоростей накопления свободного кремнезема (SiO<sub>2</sub> св.) учтены: содержание кремнистых пород в толщах и пачках (рис. 3), средняя плотность пород – 2.6 г/см<sup>3</sup>, содержание свободного кремнезема в силицитах, равное среднему в ладинских слоях разреза по р. Гур (85%), которое выше его среднего содержания в кремневых толщах Сихотэ-Алиня (77.4%), но точнее отражает состав силицитов в карбонатно-кремневой фации. В глинистых кремнях и кремневых аргиллитах пачек 1-5 содержание  $SiO_2$  св. принимается равным среднему по Сихотэ-Алиню – 54% (Волохин, 1985).

Скорости седиментации (в мм/1000 лет) составили: 17.4 – в анизии; 12.8–14.0 – в ладине; 3.4 – в карнии; 16.4–17.7 – в нории. Абсолютные массы кремненакопления (в г SiO<sub>2</sub> св./см<sup>2</sup>/1000 лет) в анизийском веке составили 2.8–3.0; в ладинском – 2.7–3.1; в карнийском – 0.33; в норийском – 0.62– 0.63. Максимальные скорости седиментации и кремненакопления отмечаются для анизийского и ладинского веков. Уменьшение кремненакопления в норийском веке компенсировалось возрастанием карбонатонакопления в эту эпоху. Однако на сравнительно низкие скорости седиментации и кремненакопления в карнийское и, повидимому, в позднеладинское время повлияли и другие причины, которые будут рассмотрены ниже. Абсолютные массы кремненакопления в ладинском веке в бассейне р. Хор, в целом, были выше, чем в бассейне р. Гур, где они составили 1.8–2.0 г/см<sup>2</sup> за 1000 лет (Волохин и др., 1987).

Скорости седиментации и кремненакопления триасовых отложений в Дальнегорском районе и в бассейнах рек Гур и Уссури (Волохин и др., 1987; 1990) рассчитывались нами по более ранней шкале геологического времени У.Б. Харленда и др. (1985), которая ближе к используемой здесь шкале К. Росса и др. (Ross et al., 1994), чем более поздняя – У.Б. Харленда с соавт. (Harland et al., 1989). Поэтому, полученные здесь и ранее опубликованные результаты расчета скоростей накопления триасовых силицитов сравнимы в пределах погрешности шкал.

На участках отложения карбонатно-кремневой фации кремненакопление шло с большими (в 5-10 раз) скоростями, чем на участках отложения кремневой фации, за счет смыва значительной части радиоляриевого ила в эти более глубоководные участки (Волохин и др., 1990). В целом, в триасовом бассейне скорости кремненакопления были выше скоростей современного биогенного кремненакопления в северном и экваториальном поясах в пелагиали океанов. Они близки к скоростям, наблюдаемым в гемипелагических областях океанов, в окраинных и внутренних морях (Беринговом, Охотском, Азовском), в районе Перуанско-Чилийского апвеллинга, но существенно ниже, чем в районах апвеллинговых зон - Калифорнийской и Юго-Западной Африки (см. De Master, 1981; Волохин, 1985, табл. 38).

#### СТРОЕНИЕ ФОРМАЦИИ И ГЛОБАЛЬНЫЕ ЭВСТАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

Представленный здесь разрез на правобережье р. Хор является редким для Сихотэ-Алиня случаем хорошо обнаженного и почти полного разреза триасовой формации в ее карбонатно-кремневой фации. Он представляет часть формации, отлагавшейся в котловине Сихотэ-Алинского моря. Существует довольно четкая корреляция между строением разреза по р. Хор (изменением пропорции пород) и глобальными изменениями уровня моря, которая, по-видимому, отражает влияние на седиментацию эвстатических колебаний и связанных с ними трансгрессий и регрессий (рис. 3).

На кривой изменения уровня моря (Haq et al., 1987) максимум повышения (до 80 м) приходится на карнийско-норийское время, когда в разрезе р. Хор преобладают карбонатные породы, а минимумы приурочены к границе рэта-ранней юры и концу перми-началу индского века, т.е. к рубежам, вблизи которых происходит смена кремневых толщ терригенными или терригенно-вулканогенными. Кратковременные (в ранге мезоциклов) снижения уровня моря в конце анизия и особенно глубокие в конце ладина, в середине и в конце карния, по-видимому, проявились в существенно кремневом составе пачек и сокращенных мощностях верхнеладинских и карнийских слоев в разрезе р. Хор. В кремневой фации влиянию этих глубоких, но кратковременных понижений уровня моря обязаны как сокращенные мощности формации, так и установленные в ней (в разрезе по руч. Лямфана, в 95 км юго-западнее разреза р. Хор) Г.И. Бурий и А.Н. Филипповым (1991) скрытые внутриформационные перерывы, связанные с эрозией кремневых илов и охватывающие верхи анизия, ладин и карний. Некоторые исключения из корреляции с глобальными циклами, например, повышенная кремнистость нижненорийской пачки 18 разреза р. Хор, возможно, обусловлены влиянием региональных факторов, не проявившихся на глобальном уровне (тех же трансгрессий и регрессий моря, связанных с местными тектоническими движениями), или связаны с другими причинами.

Глобальные эвстатические изменения уровня моря были важнейшим фактором, повлиявшим на состав и цикличное строение триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня, по крайней мере. в ее карбонатно-кремневой фации. Триасовая формация в бассейне рек Хор, Гур, а также Анюй (Волохин и др., 1996) представляет макроциклит, центральная часть которого сложена карбонатными породами, сменяющимися вверх и вниз по разрезу плитчатыми кремнями, далее - кремнисто-глинистыми, а затем – терригенными (или терригенно-вулканогенными) породами. Во время максимумов повышения уровня моря и трансгрессии на соседнюю сушу кремненакопление в центральных частях Сихотэ-Алинского бассейна сменялось карбонатонакоплением.

Триасовая кремневая формация является планктоногенным образованием. Скелетные остатки радиолярий были, по-видимому, основным строительным материалом кремневых толщ (Волохин, 1985). Известняки же, часто рассматриваемые как хемогенные из-за их пелитоморфного облика и отсутствия макрофауны (Дагис и др., 1984; Клец, 1995), скорее всего являются планктонными микроводорослевыми или фораминиферо-микроводорослево-детритовыми (Волохин и др., 1987). Ранее смена кремневых толщ карбонатными в разрезах триаса северного Сихотэ-Алиня нами (Волохин и др., 1987) связывалась с превышением критической глубины карбонатонакопления. Синхронность карбонатных толщ разреза р. Хор и эпох повышения уровня (и трансгрессий) моря дает основание считать, что эта смена обусловлена не критической глубиной, а смещением границ ареалов карбонатного и кремневого планктона. эпохи эвстатического подъема, вследствие B уменьшения широтного температурного градиента и уменьшения циркуляции океанических водных масс критическая глубина карбонатной компенсации уменьшалась, а в эпохи падения уровня, наоборот, увеличивалась (Haq et al., 1987). К тому же, парагенезы и состав пород, высокие скорости кремненакопления более свойственны окраинноокеаническим или окраинно-морским бассейнам, где критическая глубина карбонатонакопления значительно меньше, чем в пелагиали океанов.

В терригенных шельфовых отложениях Арсеньевской и Алчанской зон (в шлировой формации) мезоциклы понижения уровня и регрессии моря проявились в размыве пород нижнего триаса и анизийского яруса, которые сохранились на очень небольшой территории. Отложения ладинского яруса в этих районах практически отсутствуют, тогда как верхнетриасовые широко распространены (Бураго и др., 1969). Эрозия терригенных шельфовых отложений отмечена в это время также и в Южно-Приморской зоне, где "к началу карнийского века континентальный режим установился окончательно и сохранялся таким до новой трансгрессии бореального моря в ранненорийское время" (Бурий, Жарникова, 1980, с. 45).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разрез на правобережье р. Хор (ниже устья р. Коломи) представляет карбонатно-кремневую фацию триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Толщи плитчатых кремней и карбонатов здесь связаны постепенным литологическим переходом в единый макроциклит анизийскорэтского (?) возраста мощностью около 430 м. Строение макроциклита, в целом, коррелируется с глобальными эвстатическими изменениями уровня моря для триасового периода и, по-видимому, обусловлено ими. Максимумам повышения уровня моря в карнийско-средненорийское время отвечает накопление в бассейне карбонатных толщ, периодам снижения уровня - толщ плитчатых кремней, а минимальному уровню (в ранне-среднеанизийское время и в раннеюрское (?) время терригенных и кремнисто-глинистых пород. Кратковременные снижения (в ранге мезоциклов) уровня моря обусловили сокращенные мощности верхнеладинских и карнийских отложений. В кремневой фации триасовой формации, отлагавшейся вблизи континентальной окраины (бассейн р. Лямфана), а также в терригенных шельфовых отложениях Ханкайского микроконтинента, этому времени отвечают внутриформационные эрозионные перерывы.

Скорости седиментации и кремненакопления в анизийский и ладинский века были близки к скоростям современного биогенного кремненакопления в Охотском, Беринговом морях, зоне Перуанско-Чилийского апвеллинга, некоторых внутренних морях и превышали скорости, наблюдаемые в открытой пелагиали Тихого океана. В карнийский и норийский века скорости кремненакопления снизились вследствие его смены карбонатонакоплением. Смена кремненакопления карбонатонакоплением в бассейне, по-видимому, была обусловлена смещением к берегу границы ареалов кремневого и карбонатного планктона в периоды повышения уровня моря и трансгрессий.

Установленное влияние глобальных эвстатических изменений уровня моря на состав и строение кремневых планктоногенных формаций открывает методические возможности для детальной корреляции мелководных и глубоководных отложений и ретроспективного анализа событий на сопредельной суше, где их следы хуже сохранимы.

Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня (осадочный макроциклит) начала формироваться в раннем триасе. Она, по-видимому, подстилалась терригенными (кремнисто-глинистыми или глинисто-алевролитовыми) или туфотерригенными, бедными фауной отложениями. Некоторыми исследователями предполагается, что накопление плитчатых кремней в Сихотэ-Алинском (океаническом) бассейне происходило непрерывно от перми до средней юры (Руденко, Панасенко, 1990) или от раннего карбона до позднего триаса включительно (Шевелев, Кузьмин, 1990). Мы не склонны объединять в одну формацию литологически сходные верхнепермские и средне-верхнетриасовые плитчатые кремни. Практически везде в регионе можно наблюдать увеличение "терригенности" разреза к основанию триасовой формации: в оленекских слоях в Дальнегорском районе, в среднеанизийских слоях в районе сел Уборка-Самарка, на правобережье р. Уссури (Волохин и др., 1990), в анизии бассейна р. Анюй и в других районах Сихотэ-Алинской складчатой области.

Объединение триасовых кремневых толщ со средне-верхнеюрскими в единых стратиграфических подразделениях, например, в джаурской свите и некоторых других (Решения третьего..., 1982; Решения четвертого..., 1994), по-видимому, также неоправданно. Подобные решения базируются, по-видимому, на разрешении стратиграфических проблем только биостратиграфическими методами, при недостаточности литостратиграфического изучения, расшифровки первичной последовательности пачек в сложно деформированных толщах и недоучете литологических изменений и переходов (связей) между пачками и толщами. По нашему мнению, эти толщи принадлежат разным формациям, отличающимся индивидуальностью строения и состава и сформировавшимся в различные циклы седиментации.

Авторы признательны Ю.Д. Захарову за просмотр рукописи и ценные замечания.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 95-05-14129а).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бураго А.И., Бурий И.В., Берсенев И.И. Триасовая система // Геология СССР. Т. 32. Приморский край. М.: Недра, 1969. С. 197–228.

Бурий И.В., Жарникова Н.К. Флороносные слои ладинского яруса среднего триаса южного Приморья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. Вып. 3. С. 45–53.

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

Бурий Г.И., Филиппов А.Н. Скрытые перерывы в триасовой кремневой толще Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 136–139.

Бурий Г.И., Филиппов А.Н., Руденко В.С. Стратиграфия и условия образования триасовой кремневой толщи правобережья р. Матай (Хорско-Анюйская подзона Центрального Сихотэ-Алиня) // Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Дальнего Востока / Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 5–16.

Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.

Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Филиппов А.Н., Михайлик Е.В. Карбонатно-кремневая фация в геосинклинальном триасе Сихотэ-Алиня // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 70–91.

Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н. Триасовая кремневая формация южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 45–57.

Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И., Руденко В.С. Доаккреционная структура триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня // Закономерности строения и эволюции геосфер. Часть 1. (Материалы 3-го междунар. научн. симпозиума, г. Владивосток). Хабаровск-Владивосток: ТИГ ДВО РАН. 1996. С. 60-63.

Дагис А.А., Анойкин В.И., Клец Т.В. Первые находки конодонтов в верхнетриасовых кремнистых толщах Сихотэ-Алиня // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С. 22–26.

Клец Т.В. Биостратиграфия и конодонты триаса среднего Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т, 1995. 111 с.

Решения третьего междуведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1978. Магадан: ГКП СВПГО, 1982. 183 с.

Решения четвертого междуведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990 г. Хабаровск: ХГГГП, 1994. 183 с.

Руденко В.С., Панасенко Е.С. Пермские Albaillellaria (радиолярии) пантовой толщи Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 117–124.

Харленд У.Б., Кокс А.Б., Ллевеллин Н.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.

Шевелев Е.К. Хорско-Анюйская и Хабаровско-Ванданская структурно-формационные зоны // Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 33–62.

Шевелев Е.К., Кузьмин С.П. Новые данные по стратиграфии Баджальской зоны // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 72–80.

Buryi G.I. Evolution of Late Triassic conodont platform elements // Acta Micropaleontol. sinica. 1996. V. 13. № 2. P. 135–142.

Budurov K.J. Paragondolella foliata sp. n. (Conodonta) von der Trias des Ost-Balkans // Rev. Bulgar. Geol. Soc. 1975. V. 36. № 1. P. 79–81.

Budurov K.J. Conodont stratigraphy of the Balkanide Triassic // Riv. Ital. Paleont. 1980. V. 85. № 3-4. P. 767-780.

De Master D.J. The supply and accumulation of silica in the marine environment // Geochim. Cosmoshim Acta. 1981. V. 45. № 10. P. 1715–1732.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. A Geologic Time Scale 1989 // Cambridge University Press. Published by the British Petrolium Company by arrangement with C.U.P. First Edition. July, 1989. 2 p.

Igo H., Koike T. Conodont Biostratigraphy of Chert in the Japanese Islands // Siliceous Deposits in the Pacific Region / Iijima A., Hein J.R., Siever R. (eds). Amsterdam–Oxford–New York: Elsevier, 1983. P. 65–78.

Kovacs S., Kozur H. Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (Ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias // Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck. 1980. V. 102. P. 47–78.

Kozur H. Significance of Events in Conodont Evolution for the Permian and Triassic Stratigraphy // Curier Forsch. Inst. Senckenberg, Frankfurt, 1989. № 117. P. 385-408.

March M., Budurov K., Hirsch F. Sephardiella nov. gen. (Conodonta), Emendation of Carinella (Budurov, 1973) from the Ladinian (Middle Triassic) Type Area in Catalonia (N.E. Spain), Sephardic Province // Courier Forsch. Inst. Senckenberg, 1990. № 118. P. 197–201.

Moscher L.C., Clark D.L. Middle Triassic conodonts form the Prida Formation of northwestern Nevada // J. Paleontol. 1965. V. 39. № 4. P. 551–565.

Mosher L.C. New conodont species as Triassic guide fossils // J. Paleontol. 1970. V. 44. № 4. P. 737–742.

*Pisa G., Perri C., Veneri P.* Upper Anisian conodonts from Dont and M. Bivera Formations, Southern Alps (Italy) // Riv. Ital. Paleontol. 1980. V. 85. № 3-4. P. 807-828.

Ross C.A., Baud A., Menning M. A Time Scale for Project Pangea // Pangea: Global Environments and Resources / Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. (eds). Calgary, Alberta, Canada: C.S.P.G., 1994. P. 81–83.

Sudar M.N., Budurov K.J. New conodonts from the Triassic in Yugoslavia and Bulgaria // Geol. Balcanica. 1979. V. 9. № 3. P. 47–52.

Tatge U. Conodenten aus dem germanischen Muschelkalk // Paleontol. Zeitschr. 1956. Bd. 30. S. 108–147.

Рецензенты И.А. Басов, Н.Ю. Брагин

уДК (092):55

## К 90-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ БОРИСА БОРИСОВИЧА ЧЕРНЫШЕВА (1909–1941)



Борис Борисович Чернышев – выдающийся палеонтолог, посвятивший свои исследования главным образом табулятам и брахиоподам среднего палеозоя Арктики, Сибири и Монголии. Он прожил недолгую жизнь, оборвавшуюся в Великой Отечественной войне, но оставил яркий след в науке, как одни из пионеров в своей области. По складу характера это был типичный натуралист. Родился он 19 декабря 1909 г. в г. Ейск (Краснодарский край) в семье известного геолога и палеонтолога академика Украинской академии наук Бориса Исидоровича Чернышева. До 1918 г. Борис Борисович жил в Ейске у деда-учителя (по происхождению кубанского казака), а среднюю школу закончил в Цнепропетровске. Еще будучи школьником, он ездил на полевые геологические работы сперва с отцом, а затем с Д.И. Соколовым. В 1929 г. он поступил на почвенно-геологическое отделение физико-математического факультета Ленинградского государственного университета. В 1930 г. в связи с реорганизацией геологической службы и образования был переведен вместе со всем курсом в Ленинградский Горный институт (ЛГИ), который и окончил в 1934 г.

В студенческие годы Борис Борисович проявлял большой интерес к геологическим и биологическим наукам, читал много специальной и научно-популярной литературы, ходил на доклады, активно участвовал в работе студенческого научного общества, посещал лекции В.И. Вернадского, Р.Ф. Геккера, К.М. Дерюгина, слушал выступления А.П. Карпинского и А.В. Луначарского. Б.Б. Чернышев был добрым человеком и хорошим товарищем, очень любил природу. Весной и летом вместе с младшим братом Олегом, будущим биологом, он много времени проводил за городом, а зимой занимался радиолюбительством. В конце студенческих лет он увлекся фотографией, профессионально снимая пейзажи, людей, а позднее и изучавшуюся им фауну. В его монографии по силурийским брахиоподам Монголии и Тувы палеонтологические таблицы смонтированы из снимков, выполненных им самим.

Будучи студентом ЛГИ Борис Борисович проходил летнюю практику на Кавказе и на Урале. Он был уже подготовлен к полевым исследованиям после экспедиционных поездок в школьные годы. Помимо опыта, в этом ему помогали прирожденная организованность и собранность. Перед отъездом в поле он задолго составлял подообный список снаряжения и личных вешей и заранее все подготавливал в компактном виде, включая рыболовные снасти и охотничьи принадлежности, а толстая общая тетрадь с выписками содержала широкий спектр полезных сведений от математических формул до кулинарных рецептов. Б.П. Марковский, бывший руководитель его практики, с иронией, но одобрительно, говорил, что Борис Борисович за две недели до выезда в маршрут уже составляет план обратного возвращения. По материалам, собранным в ходе полевых работ на Урале, Борис Борисович написал принятую с отличной оценкой дипломную работу, посвященную стратиграфии и фауне доманикового горизонта одного из районов Башкирии.

По окончании ЛГИ Б.Б. Чернышев был зачислен научным сотрудником в находившуюся в Ленинграде Монгольскую комиссию Геологического института АН СССР, где ему было поручено изучение силурийской фауны Монголии и Тувы. За два года работы в этой комиссии он написал две монографии по брахиоподам и табулятам, которые были опубликованы в 1937 г. и получили высокую оценку специалистов, в том числе Д.В. Наливкина, отметившего высокий уровень проведенных исследований и надежность сделанных определений и выводов. В мае 1936 г. Борис Борисович перешел на работу во Всесоюзный Арктический институт (ВАИ), где продолжал заниматься палеонтологией, а с 1938 г. исполнял обязанности заведующего палеонтологическим кабинетом. В 1938 г. он стал членом Всесоюзного палеонтологического общества, а полевые сезоны 1937 и 1938 гг. провел на Полярном Урале. Собранные им материалы по палеозойским отложениям Пай-Хоя выставлены в витрине ЦНИГР Музея. К середине 1938 г. у Бориса Борисовича было уже напечатано шесть работ и три подготовлены к печати, которые, по отзыву Д.В. Наливкина, по значению превосходили требования, предъявляемые к кандидатским диссертациям.

Борис Борисович умел увлекаться всем, чем ему приходилось заниматься. С одинаковым интересом и упорством он изучал брахиополы и табуляты, и именно табуляты стали основным объектом его исследований. Но он закончил также монографические изыскания по граптолитам, ругозам и известковым водорослям нижнего палеозоя. С такой же полной самоотдачей он работал на летних геолого-съемочных работах, проявляя себя хорошим организатором. Вместе с тем он обладал даром устанавливать хорошие контакты с людьми, что было семейной чертой, так как этим же отличались его отец и брат. Борис Борисович был очень организован в жизни и на работе, пунктуально выполнял любые взятые на себя обязательства. Благодаря четкому распорядку дня и максимальному использованию времени, он за короткий срок входил в самую суть изучавшихся им проблем и вносил заметный вклад в их разрешение. Свои научные труды, начиная с самой первой работы, опубликованной вскоре после окончания ЛГИ. Борис Борисович писал сразу в окончательном варианте, готовыми к передаче в печать, строго обдумывая каждое положение. Даже его полевые отчеты о геологических исследованиях были содержательны и могли бы публиковаться без переделки. Вместе с тем Борис Борисович был не чужд развлечений. Для отдыха он занимался радиолюбительством, фотографией, любил кино, большое удовольствие получал от художественных выставок и театра.

В апреле 1941 г. Б.Б. Чернышев был назначен старшим геологом экспедиции Главсевморпути для работы в Арктике, но не успел выехать к месту работы до начала Великой Отечественной войны. В первые же дни войны Борис Борисович записался в народное ополчение, но одновременно пришла повестка из райвоенкомата, и он был послан на курсы усовершенствования командного состава Красной Армии, находившиеся в окрестностях Ленинграда. В августе 1941 г. Борис Борисович был командирован в Ленинград и смог несколько часов побыть дома, повидать только что родившуюся дочь и горячо любимого пятилетнего сына, который в 1943 г. умер в эвакуации. После окончания курсов Борис Борисович в звании младшего лейтенанта был направлен на фронт. Он каждые два-три дня писал домой письма, которые были проникнуты тревогой за семью и оптимизмом, надеждой на скорое возвращение к счастливой мирной жизни. Последнее письмо послано 12 ноября 1941 г. из района станции Мга Ленинградской области, где в то время шли жесточайшие бои. В 1967 г. Всесоюзным Арктическим институтом воздвигнута памятная стелла с именами сотрудников, погибших на фронте; среди них есть имя и Б.Б. Чернышева.

За короткий период своей научной деятельности (1934–1941 гг.) Борис Борисович написал ряд статей и монографий, двенадцать из которых опубликованы, а рукописи двух монографий утеряны при эвакуации Арктического института из блокадного Ленинграда. Список работ Б.Б. Чернышева по кораллам приводится в книге "История изучения палеозойских кораллов и строматопороидей" (опубликована в 1973 г.), в которой отмечено, что Борис Борисович был одним из первых исследователей табулят и кораллов из разных областей Арктики, Монголии, Тувы, Главного девонского поля и Кузнецкого бассейна. Кроме того, Б.Б. Чернышев описал силурийские граптолиты Арктики и силурийские брахиоподы Монголии и Тувы, впервые наметив специфику Монголо-Тувинского палеобассейна, который часто называют "тувелловым" по установленному Борисом Борисовичем роду брахиопод Tuvaella. Все эти работы Б.Б. Чернышева получили высокие оценки специалистов, среди которых были Д.В. Наливкин, И.И. Горский, Б.П. Марковский и М.Э. Янишевский, а монография по силурийским брахиоподам Монголии и Тувы, по словам Е.В. Владимирской, до сих пор является настольной книгой специалистов, работающих в этой области. Посмертно изданная в 1951 г. монография Б.Б. Чернышева по табулятам Кузнецкого бассейна получила очень широкую известность. Кроме того, Б.Б. Чернышев заложил основы изучения образа жизни табулят и впервые подметил симбиоз фавозитид и трубчатых червей. Это явление привлекло внимание широкого круга геологов, о чем говорит множество соответствующих публикаций за последние 30 лет. О широком признании заслуг Бориса Борисовича в изучении палеозойских фауны свидетельствуют и названные в его честь девять видов кораллов.

В некрологе, написанном Д.В. Наливкиным и Б.С. Соколовым (опубликован в Ежегоднике Всесоюзного палеонтологического общества, т. 13, 1949 г.), высоко оценены заслуги Б.Б. Чернышева в развитии отечественной палеонтологии, биостратиграфии и палеобиогеографии палеозоя Северной Евразии и отмечена его роль первопроходца в изучении многих фаун силура и девона. Б.Б. Чернышев был выдающимся специалистом и неутомимым путешественником-натуралистом. Он внес значительный вклад в палеонтологическую науку, широко признанный как его современниками, так и последователями. Нет сомнения в том, что он мог бы сделать еще очень много. Академик Д.В. Наливкин выделял его среди всех своих учеников и неоднократно говорил, что Бориса Борисовича ждала будущность большого ученого.

Н.Е. Чернышева

## УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

Подписка на академические журналы издательства "Наука" в I полугодии 2000 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в предыдущем полугодии, – по ценам Объединенного Каталога Почты России "Подписка-2000" (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

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

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

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

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

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на I полугодие 2000 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

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

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства "Наука", имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117864, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

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

#### 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 геоисторическим 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 редакционноиздательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалом между строчками в два переката, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено, акт экспертизы, направление организации, домашний адрес (с индексом), домашний и служебный номера телефонов и имя и отчество всех авторов.

(в центре верхнего поля).

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стиль изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. 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.); ключевые слова (до 10 слов); 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 экземпляр должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: оба экземпляра монтируется автором в виде макета (размер 23 × 17). 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: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, О, К и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) 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.

Приводимые в тексте статьи латинские названия видов фауны и флоры должны сопровождаться фамилией автора, установившего данный таксон.

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 (например, Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (например, 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 из 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).

### "НАУКА" •••• МАИК"НАУКА"

Международная академическая издательская компания (МАИК) "Наука/Интерпериодика" информирует о начале конкурса на лучшие публикации 1999 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 55 Премий, из которых 5 – Главных. Размер и порядок распределения Премий по сравнению с прошлыми годами не изменен.

Премии присуждаются авторам наиболее оригинальных работ, впервые публикуемых в журналах МАИК, а также авторам циклов работ, впервые публикуемых преимущественно в этих журналах.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на Премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- члены РАН, в том числе иностранные;
- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации;
- издательство МАИК.

Премии 1999 года присуждаются за отдельные публикации этого года или за совокупность публикаций в течение 3 лет, включая год, за который присуждаются Премии (1999).

На соискание Премий выдвигаются работы, опубликованные в номерах журналов, вышедших в свет с октября 1998 года по сентябрь 1999 года включительно.

Выдвижения кандидатов на Премии оформляются представлениями рекомендующих с приложением публикации, обоснования (на 1 стр.) и отзывов. Эти материалы принимаются **редакциями** журналов, с последующей передачей членам Комиссии по присуждению Премий, до **15 декабря 1999 года**.

Окончательное решение по присуждению Премий возлагается на Комиссию.

Необходимым условием приема на конкурс материалов является четкое написание фамилии, имени и отчества каждого кандидата, а также названия статьи или цикла статей на русском и английском языках.

На соискание Премий могут быть выдвинуты как российские, так и иностранные авторы (соавторы). Допускается повторное присуждение Премий.

Более подробно об условиях конкурса вы можете узнать в редакциях издаваемых МАИК журналов.