

Том 6, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 1998

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 6 № 5 1998 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. Бибилова,
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко,
Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

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

Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука”

СОДЕРЖАНИЕ

Том 6, номер 5, 1998

Пояса аридной и гумидной седиментации коньяк-маастрихтского времени позднего мела <i>М. А. Жарков</i>	3
Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий <i>А. Ф. Вейс, П. Ю. Петров, Н. Г. Воробьева</i>	15
Микрофоссилии в микрофитолитах палеопротерозойской формации Ганфлинт Южной Канады <i>В. Н. Сергеев, М. А. Семихатов, Л. М. Мудренко</i>	38
Волховский и кундаский горизонты ордовика и характеристика трилобитов и остракод на р. Волхов (Ленинградская область) <i>А. Ю. Иванцов, Л. М. Мельникова</i>	47
Новые данные о сеноман-сантонских отложениях Заалтайской Гоби (Монголия) <i>Г. Г. Мартинсон, Н. Н. Верзилин</i>	64
Геологические события раннего палеогена Западно-Камчатского региона <i>Ю. Б. Гладенков, А. Е. Шанцер, А. И. Челебаева, В. Н. Синельникова</i>	71
Известковый планктон олигоцена Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) <i>С. И. Ступин, М. Я. Серова, Е. А. Щербина, Д. И. Витухин, Н. В. Цуканов, А. С. Пачкалов</i>	85
Растительность западного побережья Байдарацкой губы в конце позднего плейстоцена <i>А. А. Андреев, П. Е. Тарасов, Ф. А. Романенко, Л. Д. Сулержицкий, К. И. Терехов</i>	96

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Комплексы органических остатков мелководных отложений девона Евразии (Европейская Россия, Монголия) <i>В. А. Аристов</i>	102
---	-----

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Об изотопном датировании осадочных пород <i>А. Г. Рублев</i>	107
---	-----

Contents

Vol. 6, No. 5, 1998

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

Belts of Arid and Humid Sedimentation During the Coniacian–Maastrichtian Ages of the Late Cretaceous <i>M. A. Zharkov</i>	3
The Late Riphean Miroedikha Microbiota from Siberia. Part 1: Composition and Facial–Ecological Distribution of Organic-Walled Microfossils <i>A. F. Veis, P. Yu. Petrov, and N. G. Vorob'eva</i>	15
Microfossils in Microphytolites of the Paleoproterozoic Gunflint Formation, Southern Canada <i>V. N. Sergeev, M. A. Semikhatov, and L. M. Mudrenko</i>	38
The Lower Ordovician Volkhov and Kunda Horizons and Characteristics of Trilobites and Ostracodes (the Volkhov River, the Leningrad Region) <i>A. Yu. Ivantsov and L. M. Melnikova</i>	47
New Data on Cenomanian–Santonian Deposits in the Transaltai Gobi (Mongolia) <i>G. G. Martinson[†] and N. N. Verzilin</i>	64
Early Paleogene Geological Events in the Western Kamchatka Region <i>Yu. B. Gladenkov, A. E. Shantser, A. I. Chelebaeva, and V. N. Sinel'nikova</i>	71
Oligocene Calcareous Plankton of the Kronotskii Peninsula, Eastern Kamchatka <i>S. I. Stupin, M. Ya. Serova, E. A. Shcherbinina, D. I. Vitukhin, N. V. Tsukanov, and A. S. Pachkalov</i>	85
Vegetation of the daratskaya Bay Western Coast at the End of the Late Pleistocene <i>A. A. Andreev, P. E. Tarasov, F. A. Romanenko, L. D. Sulerzhitskii, and K. I. Terekhov[†]</i>	96

BRIEF COMMUNICATIONS

Fossil Assemblages from the Devonian Shallow-water Deposits of Eurasia (European Russia, Mongolia) <i>V. A. Aristov</i>	102
--	-----

CRITICAL REVIEWS AND DISCUSSIONS

On Isotope Dating of Sedimentary Rocks <i>A. G. Rublev</i>	107
---	-----

УДК 551.581:551.763.331

ПОЯСА АРИДНОЙ И ГУМИДНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ КОНЬЯК-МААСТРИХТСКОГО ВРЕМЕНИ ПОЗДНЕГО МЕЛА

© 1998 г. М. А. Жарков

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

Поступила в редакцию 20.11.96 г., получена после доработки 10.04.97 г.

Обосновывается существование на всем протяжении второй половины позднего мела шести широтных климатических поясов: северного приполярного гумидного угленосного, северного среднеширотного гумидного угленосно-бокситоносно-каолининового, северного аридного тропическо-субтропического эвапоритового, экваториального гумидного угленосно-бокситоносно-каолининового, южного аридного тропическо-субтропического эвапоритового и южного гумидного угленосно-бокситоносно-каолининового. Отмечены закономерные во времени изменения широтного местоположения аридных и гумидных поясов, связанные с глобальным потеплением климата и общей гумидизацией в конце позднемеловой эпохи.

Ключевые слова. Коньяк, сантон, кампан, маастрихт, эвапоритовые и угленосные бассейны, области каолинито- и бокситообразования, аридные и гумидные пояса.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья продолжает серию публикаций, посвященных палеогеографии, обстановкам осадконакопления и климатической зональности теплой биосферы мелового периода (Чумаков, 1995; Жарков и др., 1995, 1998а, б; Чумаков и др., 1995; Филатова, 1995; Цеховский и др., 1995). Она посвящена выделению широтных поясов аридной и гумидной седиментации в коньякском, сантонском, кампанском и маастрихтском веках позднего мела. Аналогичная работа для более древних веков мелового периода была выполнена ранее (Жарков и др., 1995, 1998а). Для установления особенностей пространственного местоположения широтных климатических поясов и выяснения эволюции климатической зональности для каждого века второй половины позднего мела составлены схемы поясов и областей аридной и гумидной седиментации (рис. 1–4), на которых показано размещение на континентах угленосных и эвапоритосодержащих бассейнов, областей и бассейнов красноцветной аридной и сероцветной гумидной седиментации, а также районов и областей каолинито- и/или бокситообразования. Картографической основой для них служили по вековые литолого-палеогеографические карты (Жарков и др. 1998б). Схемы составлены на основе обобщения и систематизации литературных данных, основной перечень которых приведен в предыдущих публикациях (Жарков и др., 1995, 1998а, б). Кроме того, были использованы дополнительные и новые материалы (Бискэ, 1975; Бокситоносность..., 1988; Бутов и др., 1962; Варнавский, 1985; Вахрамеев,

Лебедев, 1987; Верещагин и др. 1987; Добровольский, 1969; Кору..., 1979; Матвеев, 1969, 1974; Монахов и др., 1981; Новиков, 1983; Писцов, Муратова, 1987; Поверхности..., 1974; Родин, 1988; Родин, Филатова, 1991; Скобло, Лямина, 1987; Хоутон, 1966; Шумилова, 1963; Averitt, 1969; Bardossy, Aleva, 1990; Bardossy, Dercourt, 1990; Barnes, 1967; Blant, 1973; Bowie et al., 1978; Bussert et al., 1990; Cahen et al., 1984; Camoin et al., 1993a, b; Dingle et al., 1983; Dunning et al., 1982; Du Toit, 1954; Franke et al., 1982; Gemann et al., 1990; Golonka et al., 1995; Kauffman, 1977; Liu Qun et al., 1987; Luger et al., 1990; Maccellari, 1988; Martinis, Visintin, 1966; Patterson, Murray, 1984; Robinson, Kirschbaum, 1995; Roehler, 1987; Rouchy et al., 1993; Sitian et al., 1995; Smith, 1989; Wycisk, 1990).

Очевидно, что учесть весь огромный объем опубликованных к настоящему времени материалов очень трудно. В этой связи, какие-то сведения по ряду регионов и стран могли оказаться упущенными. Несмотря на это, учтенные данные позволяют с достаточной степенью определенности наметить и оконтурить пояса и области аридной и гумидной седиментации для всех веков второй половины позднего мела. Следует отметить, что широтная зональность устанавливается, главным образом, по климатическим индикаторам обстановок аридной и гумидной седиментации на континентах (Страхов, 1963). Климатические сведения по океанам, шельфовым и эпиконтинентальным морям используются только в качестве дополнительных.

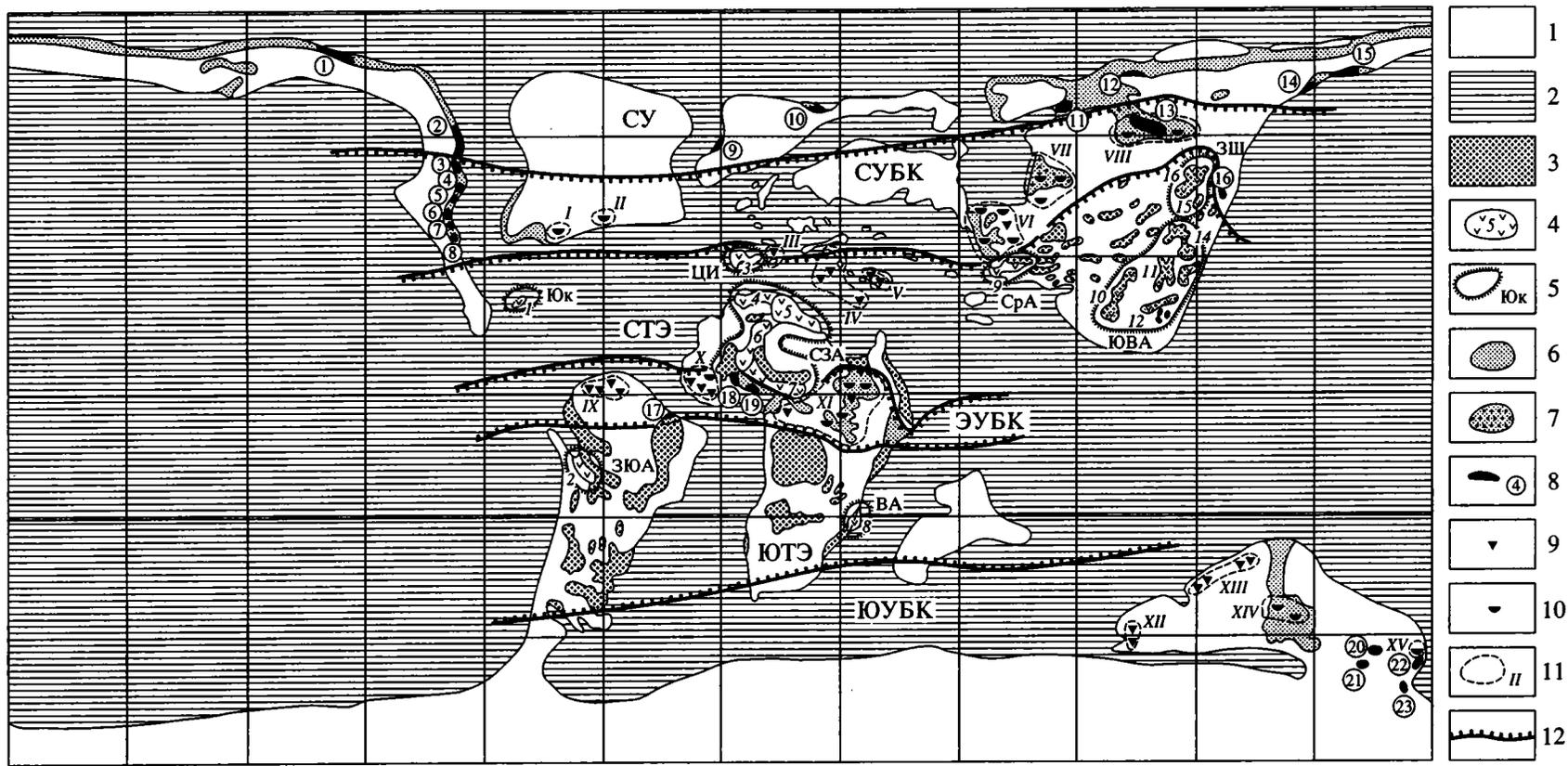


Рис. 1. Пояса и области аридной и гумидной седиментации коньякского века позднего мела.

1 – суша; 2 – океаны, шельфовые и эпиконтинентальные моря; 3 – области и бассейны красноцветной аридной седиментации; 4 – эвапоритсодержащие бассейны (1 – Юкотанский, 2 – Альтиплано (Потоси, Чита и др.), 3 – Центрально-Иберийский, 4 – Тиндуф, 5 – Алжир-Тунисский, 6 – Танезрут, 7 – Мали-Нигерийский, 8 – Уанетзе, 9 – Средне-Азиатский, 10 – Ланпин-Симао, Дие-Цзу, 11 – Цаньханьский, 12 – Хэфу, Дитай, Ганцан и др., 13 – Нансян, 14 – Субэ, Северо-Китайский, 15 – Шуанляо, 16 – Зей-Буреинский); 5 – эвапоритовые области и их индекс (Юк-Юкотанская, ЗЮА – Западно-Южно-Американская, СЗА – Северо-Западно-Африканская, ЦИ – Центрально-Иберийская, ВА – Восточно-Африканская, СпА – Средне-Азиатская, ЗШ – Зей-Шуанляо, ЮВА – Юго-Восточно-Азиатская); 6 – бассейны и районы сероцветной терригенной гумидной седиментации; 7 – бассейны и районы пестроцветной и красноцветной гумидной седиментации; 8 – угленосные бассейны и их номер (цифры в кружках: 1 – Колвилл, 2 – Скалистых гор и Предгорий, 3 – Северо-Центральной Монтаны, 4 – Джексон-Холле, 5 – Хемс-Фок, 6 – Грин-Ривер, Уинд-Ривер, 7 – Уинта, 8 – Сан-Хуан, 9 – Западно-Гренландский, 10 – Северо-Гренландский, 11 – Восточно-Хатангский, 12 – Новосибирских островов, 13 – Ленский, 14 – Пенжинский, 15 – Анадырский, 16 – Партизанский, Раздольнинский, 17 – Баррейриньяс, 18 – Сокото, 19 – Гао, 20 – Гипсленд, Стрзелекки, 21 – Басс, 22 – Греймут, Папароа, Браннер и др., 23 – Каитангата, Охай и др.); 9 – районы бокситообразования; 10 – районы каолинитообразования; 11 – области каолинито- и/или бокситообразования и их номер (I – Прибрежной Равнины, II – Северо-Востока США, III – Лангедок-Прованская, IV – Татра-Динарид-Таврская, V – Пелагонская, VI – Северо-Казахстанская, VII – Центрально-Сибирская, VIII – Вилуйско-Приверхоанская, IX – Гвианская, X – Лео-Ман, XI – Центрально-Африканская, XII – Западно-Австралийская, XIII – Северо-Австралийская, XIV – Эроманга, XV – Новозеландская); 12 – граница поясов. Индексы поясов: СУ – северный приполярный гумидный угленосный, СУБК – северный среднеширотный гумидный угленосно-бокситоносно-каолинитовый, СТЭ – северный тропическо-субтропический аридный эвапоритовый, ЭУБК – экваториальный гумидный угленосно-бокситоносно-каолинитовый, ЮТЭ – южный тропическо-субтропический аридный эвапоритовый, ЮУБК – южный гумидный угленосно-бокситоносно-каолинитовый.

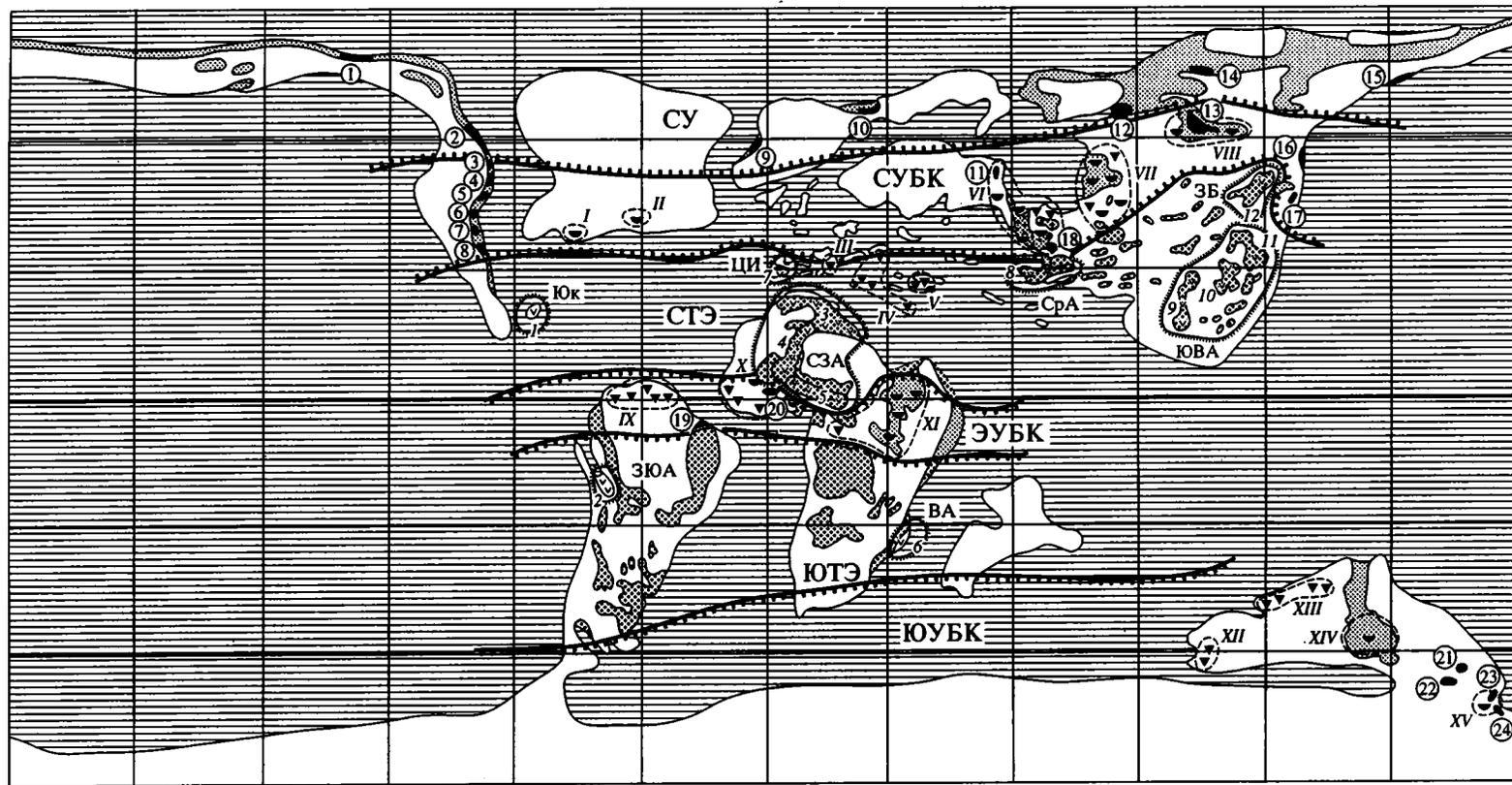


Рис. 2. Пояса и области аридной и гумидной седиментации сантонского века позднего мела. Условные обозначения см. рис. 1.

Эвапоритсодержащие бассейны: 1 – Юкотанский, 2 – Альтиплано, 3 – Алжир-Тунисский, Тиндуф, 4 – Танезрут, 5 – Мали-Нигерийский, 6 – Уанетзе, 7 – Центрально-Иберийский, 8 – Средне-Азиатский, 9 – Ланпин-Симао, Диеп-Цзу, 10 – Цаньханьский, 11 – Субэ, 12 – Зея-Буреинский. Эвапоритовые области: Юк – Юкотанская, ЗЮА – Западно-Южно-Американская, СЗА – Северо-Западно-Африканская, ВА – Восточно-Африканская, Ци – Центрально-Иберийская, СрА – Средне-Азиатская, ЗБ – Зея-Буреинская, ЮВА – Юго-Восточно-Азиатская. Угленосные бассейны и их номер (цифры в кружках: 1 – Колвилл, 2 – Скалистых гор и Предгорий, 3 – Северо-Центральной Монтаны, 4 – Джексон-Холл, 5 – Хемс-Фок, 6 – Грин-Ривер, Уинд-Ривер, 7 – Уинта, 8 – Сан-Хуан, 9 – Западно-Гренландский (о-ва Диско), 10 – Северо-Гренландский (залива Вандел), 11 – Северо-Уральский, 12 – Восточно-Хатангский, 13 – Вилюйский, Ленский, 14 – Новосибирских островов, 15 – Анадырский, 16 – Западно-Сихотэ-Алиньский, 17 – Партизанский, Раздольнинский, 18 – Восточно-Тургайский, 19 – Баррейриньяс, 20 – Гао, 21 – Гипсленд, Стрелекки, 22 – Басс, 23 – Греймут, Папароа и др., 24 – Каитангата, Охай и др.). Области каолинито- и/или бокситообразования и их номер (I – Прибрежной Равнины, II – Северо-Востока США, III – Лангедок-Прованская, IV – Татра-Динарид-Таврская, V – Пелангонская, VI – Казахстано-Уральская, VII – Центрально-Сибирская, VIII – Вилюйско-Приверхоанская, IX – Гвианская, X – Лео-Ман, XI – Центрально-Африканская, XII – Западно-Австралийская, XIII – Северо-Австралийская, XIV – Эроманга, XV – Новозеландская.

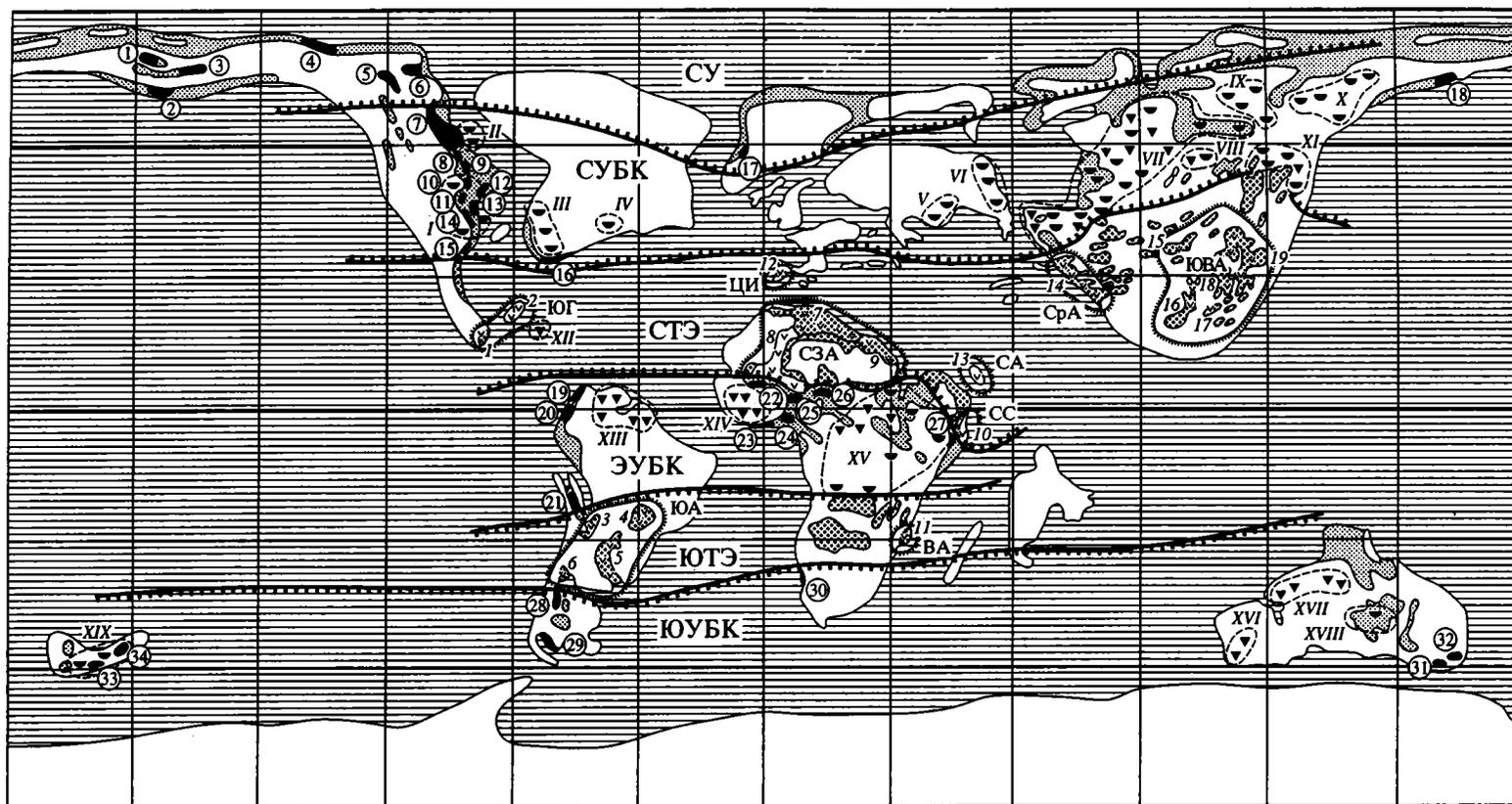


Рис. 4. Пояса и области аридной и гумидной седиментации маастрихтского века позднего мела. Условные обозначения см. рис. 1.

Эвапоритосодержащие бассейны: 1 – Гандурасский, 2 – Юкотанский, 3 – Северо-Западно-Субандийский, 4 – Парана, 5 – Чако, Саладо, 6 – Неукен, 7 – Алжиро-Тунисский, Тиндуф, 8 – Танезрут, Сокото, 9 – Западно-Ливийский, Сирте, 10 – Эль-Мадо, 11 – Мозамбик-Танзанийский, 12 – Центрально-Иберийский, 13 – Тайарат, 14 – Средне-Азиатский (Ферганский), 15 – Чаошу-Хутао, 16 – Ланпин-Симао, 17 – Хэфу, Дитай, 18 – Цаньханьский, 19 – Субэ и др. Эвапоритовые области: ЮГ – Юкотано-Гандурасская, ЮА – Южно-Американская, СЗА – Северо-Западно-Африканская, СС – Северо-Сомалийская, СР – Средне-Азиатская, ЮВА – Юго-Восточно-Азиатская. Угленосные бассейны (цифры в кружках): 1 – Стюарт, 2 – Чингина, 3 – Рампарт, Долл, Ненана, 4 – Колвилл, 5 – Пил, 6 – Западный Маккензи, 7 – Западно-Канадский (Альберта и др.), 8 – Северо-Центральной Монтаны, 9 – Биг-Хорн, Поудер-Ривер, 10 – Грин-Ривер, Уинд-Ривер, 11 – Уинта, 12 – Денвер, 13 – Ратон, 14 – Сан-Хуан, 15 – Сабинас, 16 – Риплей-Маснайри, 17 – Западно-Гренландский, 18 – Анадырский, 19 – Барко, Караре, 20 – Богота, Бояка, 21 – Чикамос, Хунин, 22 – Гао, 23 – Западно-Нигерийский (Догомейский), 24 – Южно-Нигерийский, 25 – Бенуа, 26 – Чад-Нигерийский, 27 – Хед-Хед, 28 – Чубут, 29 – Северо-Магелланский, 30 – Оранж, 31 – Басс, 32 – Гипсленд, Стрзелекки, 33 – Греймут, Папароа и др., 34 – Каитангата, Охай и др. Области каолинито- и/или бокситообразования: I – Сан-Хуан-Ратон-Грин-Ривер, II – Виллистонская, III – Миссисипская, IV – Северо-Востока США, V – Северо-Московская, VI – Уральская, VII – Казахстано-Сибирская, VIII – Витимо-Платомская, IX – Яна-Индибирская, X – Колымо-Охотская, XI – Амуро-Сихотэ-Алиньская, XII – Кубинская, XIII – Гвианская, XIV – Лео-Ман, XV – Центрально-Африканская, XVI – Западно-Австралийская, XVII – Северо-Австралийская, XVIII – Эроманга, XIX – Новозеландская.

ЭКВАТОРИАЛЬНЫЙ ГУМИДНЫЙ УГЛЕНОСНО-БОКСИТОНОСНО- КАОЛИНИТОВЫЙ ПОЯС

Одна из наиболее примечательных особенностей климатической зональности второй половины позднего мела – существование экваториального угленосно-бокситоносно-каолинитового пояса, который достаточно четко прослеживается как на территории Африканского, так и Южно-Американского континентов. На Африканском континенте пояс включает две крупные области каолинито- и/или бокситообразования: Центрально-Африканскую, простирающуюся от Камеруна на западе до Судана на востоке, и Лео-Ман, охватывающую территорию Гвинеи, южной части Мали и северной половины Ганы на юго-западе Центральной Африки. Здесь периодически существовали также гумидные условия, благоприятные для угленакопления. Такие обстановки, как правило, тяготели к южным прибрежным районам Транс-Сахарского пролива. В коньякское время углеобразование происходило в бассейнах Сокото и Гао, причем в последнем оно продолжалось вплоть до маастрихта. В кампанском веке сформировался угленосный бассейн Бенин. В маастрихте обстановки угленакопления существенно расширились. Они зафиксированы в Западно-Нигерийском (Дагомейском), Южно-Нигерийском, Бенуа и Чад-Нигерийском бассейнах, а также в бассейне Хед-Хед на востоке Африки в Сомали. В Южной Америке в состав пояса входили Гвианская бокситоносная область и угленосные бассейны Баррейриньяс, который существовал на протяжении коньякского и сантонского веков, а также Средне-Магдаленский, Западного Маракайбо, Барко, Караре, Богота, Баяка, Чикомос, Хунин и др., в пределах которых углеобразование происходило в кампанское, но, в основном, в маастрихтское время.

Северная граница угленосно-бокситоносно-каолинитового пояса намечается вблизи экватора. Она остается почти неизменной на всем протяжении второй половины позднего мела. Наиболее определенно граница устанавливается на Африканском континенте, где проходит между сближенными соседними областями и районами угленакопления, каолинито- и/или бокситообразования, с одной стороны, и эвапоритовой и красноцветной аридной седиментации, с другой. Вблизи восточного побережья Африки граница резко сворачивает на юг. Здесь ее положение для маастрихтского века устанавливается между угленосным бассейном Хед-Хед и соленосным бассейном Эль-Мадо на севере Сомали. Аналогичное южное смещение северной границы предполагается и для коньякского, сантонского и кампанского веков, что подтверждается развитием в прибрежных

районах Аравийского бассейна красноцветных аридных отложений. Западный отрезок северной границы экваториального пояса намечен условно вблизи северной окраины Южно-Американского континента.

Местоположение южной границы экваториального пояса также устанавливается достаточно надежно между соседними гумидными и аридными областями. Со временем эта граница постепенно смещается в южном направлении за счет расширения обстановок каолинито- и бокситообразования в Центрально-Африканской области, зафиксированных в Уганде, Кении, Конго и на севере Замбии, а также обстановок угленакопления в западных районах Южной Америки в Перу (угленосные бассейны Чикамос, Хунин и др.). Если в сантонском веке южная граница пояса располагалась вблизи 10°–20° ю.ш., то в маастрихте она стала находиться несколько южнее 30° ю.ш. В результате этого после сантонского века произошло существенное расширение экваториального гумидного пояса, который из сравнительно узкого (не более 2500–2700 км) превратился в весьма широкий (около 5000 км) и четко прослеживающийся.

СЕВЕРНЫЙ АРИДНЫЙ ТРОПИЧЕСКО-СУБТРОПИЧЕСКИЙ ЭВАПОРИТОВЫЙ ПОЯС

Северный аридный пояс сохранял свое местоположение и почти неизменные границы в течение всего рассматриваемого этапа позднемеловой истории. Он охватывал южные районы Лавразии, север Африки и почти всю территорию Тетиса. Один из наиболее крупных регионов аридной седиментации располагался в пределах северных и северо-западных районов Африканского континента. Здесь почти постоянно существовали благоприятные климатические условия для эвапоритового осадконакопления как в прибрежных бассейнах, связанных с Тетисом (Алжир-Тунисский, Тиндиф, Западно-Ливийский, Сирте и др.), так и в пределах Транс-Сахарского пролива (Мали-Нигерийский, Сокото, Танезрут). Большие площади длительное время охватывались обстановками континентальной красноцветной прибрежной и озерной, а также, нередко, пустынной седиментации. В кампане и маастрихте возобновилось эвапоритовое осадконакопление в Северо-Аравийской и Северо-Сомалийской областях (бассейны Тайарат, Хед-Хед и др.). Второй крупный регион аридных обстановок продолжал существовать на юго-востоке Лавразийского континента. Здесь сохранились с предшествующего времени две области эвапоритовой седиментации: Юго-Восточной Азии и Средне-Азиатский. Они включали

многочисленные континентальные аллювиально-озерные красноцветные терригенные, а также соленосные и сульфатоносные бассейны, крупнейшими из которых были Средне-Азиатский, Ланпин-Симао, Диен-Цзу, Цаньханьский, Хэфу, Дитай, Ганцан, Наньсян, Субэ, Чаошу-Хетао и др. Начиная с коньякского века, на востоке Лавразийского континента появилась новая эвапоритовая область – Зей-Шуанляо, где обстановки континентального озерного и аллювиального красноцветного и сульфатного осадконакопления зафиксированы в бассейнах Шуанляо на северо-востоке Китая и Зей-Буреинском в Среднем Приамурье. Аридными условиями красноцветной терригенной седиментации охватывались также многие районы Монголии, Забайкалья и Олекмо-Витимского нагорья. В целом можно отметить, что во второй половине позднего мела на востоке Лавразии произошло существенное расширение обстановок аридного осадконакопления по сравнению со среднемеловой эпохой и они продвинулись далеко на север во многих внутренних областях континента.

Третьим крупным регионом, где периодически существовали аридные обстановки седиментации, была почти вся территория Тетиса. Благоприятные условия для эвапоритового осадкообразования здесь возникали в пределах многих перикратонных карбонатных платформ. Эвапоритовые бассейны такого типа отмечаются в Юкотанской, Центрально-Иберийской, Северо-Аравийской и некоторых других областях. Можно заметить, что они располагались как в северных, так и в южных районах Тетиса. В этой связи следует обратить внимание на глобальную приуроченность карбонатных платформ мелового возраста, в том числе и позднемеловой эпохи, преимущественно к Тетису в северном полушарии Земли и их размещение главным образом в северных тропических и субтропических зонах, что связывается с циркумглобальными теплыми западными течениями (Camoin et al., 1993a, b; Dercourt et al., 1993; Masse et al., 1993; Philip et al., 1993). Отмечается меридионально асимметричное размещение карбонатных платформ, в основном, на восточных окончаниях континентов (юго-восточная периферия Северной Америки, восток Африкано-Аравийского кратона) и вдоль южной периферии центральных районов Лавразии. Их широтное положение выдерживалось в достаточно определенных рамках, приблизительно между 18° с.ш. и 35° с.ш. в Карибской области, между 18° и 35° с.ш. в Средиземноморском Тетисе, между 18° и 35° с.ш. в Восточном Тетисе (Camoin et al., 1993). По существу, обстановки мелководного биогенного карбоната накопления на протяжении второй половины позднего мела фиксируются в пределах се-

верного аридного пояса. Это дополнительно позволяет уточнить его границы также и по местоположению карбонатных платформ. Вместе с тем следует иметь в виду, что климатические условия в пределах Тетиса не были повсеместно и постоянно аридными. В ряде районов они периодически становились теплыми и влажными, о чем свидетельствуют обстановки бокситообразования на карбонатных платформах, отмеченные в Лангедок-Прованской, Татро-Динарид-Таврской, Пелагонской и Кубинской (в маастрихтском веке) областях.

Северная граница северного аридного пояса в большинстве районов Тетиса приблизительно проведена вблизи северных окраин районов распространения карбонатных платформ. Здесь она намечена между 30° и 35° с.ш. На юге Северной Америки граница мало меняет свое местоположение, со временем смещаясь от 30° до 32° с.ш. На востоке в азиатской части Лавразии она простирается сначала в северо-восточном направлении, достигая в районах Нижнего Приамурья 50° с.ш., а затем резко поворачивает на юг и юго-восток. Всюду здесь местоположение границы устанавливается достаточно уверенно между бассейнами эвапоритового и красноцветного аридного осадконакопления и близко расположенными от них угленосными бассейнами и областями каолинито- или бокситообразования, которые входят уже в северный гумидный угленосно-бокситоносно-каолинитовый пояс.

ЮЖНЫЙ АРИДНЫЙ ТРОПИЧЕСКО-СУБТРОПИЧЕСКИЙ ЭВАПОРИТОВЫЙ ПОЯС

Южный аридный пояс хорошо выделяется как на территории Южно-Американского, так и Африканского континентов. В Южной Америке в его составе находилось большое число континентальных и прибрежно-морских эвапоритовых бассейнов, количество и пространственное размещение которых весьма существенно менялось во времени. Среди них можно отметить бассейны Потоси, Чита, Северо-Западно-Субандийский, Парана, Чако, Саладо, Неукен. В коньякское, сантонское и кампанское время эвапоритовые бассейны преимущественно тяготели к северным районам пояса, тогда как на остальной территории преобладали условия аллювиально-озерного красноцветного и пестроцветного терригенного осадконакопления. В маастрихтском веке эвапоритовые обстановки охватили почти всю территорию пояса вплоть до его южных границ. На Африканском континенте отмечена только одна эвапоритовая область – Восточно-Африканская, которая выделяется по присутствию эва-

поритов в бассейнах Уанетзе и Мали-Нигерийском. Во многих других внутренних прибрежных районах (впадины Конго, Окованго, Оранж, возможно, Калахари и др.) преобладали обстановки континентального красноцветного осадконакопления.

Южная граница аридного пояса условно намечается между 35°–40° ю.ш. Только в маастрихтском веке она устанавливается достаточно однозначно в Южной Америке между угленосным бассейном Чубут и эвапоритсодержащим бассейном Неукен. В связи с отмеченным ранее расширением на юг экваториального угленосно-бокситоносно-каолинитового пояса происходило постепенное, но непрерывное сокращение южного аридного пояса, ширина которого уменьшилась, примерно, с 4500–700 км в коньякском и сантонском веках до 2500–3500 км в маастрихтском.

СЕВЕРНЫЙ СРЕДНЕШИРОТНЫЙ ГУМИДНЫЙ УГЛЕНОСНО- БОКСИТОНОСНО-КАОЛИНИТОВЫЙ ПОЯС

Средние широты северного полушария в пределах Лавразии на всем протяжении второй половины позднего мела были охвачены гумидными обстановками угленакопления, а также боксито- и каолинитообразования. Это позволяет выделить здесь северный гумидный угленосно-бокситоносно-каолининовый пояс, который хорошо прослеживается от западных до восточных окраин Лавразийского континента.

На территории Северной Америки среднеширотный гумидный пояс в коньякское, сантонское и кампанское время включал две каолиновые области: Прибрежной Равнины и Северо-Востока США. В маастрихте обстановки каолинитообразования распространились также на многие периферийные районы Скалистых Гор и прибрежные окраины Западного Внутреннего морского пролива. Одна из таких каолиновых областей находилась на юге пояса вблизи бассейнов Сан-Хуан, Ратон и Грин-Ривер, а другая на севере в пределах Виллистонского бассейна. На этой же территории во второй половине позднего мела существовало много угленосных бассейнов. Крупнейшими из них были Сабинас, Охината, Сан-Хуан, Уинта, Ратон, Денвер, Уинд-Ривер, Грин-Ривер, Биг-Хорн, Хемс-Фок, Джексон-Холе, Альберта. В кампане и маастрихте пояс значительно расширился в северном направлении. За это время его граница сместилась от 55°–57° с.ш. почти до 68° и 70° с.ш.

В Азиатской части Лавразии на территории северного среднеширотного гумидного пояса особенно значительное развитие всегда имели обстановки каолинито- и бокситообразования.

Они меняли свою конфигурацию и размеры, но со временем распространялись на все более обширных площадях. В коньякском веке такие обстановки установлены в трех областях: Северо-Казахстанской, Центрально-Сибирской и Виллюйско-Приверхоанской. Начиная с кампана, условия боксито- и каолинитообразования продвинулись до самых восточных районов Лавразии. Они стали концентрироваться в Казахстано-Западно-Сибирской, Восточно-Сибирской, Витимо-Патомской и Сихотэ-Алиньской областях. В маастрихте этими же условиями были уже охвачены не только восточные районы Урало-Балтии, где выделяются две каолиновые области – Северо-Московская и Уральская, но и все восточные и северные районы Азии, начиная от Казахстана на западе до дальнего Востока и Чукотки на востоке, где намечено пять крупных областей каолинито- и/или бокситообразования: Казахстано-Сибирская, Витимо-Патомская, Яно-Индигирская, Колымо-Охотская и Амуро-Сихотэ-Алиньская.

Во второй половине позднего мела в Азии значительно сократились площади углеобразования и уменьшилось количество угленосных бассейнов. На западе этого региона установлено только два угленосных бассейна: Северо-Уральский и Восточно-Тургайский. На востоке угленакопление продолжалось вплоть до маастрихтского века в Ленском, Виллюйском, Западно-Сихотэ-Алиньском, Партизанском, Раздольинском и некоторых других бассейнах. В маастрихте в связи с расширением на север среднеширотного гумидного пояса в его состав вошли угленосные бассейны Анадырского района.

Необходимо обратить внимание на то обстоятельство, что северный среднеширотный гумидный пояс выделяется с достаточной степенью уверенности только на территории двух далеко отстоящих друг от друга регионов: Северной Америки на западе и Азии на востоке. В пределах же центральных областей пояса какие-либо седиментологические индикаторы континентального гумидного климата отсутствуют. Здесь располагались обширные эпиконтинентальные моря со своеобразными обстановками седиментации, крупнейшими из которых были Североморское, Польско-Литовское, Центрально-Европейское, Восточно-Европейское, Прикаспийское, Туранское, Афгано-Пакистанское, Западно-Сибирское и Западно-Внутреннее в Северной Америке. Многие из них были бассейнами пшчемеловой, фосфатной, глауконитовой, железистой или кремнистой седиментации. Приуроченность таких бассейнов к среднеширотному гумидному поясу была, по-видимому, не случайной. Осадконакопление в них, по всей вероятности, находи-

лось под сильным влиянием гумидного климата и под воздействием поступающих из гумидных областей сноса переотложенных продуктов выветривания.

В целом, можно отметить, что северный среднеширотный гумидный пояс устанавливается с достаточной надежностью как на основе размещения континентальных обстановок каолинито- и бокситообразования и угленакопления, так и морских обстановок писчемелового, глауконитового, фосфатного, железистого и кремнистого осадконакопления в эпиконтинентальных морях. Южная граница пояса, как уже отмечалось, на большем своем протяжении находилась между 30° и 35° с.ш. и только в азиатской части Лавразии она смещалась далеко на север почти до 50° с.ш., а затем резко поворачивала на юг и юго-восток. Северная граница не занимала постоянного положения. В коньякское и сантонское время она располагалась между 50° и 65° с.ш. Начиная с кампанского века, граница последовательно смещалась на север до 70° и 75° с.ш., что отмечается как в Северной Америке, так и в Азии. В результате этого в маастрихте произошло значительное расширение среднеширотного гумидного пояса, особенно на востоке, где обстановки каолинитообразования охватили весь северо-восток Лавразии.

ЮЖНЫЙ ГУМИДНЫЙ УГЛЕНОСНО-БОКСИТОНОСНО- КАОЛИНИТОВЫЙ ПОЯС

Южный угленосно-бокситоносно-каолинитовый пояс хорошо устанавливается только на территории Австралии и Новой Зеландии. Здесь он выделяется по совместному или близкому распространению обстановок каолинито-бокситообразования и угленакопления. Достаточно четко это отмечается как на протяжении коньякского и сантонского веков, когда Австралийская и Новозеландская плиты совместно с Антарктидой входили в состав единого континента, так и в течение кампана и маастрихта, когда произошло их разделение. На западе и в центре Австралии всегда сохранялись три крупные области каолинито- и бокситообразования: Западно-Австралийская, Северо-Австралийская и Эроманга, а на юго-востоке Австралии и в Новой Зеландии продолжали существовать угленосные бассейны Гипсленд, Стрелекки, Басс, Греймут, Папароа, Браннер, Каитангата, Охай, а также Новозеландская каолинитовая область. Эти районы в коньякское и сантонское время находились между 40° и 75°–78° с.ш., затем в кампана и маастрихте в связи с дрейфом Австралии и Новой Зеландии на север, стали располагаться между 40° и 60° с.ш.

Отдельные фрагменты гумидного пояса в крайних южных районах Африки и Южной Америки удается установить только на протяжении маастрихтского века. В это время в составе пояса на юге и юго-западе Африканского континента отмечается лигнитоносный бассейн Оранж, а также широкое развитие кремнистых кор выветривания (силькретов) в Капской провинции. В южных районах Южно-Американского континента установлено большое количество маастрихтских угленосных бассейнов, среди которых можно упомянуть Северо-Магелланский и Чубут. С учетом их местоположения намечается северная граница пояса в маастрихте. Она находилась вблизи 40–44° ю.ш. По всей вероятности такое же или близкое положение границы сохранялось и в более древние века позднего мела. Южная граница пояса остается неизвестной. Возможно, в его состав входила значительная часть Антарктиды, но данные, подтверждающие такое предположение, отсутствуют.

СЕВЕРНЫЙ ПРИПОЛЯРНЫЙ ГУМИДНЫЙ УГЛЕНОСНЫЙ ПОЯС

Северный гумидный пояс намечается исключительно по распространению в приполярных районах Лавразии обстановок континентального и приморского углеобразования. Они установлены во многих бассейнах на северо-западе Америки, в Гренландии и в Азии.

Обращает на себя внимание асимметричное размещение обстановок угленакопления в западных и восточных зонах северного угленосного пояса на протяжении второй половины позднего мела. Центр углеобразования всегда находился на территории Северной Америки. Со временем здесь возрастало количество и увеличивалась площадь распространения угленосных бассейнов. Так, если в коньякском и сантонском веках углеобразование было приурочено к бассейнам Колвилл, Скалистых гор и предгорий, Западно-Гренландскому и Северо-Гренландскому, то в кампана оно происходило также в бассейнах Пил, Фразер, Састус, Нанаймо, Альберта, а в маастрихте – в бассейнах Стюарт, Чигнина, Долл, Ненана, Западный Маккензи и многих других. Одновременно с этим в азиатской части приполярного пояса углеобразование концентрировалось в небольшом числе бассейнов: Восточно-Хатангском, Новосибирских островов, Пенжинском и Анадырском. Причем в маастрихте все эти бассейны вошли в состав более южного гумидного угленосно-бокситоносно-каолинитового пояса.

Следует отметить, что имеющиеся в настоящее время материалы позволяют наметить приполярный угленосный пояс только в северном по-

лушарии Земли. Данных же для прослеживания аналогичного приполярного пояса в южном полушарии сейчас не имеется.

ВЫВОДЫ

1. На протяжении второй половины позднего мела принципиально сохраняется широтная зональность обстановок аридной и гумидной седиментации, установившаяся еще в начальные этапы поздне меловой эпохи (Жарков и др., 1995). Представляется возможным выделить шесть широтных поясов аридного и гумидного климата: 1) северный приполярный гумидный угленосный, 2) северный среднеширотный гумидный угленосно-бокситоносно-каолининовый, 3) северный аридный тропическо-субтропический эвапоритовый, 4) экваториальный гумидный угленосно-бокситоносно-каолининовый, 5) южный аридный тропическо-субтропический эвапоритовый, 6) южный гумидный угленосно-бокситоносно-каолининовый. Эти широтные пояса выделяются главным образом на основе закономерных особенностей пространственного размещения обстановок аридного красноцветного и эвапоритового осадконакопления, а также гумидных обстановок угленакпления, боксито- и каолинитообразования на континентах. Границы и простираие северного аридного эвапоритового пояса дополнительно обосновываются развитием в его пределах обстановок мелководного биогенного карбонатакопления, получивших широкое распространение в Тетисе, где происходило формирование разнообразных карбонатных платформ. Местоположение и границы северного среднеширотного угленосно-бокситоносно-каолининового пояса тоже дополнительно обосновываются на основании приуроченности к нему эпиконтинентальных морских бассейнов пшечмелового, глауконитового, фосфатного, железистого и кремнистого осадконакопления.

2. В течение второй половины позднего мела отмечаются закономерные изменения широтного местоположения гумидных и аридных поясов, связанные, по всей вероятности, с процессами глобального изменения климата. Эти преобразования затрагивали в первую очередь широтные пояса гумидной седиментации. Так в кампане, но главным образом в маастрихте, существенно расширился и продвинулся на север северный гумидный угленосно-бокситоносно-каолининовый пояс. К этому же времени приурочено значительное расширение на юг экваториального гумидного угленосно-бокситоносно-каолининового пояса. Одновременно с этим отмечается повсеместное сокращение ширины южного аридного эвапоритового пояса. Все эти изменения могут свидетельствовать не только о глобальном потеплении климата, но и одновре-

менно с этим, по-видимому, о глобальной гумидизации в конце поздне меловой эпохи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бискэ С.Ф.* Палеоген и неоген крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1975. 268 с.
- Бокситоносность главных тектонических структур земной коры. М.: Наука, 1988. 248 с.
- Бутов Е.П., Власов В.М., Дубарь Г.П. и др.* Верхнемеловое угленакпление // Атлас карт угленакпления на территории СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Варнаровский В.Г.* Корреляция геологических событий (на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона). М.: Наука, 1985. 145 с.
- Вахрамеев В.А., Лебедев Е.Л.* Среднее Приамурье // Стратиграфия СССР. Меловая система. Т. 2. М.: Недра, 1987. С. 97–107.
- Верещагин В.Н., Зонина Т.Д., Потапова З.П.* Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье // Стратиграфия СССР. Меловая система. Т. 2. М.: Недра, 1987. С. 120–132.
- Добровольский В.В.* География и палеогеография коры выветривания СССР. М.: Мысль, 1969. 277 с.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И.* Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 15–41.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И.* Палеогеография берриас-берремского веков раннего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998а. № 1. С. 49–72.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И.* Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998б. № 3. С. 3–16.
- Коры выветривания Сибири. Кн. 1. М.: Недра, 1979. 221 с.
- Матвеев А.К.* Угольные месторождения зарубежных стран. Африка. М.: Наука, 1969. 129 с.
- Матвеев А.К.* Угольные месторождения зарубежных стран. Америка и Антарктида. М.: Недра, 1974. 240 с.
- Монахов И., Боков П., Георгиев Г. и др.* Предкарпатско-Балканский нефтегазоносный бассейн // Нефтегазоносные бассейны социалистических стран Европы и республики Куба. М.: Изд-во СЭВ, 1981. С. 265–326.
- Новиков В.М.* Древние коры выветривания Востока СССР // Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983. С. 206–211.
- Писцов Ю.П., Муратова И.И.* Центральное, Восточное Забайкалье и Олекмо-Витимская горная страна // Стратиграфия СССР. Меловая система. Т. 2. М.: Недра, 1987. С. 86–97.
- Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974. 443 с.
- Родин Р.С.* Бокситопроявления на северо-востоке Сибирской платформы // Геол. рудных месторождений. 1988. Т. 30. № 6. С. 76–85.

- Родин Р.С., Филатова Н.Р.* Бокситы и палеоклимат севера Азии в мелу-палеогене // Геология и геофизика. 1991. № 6. С. 91–95.
- Скобло В.М., Лямина Н.А.* Западное Забайкалье // Стратиграфия СССР. Меловая система. Т. 2. М.: Недра, 1987. С. 79–86.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.; Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Филатова Н.И.* Эволюция меловых обстановок на северо-востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 64–77.
- Хоутон С.Г.* Африка южнее Сахары. Геологическая история. М.: Мир, 1966. 366 с.
- Цеховский Ю.Г., Щипакина И.Г., Храмцов И.Н.* Латеритный аллювий и продукты его переотложения – индикаторы палеоклиматов апт-туронского времени // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 89–99.
- Чумаков Н.М.* Проблема теплой биосферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 3–14.
- Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б. и др.* Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 42–63.
- Шумилова Е.В.* Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности и их роль в палеогеографических реконструкциях. Новосибирск: СО АН СССР, 1963. 314 с.
- Averitt P.* Coal resources of the United State January 1, 1967. A summery and analysis of information concerning the quantity and distribution of coal in the United States. Washington. US Gov. print. off. 1969. 116 p.
- Bardossy G., Aleva G.J.J.* Lateritic bauxites. Development in Economic geology. Budapest: Akademia Kiado, 1990. 624 p.
- Bardossy G., Dercourt J.* Les disements de bouxites téthysiens (Mediterrance, Proche et Moyen Orient); cadre paléogéographique et cōntroles génétiques // Bull. Soc. geol. France. 1990. V. 6. № 6. P. 869–888.
- Barnes F.F.* Coal resources of Alaska. A summery of information concerning the quantity, quality, and distribution of coal. Washington. US Gov. pront. off. 1967. IV. 36 p.
- Blant G.* Structure et paléogéographic du litoral méridional et oriental de L'Afrique // G. Blant (ed.). Sedimentary Basins of the African Coasts. v. 2. Souther and East Coasts. Assoc. Afr., Geol. Surv. Paris. 1973. P. 193–231.
- Bowie S.H.U., Kvalheim A., Haslam H.W.* (eds.) Mineral deposits of Europe. Inst. Mining and Metallurgy; Mineralogical Soc. London. 1978. 584 p.
- Bussert R., Brasse H., Radic T., Reynolds P.O.* Sedimentation and structural style of a rift-structure in Northern Sudan: the Humar Basin. Berliner geowiss. Abh. (A). B. 120.1. Berlin. 1990. P. 89–108.
- Cahen L., Snelling N.J., Delhal J., Vail J.R.* The geochronology and evolution of Africa. Oxford. Clarendon Press. 1984. 512 p.
- Camoin G., Bellion Y., Benkhelil J. et al.* Late Maastrichtian Palaeoenvironments (69.5–65 Ma) // Dercourt J., Ricou L.E., and Vrielynck B. (eds). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. maps. BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison, 1993a.
- Camoin G., Bellion Y., Dercourt J. et al.* Late Maastrichtian Palaeoenvironments (69.5–65 Ma) // Dercourt J., Ricou L.E., and Vrielynck B. (eds). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes. Gauthier-Villars: Paris, 1993b. P. 179–196.
- Dercourt J., Ricon L.E., Vrielynck B.* (eds). Atlats Tethys Palaeoenvironmental Maps. Gauthier-Villars, Paris, 1993. 307 p.
- Dingle R.V., Siesser W.G., Newton A.R.* Mesozoic and Tertiary geologic of Southern Africa. Rotterdam: Balkema, 1983. 363 p.
- Dunning F.W., Mykura W., Slater D.* (eds). Mineral deposits of Europe. V. 2. Southeast Europe. Inst. Mining and Metallurgy; Mineralogical Soc. London, 1982. 406 p.
- Du Toit A.L.* Geology of South Africa. Oliver and Boyd: London-Edinburgh, 1954. 430 p.
- Franke U., Rad U., von and Wissmann G.* Stratigraphy, facies and tectonic development of the on – and off-shore Aaiun-Tarfaya Basin – a review // Red. U. von., Hunz K., Sarnthein M., Seibold E. (eds). Geology of the northwestern african continental margin. Springer-Verlag, 1982. P. 86–105.
- Germann K., Fisher K., Schwarz T.* Accumulation of Lateritic weathering products (kaollins, bauxitic, ironstones) in sedimentary basins of the northern Sudan // Berliner Geowiss. Abh. 1990. V. 120. T. 1. P. 109–148.
- Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R.* Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps // Pangea: Global Environments and Resources. Canadian Soc. Petrol. Geologists. Mem. 17. 1995. P. 1–47.
- Kauffman E.G.* (ed.) Cretaceous facies, faunas, and palaeoenvironments across the Western Interior Basin. Rocky Mount.Assoc. Geol. 1977. V. 14. 428 p.
- Liu Qun, Chen Yuhna, Li Inchai et al.* Salt sediments of terrigenous clastic-chemogenic type in Meso-Cenozoic of China. Inst. of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sci. Beijing: China, 1987. 154 p.
- Luger P., Hendriks F., Arush M. et al.* The Jurassic and the Cretaceous of northern Somalia: preliminary results of the sedimentologic and stratigraphic investigation // Klitzsch E. and Schrank E. (eds.). Researchin Sudan, Somalia, Egypt and Kenya. Berliner geowiss. 1990. Abh. (A). B. 120. № 2. P. 571–594.
- Macellari C.E.* Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America // J. South Amer. Earth Sci. 1988. № 1. P. 373–418.
- Martinis B., Visintin V.* Données géologiques sur le bassin sédimentaire côtier de Tarfaya (Maroc Méridional) // Reyre D. (ed.) Sedimentary Basins of the African Coasts. V. 1. Atlantic Coast. Assoc. Afr. Geol. Surv. Paris, 1966. P. 13–26.
- Masse J.P., Bellion Y., Benkhelil J. et al.* Lower Aptian (114–112 Ma) // Dercourt J., Ricon L.E., Vrielynck B. (eds). Explanatory Notes. Gauthier-Villars, Paris, 1993. P. 135–152.
- Patterson S.H., Murray H.Y.* Kaolin, Refractory Clay, Ball Clay and Halloysite in North America, Hawaii and Caribbean Region // Geol. Surv. Prof. Paper 1306. 1984. 56 p.

- Philip J., Babinot J.F., Tronchetti G. et al.* Late Cenomanian (94–92 Ma) // Dercourt J., Ricon L.E., Vrielynck B. (eds) Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes. Ganthier-Villars, Paris, 1993. P. 153–178.
- Roberts L.M., Kirschbaun M.A.* Paleogeography of the late Cretaceous of the western interior of middle North America: Coal distribution and sediment accumulations // U.S. Geol. Surv. Prot. Paper. 1561. 1995. 115 p.
- Roehler H.W.* Depositional environments of coalbearing and associated formations of Cretaceous Age in the National Petroleum Reserve in Alaska // US Geol. Surv. Bull. 1575. 1987. 16 p.
- Rouchy J.M., Camoin G., Casanova J., Deconinck I.F.* The central palaeo-Andean basin of Bolivia (Potosi area) during the Late Cretaceous and early tertiary reconstruction of ancient Saline lakes using sedimentological, paleoecological and stable isotope records. Palaeogeograp., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1993. V. 105. P. 179–198.
- Sitian Li, Bangzhuo Mao, Changsong Lin.* Coal resources and coal geology in China // Episodes. 1995. V. 18. № 1–2. P. 26–30.
- Smith G.G.* Coal Resources of Canad // Geol. Surv. Canada. Paper 89-4. 1989. 145 p.
- Wycisk P., Klitzsch E., Jas C., Reynolds O.* Intracratonal sequence development an structural control of Phanerozoic strata in Sudan // Berliner geowiss. 1990. Abh. (a). B. 120. № 1. P. 45–86.

Рецензенты М.А. Ахметьев, И.О. Мурдмаа

УДК 551.72:561.2(571.51)

МИРОЕДИХИНСКАЯ МИКРОБИОТА ВЕРХНЕГО РИФЕЯ СИБИРИ. СООБЩЕНИЕ 1. СОСТАВ И ФАЦИАЛЬНО-ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРГАНОСТЕННЫХ МИКРОФОССИЛИЙ

© 1998 г. А. Ф. Вейс, П. Ю. Петров, Н. Г. Воробьева

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

Поступила в редакцию 13.01.97 г.

Приведены новые данные о таксономическом составе и условиях формирования мироедихинской микробиоты позднего рифея Туруханского поднятия, представленной органостенными остатками и принадлежащей к числу наиболее обильных и разнообразных в мире. Микрофоссилии обнаружены в большей части разреза свиты, а не только в ее нижней подсвите, как это было ранее. Они встречаются на 10 разновозрастных уровнях в трех разрезах – на реках Мироедиха, Енисей и Большая Шориха. Резко расширены данные о таксономическом разнообразии биоты. В ее составе выявлено 52 рода и 78 видов микрофоссилий всех основных морфологических групп; кроме того, девять морфотипов заслуживает выделения в качестве новых таксонов видового и семь – родового ранга. Проанализирована латеральная структура биоты на трансгрессивном и регрессивном трендах развития мироедихинского бассейна. Впервые в составе биоты выявлены главные фациально-экологические группировки докембрийских микроорганизмов – мелководная, переходная, среднелюбинная “оптимальная” и глубоководная. Анализ палеоэкологической локализации ряда важных морфотипов (*Chuaria*, *Trachyhystrichosphaera*, *Prolarofoma*, *Archaeoellipsoides* и др.) позволил внести коррективы в сложившиеся стереотипы об их позиции на профиле палеобассейнов. Полученные данные о латеральном и вертикальном распределении мироедихинских микроорганизмов подкрепляют более ранние выводы авторов о локализации эволюционно наиболее динамичных ассоциаций, заключающих сложно построенные формы, в среднелюбинной части шельфа и об избирательной приуроченности большинства эволюционных новаций в биотах к регрессивной составляющей рифейских мегациклов.

Ключевые слова. Рифей, палеобассейн, микрофоссилии, трансгрессия, регрессия, фациально-экологическая структура биоты.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из главных задач палеонтологии докембрия является восстановление прижизненного разнообразия древнейших организмов. Существенный прогресс в ее решении был достигнут в 60–80-е годы, когда были выявлены и описаны десятки богатых и разнообразных протерозойских микробиот (обзор и библиографию см. Schopf, 1983; Янкаускас и др., 1989; Schopf, Klein, 1992). Однако, после спада эйфории, вызванной этими открытиями, выяснилось, что в понимании характера древней биоты и в оценке ее поведения во времени и в пространстве осталось много неясного. Объяснений в первую очередь требовали нетипичный для фанерозоя “асимметричный” состав биоты, представленной в ископаемом состоянии почти исключительно фототрофными эу- и прокариотными продуцентами, очень низкие темпы их морфологической эволюции, массовое спонтанное появление новых морфотипов на немногих дискретных стратиграфических уровнях и др.

Вместе с тем, у исследователей сложилось мнение, что перечисленные свойства докембрийской биоты были тесно связаны между собой и

определялись рядом нетривиальных особенностей ее взаимодействия со средой. Доказательство этого мнения требовало принципиально нового подхода к изучению докембрийских микробиот – реконструкции экосистем или их фрагментов, существовавших на различных временных срезах протерозоя. Достаточно единодушно придя к такому выводу, исследователи резко разошлись в выборе приоритетов вновь создаваемой экосистемной концепции. Одни авторы, придерживаясь существенно униформистских взглядов, стремились решить эту проблему на основании сравнительно-актуалистического анализа докембрийских микробиот, восполняя дефицит конкретной палеобиологической и палеоэкологической информации выводами молекулярной биологии и априорными представлениями об иерархии биогеохимических циклов в истории Земли (например, Крылов, Заварзин, 1983; Заварзин, 1984; Knoll, 1992; Schopf, Klein, 1992; Сергеев и др., 1996). Другие исследователи, к которым принадлежат и авторы настоящей работы, не отрицая значения неонтологических экстраполяций, ведущую роль в реконструкции взаимоотношений би-

оты и среды в докембрии отводят эмпирическим данным об условиях существования конкретных сообществ микроорганизмов того времени (Vidal, Nystuen, 1990; Zhang, Walter, 1992; Knoll et al., 1991; Hofmann, Jackson, 1994; Вейс, Петров, 1994; Петров, Вейс, 1995; Burgin, 1996; Вейс и др., 1998). Получение таких данных возможно лишь на основе выяснения распределения микрофоссилий в различных палеообстановках и установления корреляции между изменениями последних и преобразованиями биоты. Сказанное определяет ключевое значение сопряженных детальнейших седиментологических и микрофитологических исследований в создании моделей древних экосистем и познании эволюции докембрийской биосферы.

В настоящей работе взаимоотношения протерозойских микроорганизмов и среды рассматриваются на примере уникальной по сохранности и разнообразию мироедихинской микробиоты верхнего рифея Туруханского поднятия Сибири, представленной органостенными формами. Несмотря на широкую известность этой микробиоты, почти все опубликованные о ней сведения опирались на изучение небольшого количества проб, отобранных в одном пункте (на р. Мироедиха) из нижней части мироедихинской свиты, но детально не привязанных к ее разрезу. Наши работы в Туруханском районе позволили существенно увеличить систематический состав микробиоты и установить различные по составу ассоциации микрофоссилий на десяти дискретных стратиграфических уровнях в трех разрезах, а ранее созданная модель развития мироедихинского шельфа (Петров, Семихатов, 1997) позволила рассмотреть вертикальные и латеральные вариации в составе этих ассоциаций в фациально-экологическом и палеосукцессионном контексте. В результате не только были подтверждены установленные нами ранее основные черты латерального распределения рифейских микроорганизмов в бассейнах, но и открылись новые особенности поведения микробиот в пространстве и во времени, которые, видимо, имеют общее значение. Полученные данные излагаются в двух статьях. В Статье I обобщены ранее опубликованные сведения о строении мироедихинской свиты и условиях ее формирования (Петров, Семихатов, 1997), приведены новые данные о таксономическом составе мироедихинской микробиоты и впервые рассмотрена ее фациально-экологическая структура. В Статье 2 проведен анализ специфических хронологических процессов формирования биоты и последовательность докембрийских микроорганизмов впервые интерпретирована как возможный аналог палеосукцессий фанерозойского типа.

СТРОЕНИЕ МИРОЕДИХИНСКОЙ СВИТЫ И ПАЛЕООБСТАНОВКИ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Пестроцветная глинисто-доломитовая мироедихинская свита залегает в верхней части рифейского разреза Туруханского района. Она согласно перекрывает доломиты шорихинской свиты и разделяется на две подсвиты: нижнюю (37–47 м) в основном доломитового состава и верхнюю (120–170 м), представленную чередованием пачек аргиллитов и доломитов (рис. 1).

Нижняя подсвита расчленяется на две пачки. Первая пачка (12–18 м) сложена серыми и палевыми доломитами с тонкими (2–10 см) прослоями аргиллитов. Доломиты представлены глинистыми горизонтально-слоистыми механогенными разностями с прослоями микробиально-слоистых. Вблизи основания пачки в них наблюдаются песчаная силикокластическая примесь, трещины усыхания, эрозионные поверхности и сингенетичные брекчии.

Вторая пачка (20–28 м) имеет более глинистый состав и содержит крупные (до 3 м) слои пестроокрашенных аргиллитов, которые связаны быстрыми переходами с разделяющими их пластинами тонкообломочных градационных глинистых доломитов. Среди последних встречаются доло- и калькарениты, распространённые в южной, более мористой части бассейна, и плоскообломочные интракластиты с грубой косоволнистой, иногда хаммоковой слоистостью, характерные для северной, проксимальной его части. Разрез пачки завершает выдержанный пласт (3–4 м) строматолитовых доломитов и развитый только на юге вышележащий маломощный (3 м) пакет глинистых доломитов, доломитовых мергелей и инситных брекчий, несущих признаки частых субаэральных экспозиций. На севере района этот пакет отсутствует, а в кровле строматолитового пласта наблюдаются признаки метеороного диагенеза.

Верхняя подсвита в полном объеме обнажена только на юге района. В ней выделяются две латерально выдержанные аргиллитовые и две изменчивые глинисто-карбонатные пачки. Первая пачка (45–50 м) состоит из однородных бескарбонатных темно-серых и более редких зеленых и красных аргиллитов, в основании которых залегает небольшой (до 3 м) выклинивающийся к востоку пакет комковатых доломитистых аргиллитов с трещинами усыхания, а в верхней части – прослой градационных глинисто-алевритовых силикокластических и карбонатных отложений.

Вторая, сероцветная преимущественно карбонатная пачка (12–32 м) расчленяется на два пакета. Нижний пакет (5 м) представлен чередованием аргиллитов и мелкозернистых, либо обломочных известняков, которые заключают изолированные известковые слепки каналов размыва и вверх по

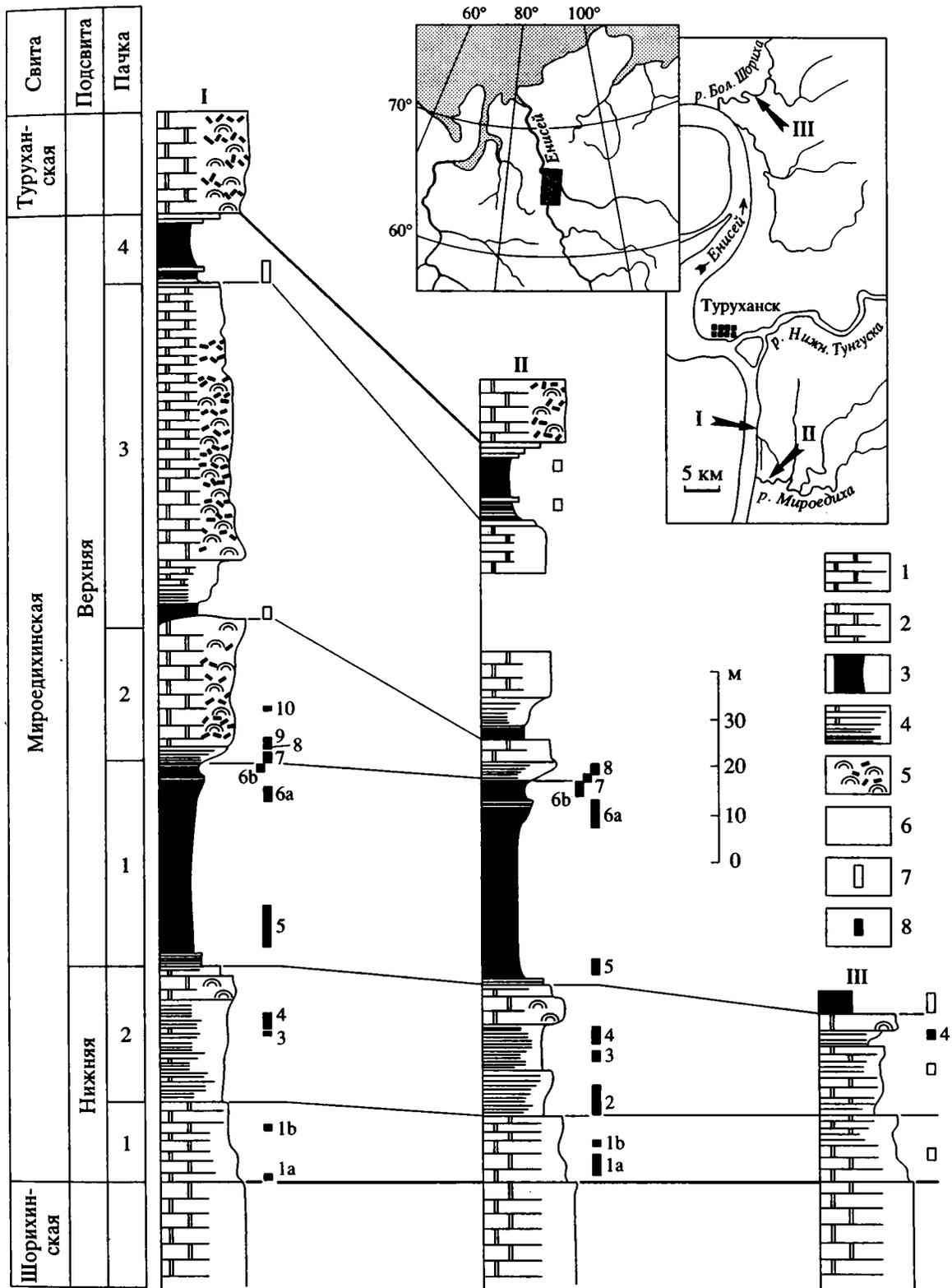


Рис. 1. Схема расположения разрезов мироедихинской свиты и фациальный состав отложений.

1–6 – доминирующие фациальные типы мироедихинских отложений: 1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – аргиллиты, 4 – переслаивание аргиллитов и глинистых карбонатов, 5 – обломочные известняки и строматолиты, 6 – пелитоморфные и тонкозернистые отложения; 7–8 – интервалы отбора проб: 7 – не содержащих микрофоссилий, 8 – содержащих микрофоссилии (микробиологические уровни).

разрезу постепенно вытесняют аргиллиты. Верхний пакет слагают доломиты. В восточных разрезах они имеют мощность 7 м и представлены горизонтально-слоистыми доломитами с признаками длительных периодов осушения, а на западе увеличиваются в мощности до 27 м и переходят в строматолитовые и подчиненные им обломочные разности, которые в основании заключают тонкие линзы темных аргиллитов и отражают тренд углубления.

Третья пачка (57–80 м) объединяет три пакета. Нижний хорошо выдержанный пакет (12–15 м) слагают черные пиритовые аргиллиты и постепенно сменяющие их вверх по разрезу горизонтально-слоистые доломитовые мергели. Средний пакет на востоке представлен тиховодными глинисто-карбонатными отложениями (25–30 м), а на западе – обломочными и строматолитовыми доломитами (до 50 м), формировавшимися в условиях постепенного обмеления. Верхний пакет (10–12 м) слагают однородные микробиально-слоистые известняки и доломиты.

Четвертая пачка (15–18 м) представлена темно-серыми и черными аргиллитами, которые в нижней части (3–5 м) накопились в несколько более активной гидродинамической обстановке, чем в верхней и заключают доломитовые стяжения. Эта пачка согласно перекрыта строматолитовыми доломитами туруханской свиты.

Все исследователи относят мироедихинскую свиту к верхнему рифею, хотя и к разным его горизонтам (обзор и библиография см. Петров, Семихатов, 1997). Одни авторы на основании изотопно-геохронологических и хемотратиграфических данных считают ее членом нижней части этой эратемы (в пределах 1000–850 млн. лет), а другие, опираясь главным образом на биостратиграфические (в том числе и микрофитологические) данные, относят к верхней части верхнего рифея.

Формирование свиты проходило в шельфовых обстановках. Она представляет собой трансгрессивный комплекс отложений, северный разрез которого (р. Большая Шориха) отвечает проксимальной, а юго-западный (р. Енисей) – дистальной частям бассейна (Петров, Семихатов, 1997).

Нижняя подсвита отражает постепенное становление открыто-морских обстановок и последующее быстрое обмеление. Нижняя ее пачка отвечает времени затопления мелководной карбонатной платформы конца шорихинского времени и установлению изменчивых обстановок верхней сублиторали с краткими периодами осушения. Верхняя пачка в главной своей части соответствует зрелой фазе трансгрессии и господству обстановок открытого шельфа с признаками штормовой седиментации, а в терминальной части – быстрому падению уровня моря, развитию пери-

одически осушаемой илистой равнины в дистальной и полному осушению в проксимальной областях шельфа.

Верхняя подсвита отвечает более динамичному периоду истории бассейна. Время формирования нижней пачки было отмечено быстрой трансгрессией и переходом к однообразным обстановкам открытого шельфа и последующему обмелению бассейна, а время накопления второй пачки – существенной дифференциацией обстановок и развитием карбонатного шельфа барьерного типа. В его внутренней части сформировалась мелководная лагуна, а во внешней – строматолитовая барьерная система. Осадки третьей пачки знаменовали установление глубоководных аноксических обстановок открытого шельфа, а затем восстановление и последующий распад барьерной системы с образованием мелководного внутреннего шельфа. Четвертая пачка отражала быструю трансгрессию и экспансию обстановок дистального глинистого шельфа.

Созданная ранее модель развития мироедихинского бассейна (Петров, Семихатов, 1997) позволяет определить место рассматриваемых ниже микрофитологически охарактеризованных уровней на главных трендах этого развития (см. рис. 1, 2). Уровни 1–4, приуроченные к первой и нижней части второй пачки свиты, располагаются в пределах трансгрессивной последовательности отложений, отражавшей смену обстановок литорали и верхней сублиторали обстановками открытого шельфа. Уровни 5–10, отделенные от нижележащих кратким периодом падения уровня моря, в целом приурочены к регрессивной последовательности, которая сформировалась после быстрого затопления района. При этом уровень 5 отвечает стабильным глубоководным обстановкам, а уровни 6–10 – тренду обмеления: переходу от открытого глинистого шельфа к нижней сублиторали с глинисто-карбонатным осадконакоплением, а затем к верхней сублиторали с развитием карбонатных песчаных отмелей. Ниже мы дадим характеристику палеосреды для каждого микрофитологически охарактеризованного уровня.

ОРГАНОСТЕННЫЕ МИКРОФОССИЛИИ МИРОЕДИХИНСКОЙ СВИТЫ

Материал и методика изучения. Микрофосилии в мироедихинской свите были обнаружены Б.В. Тимофеевым (1969) на р. Мироедиха и сразу обратили на себя внимание не только обилием и хорошей сохранностью обычных для докембрия сфероморфных оболочек, но и присутствием мало известных в те годы органостенных колонизальных коккоидных и нитчатых остатков, а также морфологически сложных образований, сходных с водорослями и грибами (Герман, 1974; Тимофеев и др., 1976). Позднее из этого местона-

хождения (библиографию см. Вейс, 1988; Герман, 1990) было описано множество форм, которые представляли не только большой палеобиологический и биостратиграфический интерес, но и сыграли ключевую роль в разрушении барьера, разделявшего исследователей органостенных и минерализованных микрофоссилий (Янкаускас и др., 1989). Вместе с тем, неоднократные поиски микрофоссилий на других горизонтах или в других разрезах свиты приводили к открытию лишь обедненных наборов мало примечательных форм (Михайлова, 1987; Герман, 1990). Это обстоятельство породило иллюзию уникальности микробиоты, найденной на р. Мироедиха, и заставило искать причины ее появления в необычных условиях существования и/или фоссилизации (Тимофеев и др., 1976; Герман, 1990). Однако сведения об этих условиях ограничивались указаниями на формирование и захоронение биоты в спокойном мелководном морском бассейне нормальной или слегка пониженной солености (Ивановская и др., 1979) и не объясняли ее своеобразия.

Исследования авторов, проведенные в 1978–1995 гг., позволили резко расширить данные о составе, географическом и стратиграфическом распределении мироедихинских микроостатков и впервые рассмотреть размещение их таксономически различных ассоциаций в палеоэкологическом и хронологическом контексте. Наши данные опираются на изучение 93 проб, отобранных в трех разрезах (рис. 1): на р. Мироедиха (48 проб), на правом берегу р. Енисей ниже устья р. Каменная (40 проб), а также в приустьевой части р. Большая Шориха (5 проб), где вскрыта лишь нижняя часть свиты. Для получения полной картины фациального распределения микрофоссилий в ряде случаев пробы отбирались из пород мало перспективных для микрофитологического анализа. В 53 пробах или в 56% общего их количества (соответственно в 31, 20 и 2 пробах) обнаружены микроостатки, имеющие хорошую, а иногда и очень хорошую сохранность.

Принятые методика лабораторной обработки микрофитологических проб и классификация микрофоссилий освещены в наших предшествующих публикациях (Вейс, 1988, 1993; Вейс, Воробьева, 1992, 1993; Вейс, Петров, 1994). В отличие от классификаций, используемых другими исследователями, эта классификация учитывает лишь реально наблюдаемые признаки, сводя к минимуму авторские интерпретации их возможного биологического значения (сравни Knoll et al., 1991; Butterfield et al., 1994; Sergeev et al., 1995 и др.) и исключая из рассмотрения морфологические детали явно вторичного происхождения. Следуя таким путем, на надродовом уровне мы выделяем широкие морфологические группы – акритархи, колониальные коккоидные, нитчатые (чехлы и трихомы) и сложно построенные образования, а

на родовом и видовом уровнях – только широко принятые таксоны (Янкаускас и др., 1989; с незначительными изменениями).

Предшествующие исследователи определили в составе мироедихинской биоты 38 родов и 48 видов. По нашим данным, биота включает не менее 52 родов и 78 видов, описанных в литературе, и ряд показательных новых таксонов. По систематическому разнообразию и количеству лидируют акритархи (14 родов и 25 видов, 40% встреченных экземпляров) и нитчатые чехлы (14 родов и 16 видов, 25% изученных микроостатков). Более редки трихомы (9 родов и 18 видов, 12% всех форм) и колониальные коккоидные микрофоссилии (8 родов и 12 видов, 15% экземпляров), а самыми малочисленными оказались образования сложной формы (7 родов и 7 видов, 8% экземпляров). Среди неописанных в литературе морфотипов присутствуют акритархи, нитчатые формы и остатки сложного строения (не менее 7 новых родов и 9 видов). Из таксонов, ранее указанных в составе мироедихинской микробиоты (Герман, 1990), в нашем материале отсутствуют лишь известные по единичным экземплярам ?акантоморфные акритархи *Miroedichia* Herms. и проблематичные ветвящиеся слоевища *Palaeocalothrix* Herms., некоторыми исследователями не считающиеся инситу (Hofmann, Jackson, 1994).

Распределение микрофоссилий в разрезах и на площади. Микрофоссилии в мироедихинской свите обнаружены на десяти микрофитологических уровнях – небольших по мощности (до первых метров) интервалах разреза, насыщенных микроостатками и разделенных более крупными интервалами, лишенными ископаемых форм. В тех случаях, когда такие уровни обнаружили ясные вариации состава микрофоссилий в нижней и верхней частях, обособлялись самостоятельные подуровни. Внутрорегиональная корреляция уровней опирается на литостратиграфические критерии, а в ряде случаев и на присущие определенным уровням специфические сочетания характерных морфотипов; эти сочетания служат своего рода “визитной карточкой” таких уровней.

Выделение микрофитологических уровней представляет собой обязательный элемент развиваемого нами подхода к изучению докембрийских микробиот, так как оно дает объективную информацию о положении дискретных ассоциаций микрофоссилий в разрезе и позволяет рассмотреть их позицию на седиментологическом профиле бассейна. Еще одним важным элементом нашего подхода является положение об ограниченности посмертного переноса рифейских микроорганизмов, искажавшего исходную картину их фациального распределения. Следует подчеркнуть, что речь идет не о строгой автохтонности остатков всех членов изученных биот, а лишь об отсутствии статистически значимого

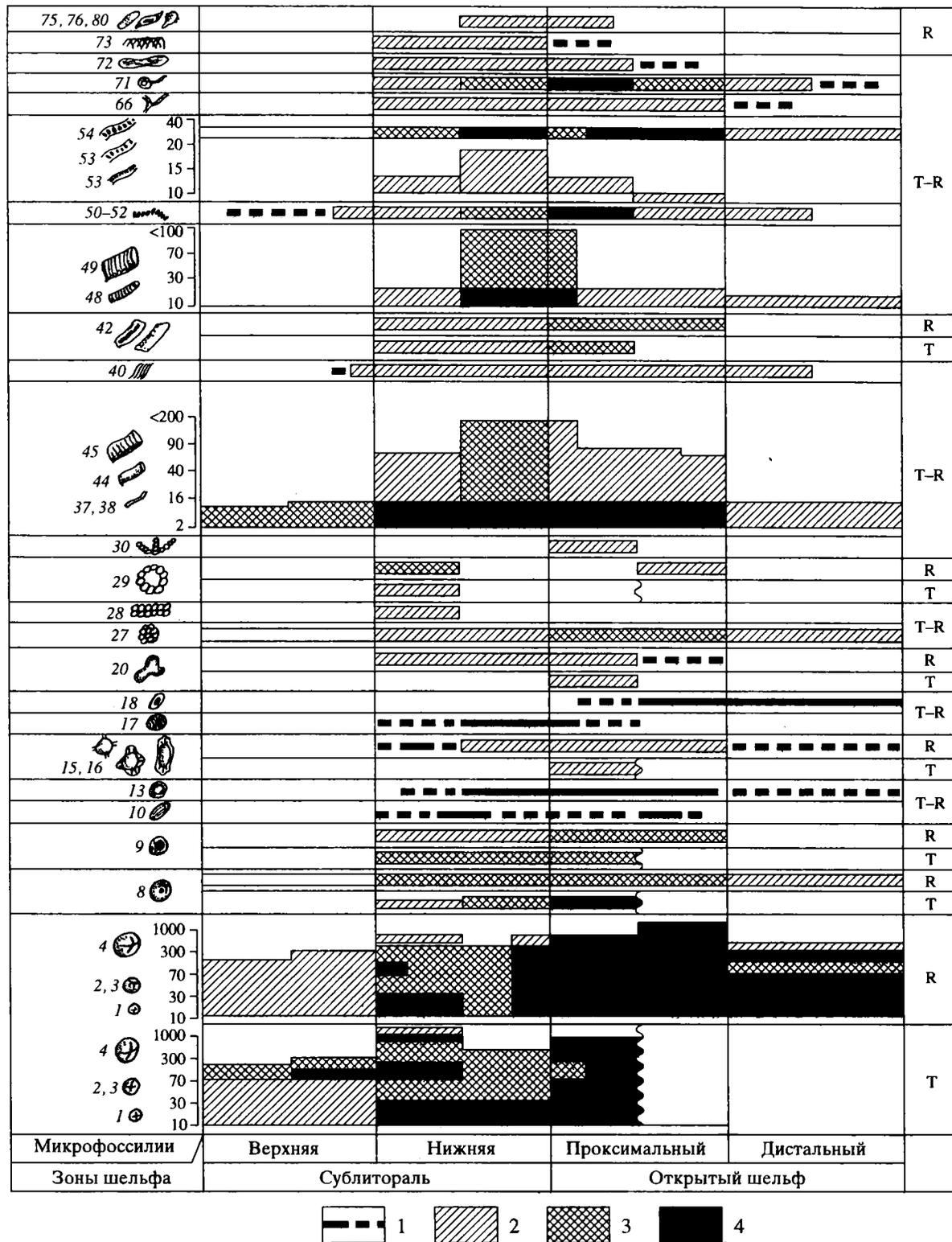


Рис. 2. Размерные и количественные (частота встречаемости) характеристики наиболее показательных морфотипов микрофоссилий и их связь с палеообстановками миоценового шельфа.

1-я, 2-я, 20-я, 24-я и 26-я диаграммы снизу – размерные характеристики, вертикальная шкала в мкм. Остальные диаграммы – частота встречаемости. Заполнение полос диаграмм соответствует количеству экземпляров в четырех условных градациях: 1 – фрагментарные находки, 2 – единичные экземпляры, 3 – обычный компонент, 4 – обильные микроостатки. Цифры у рисунков – таксоны микрофоссилий (см. рис. 3).

перемещения форм хорошей сохранности за пределы изначально занимаемых ими достаточно широких фациально-экологических зон. Аргументы в пользу упомянутого положения приводились нами ранее (Вейс, Петров, 1994 и др.).

Наиболее богатые и разнообразные ассоциации микрофоссилий происходят из разрезов на р. Мироедиха (первый–восьмой уровни) и на р. Енисей (первый и третий–десятый уровни), а на р. Большая Шориха представительная ассоциация обнаружена только на четвертом уровне (рис. 1). Все известные в составе биоты микрофоссилии по морфологии и по диапазону латерального и вертикального распространения могут быть разделены на две неравнозначные категории. К первой категории принадлежат особенно широко представленные в изученных образцах транзитные для всего рифея морфотипы очень простого строения – акритархи *Leiosphaeridia* (10–300 мкм)¹, колониальные коккоидные *Mucoscooides* (8–16 мкм), чехлы *Eomycetopsis* (2–4 мкм) *Leiotrichoides* (5–16 мкм), и трихомы *Oscillatorioris* (4–8 мкм). Эти таксоны количественно доминируют на всех десяти упомянутых уровнях, исчерпывают микрофитологическую характеристику некоторых из них и не обнаруживают какой-либо избирательности (кроме количественных вариаций) по отношению к палеообстановкам. Далее при изложении нашего материала присутствие данных таксонов специально оговариваться не будет, если только они не являются единственными представителями биоты конкретного уровня.

Ко второй категории отнесены примечательные морфотипы гораздо более узкого стратиграфического распространения. Это известные во многих регионах позднедокембрийские *Chuaria*, *Valeria*, *Prolatoforma*, *Trachyhystrichosphaera*, *Ostiana*, *Polytrichoides*, *Taenitrichoides*, *Arctacellularia*, *Trachytrichoides*, *Elatera* и т.д., появляющиеся на мироедихинском уровне межрегиональные *Cerebrosphaera*, *Pseudodendron*, *Cephalonux*, *Polysphaeroides filiformis* Herm., *Palaeolynghya*, *sphaerospherula* Herm. et Pyl., *Eosolena*, *Arthrosiphon*², а также эндемичные *Miroedichia* и все неописанные новые роды и виды. Представители второй категории распределены в отложениях более неравномерно, чем первой и обнаруживают тесную связь с кон-

кретными палеообстановками, существовавшими на трансгрессивном и регрессивном трендах развития бассейна и на начальной стабильной глубоководной стадии второго из этих трендов. Самые характерные морфотипы обоих трендов показаны на рис. 2, латеральные вариации их размеров иллюстрирует рис. 3, а изображения приведены на таблицах I–III.

Трансгрессивный этап развития бассейна охватывает отложения нижней подсвиты, которая включает первые четыре микрофитологические уровня.

Первый уровень демонстрирует заметные различия состава микрофоссилий в нижней и верхней частях и подразделяется на два подуровня. На нижнем из них (1.5–4.5 м от подошвы свиты по р. Мироедиха) встречаются только очень редкие представители первой категории микроостатков, а на верхнем (8.5–9 м от подошвы свиты по р. Мироедиха и 13 м по р. Енисей) совместно с этими, но более многочисленными формами присутствуют дерновины чехлов *Leiotrichoides*, а также дисперсные чехлы – многорядные *Polytrichoides* (4 мкм) и клубковидные *Glomovertella* (6 мкм). Микрофоссилии происходят из изменчивых по мощности (5–20 см) прослоев темно-зеленых аргиллитов, чередующихся с более мощными прослоями глинистых горизонтально слоистых доломитов; по р. Мироедиха в породах появляются следы кратковременных субаэральных экспозиций. Эти отложения накопились в однообразных преимущественно тиховодных (защищенных) обстановках верхней сублиторали, а в восточной части района (р. Мироедиха) и литорали. Характерно, что в осадках более глубоководной части шельфа (верхний подуровень, р. Енисей) состав микрофоссилий разнообразнее, чем в более мелководной (р. Мироедиха).

Второй уровень (0–6.5 м от основания второй пачки нижней подсвиты по р. Мироедиха) включает редкие и малохарактерные микрофоссилии первой категории, которые происходят из относительно мощных (до 0.5 м) прослоев серых аргиллитов, чередующихся с пластами глинистых доломитов и доларенитов. Эти осадки сформировались в латерально выдержанных мелководных, постепенно углублявшихся обстановках верхней сублиторали. Появление доларенитов, накопившихся вблизи базиса постоянной волновой активности, позволяет говорить о развитии более мористых обстановок по сравнению с существовавшими на первом уровне. Примечательно и то, что в лишенных микрофоссилий аналогах второго уровня, сформировавшихся в таких обстановках (р. Енисей) отмечаются признаки эфемерных стагнационных условий.

Третий уровень (12–14 м от подошвы второй пачки по р. Мироедиха и 14–16 м по р. Енисей) характеризуется широким развитием ценобиальных агрегатов мелких *Leiosphaeridia* (20–30;

¹ Здесь и далее в скобках приведены размеры наиболее характерных мироедихинских морфотипов. У акритарх – это диаметр оболочек, у нитчатых микроостатков – ширина чехлов и трихомов, у эллипсоидальных тел – размеры по короткой и длинной осям, у образований сложного строения – максимальная величина главных морфологических элементов, у колониальных коккоидных форм – диаметр отдельных клеток, а через точку с запятой – размеры колоний и агрегатов колоний.

² В монографии Н. Баттерфилда с соавторами (Butterfield et al., 1994) полые трубчатые образования с характерными утолщениями рода *Arthrosiphon* A. Weiss, неверно причислены к роду *Cephalonux* A. Weiss, имеющему иное строение.

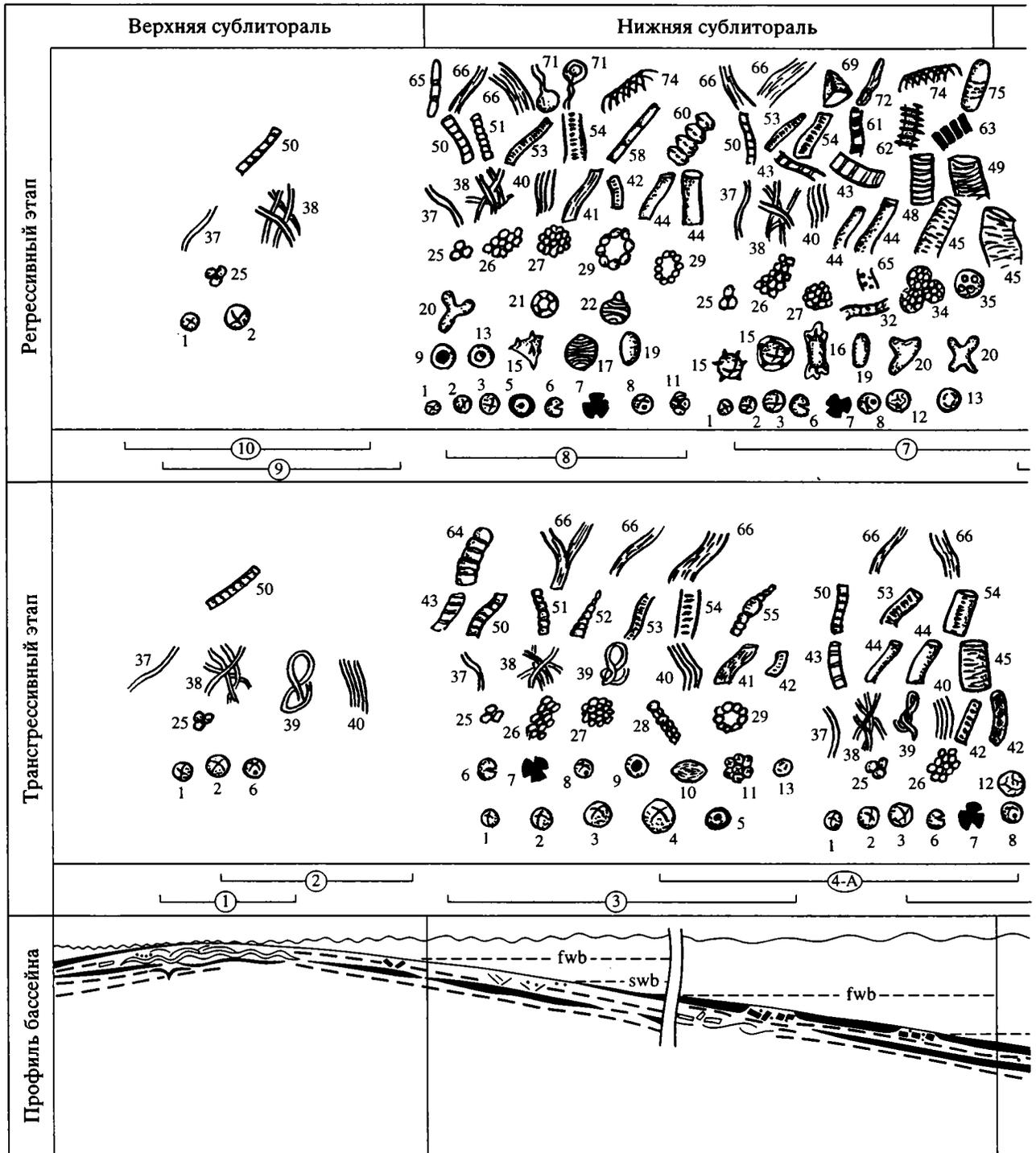


Рис. 3.

60–100 мкм), оболочек с внутренним телом (*Pterospertmopsis* (30–50 мкм), гигантских *Chuaria* (1200 мкм), чехлов *Polytrichoides* (3–6 мкм). Кроме того, здесь встречены крупные *Leiosphaeridia* (до 300 мкм), *Chuaria* (до 700 мкм) с характерными *Ch. globosa* Serg. et Ogurtz. (до 350 мкм), овальные *Cuscutiforma* с продольной текстурой (120 × 240 мкм), шаровидные колонии *Sphaerophycus*

(7; 30–40 мкм), одно- и двухрядные цепочечные *Sphaerocongregus* (16–18 мкм; длина агрегатов до 100 мкм), слоевища *Ostiana* (10–12; сотни мкм), полые субсферические колонии *Coneosphaera* (42–48; 250–300 мкм), клубковидные чехлы *Globovertella* (4–6 мкм), эллипсоидальные *Archaeoelipsoides* (10 × 40 мкм) агрегаты тонких нитей *Eomicrocoleus* (1 мкм), трихомы *Filiconstrictus* (5

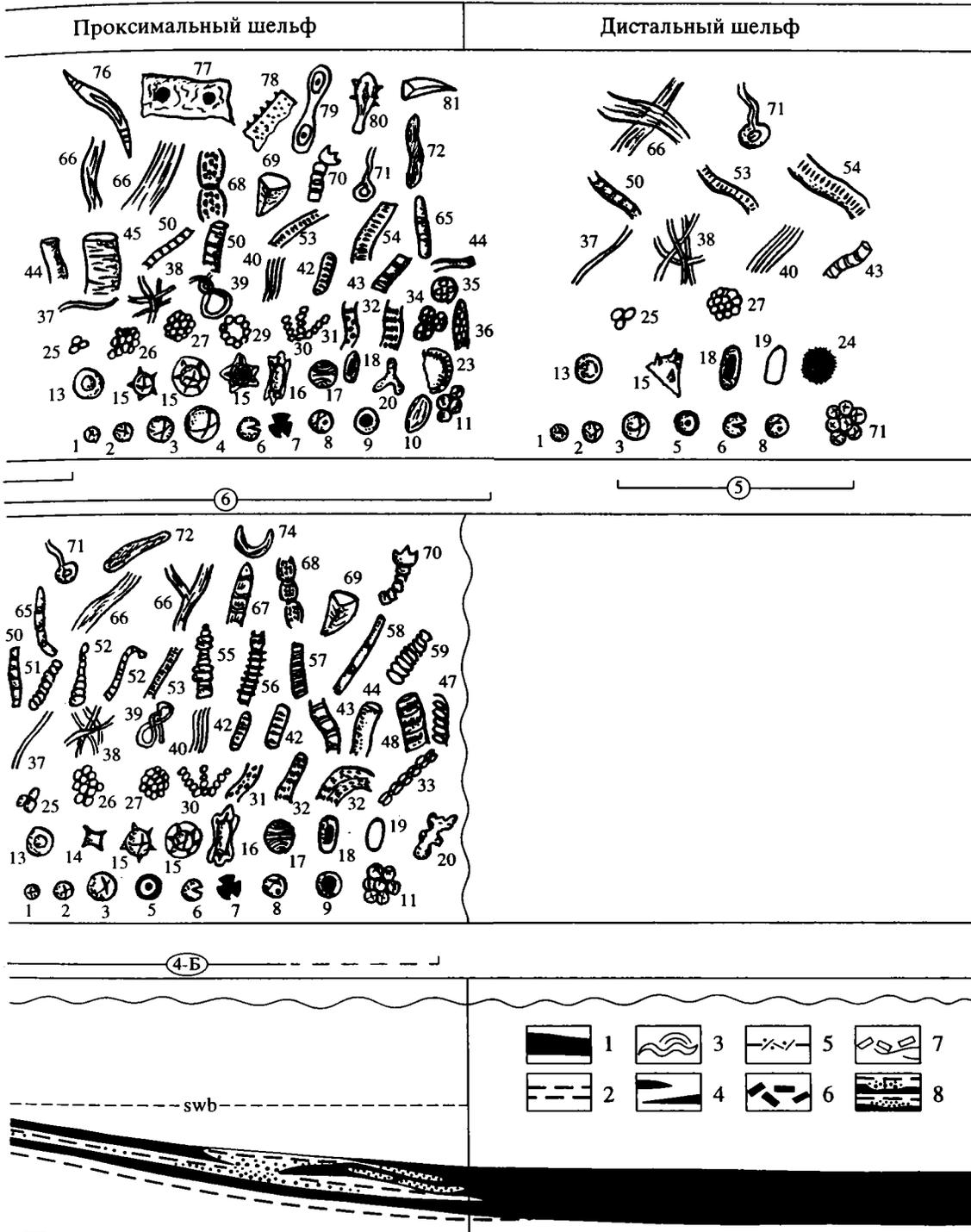


Рис. 3. Окончание.

и 7 мкм), *Oscillatorioopsis* (до 20 мкм), *Cephalophytarion* (4–5 и 12 мкм) и *Palaeolynbya* (14–40 мкм), в том числе *P. sphaeroserphala* (40 мкм), орнаментированная тонкой поперечной текстурой. Весьма характерны также гетероцитные трихомы (2 × 4 мкм) с резко увеличенными клетками (6 × 10–12 мкм), трихомоподобные *Arctacellularia*

(20 мкм), а среди сложно построенных образований – неветвящиеся и ветвящиеся талломы со слабо выраженной продольной текстурой (10 и 50 мкм), близкие к *Pseudodendron*.

Перечисленные остатки происходят из крупных (до 2 м) слоев серых и темно-зеленых аргиллитов, разделенных пластами глинистых доломитов.

Рис. 3. Микрорепалеонтологическая характеристика уровней и их фациальная позиция на мироедихинском шельфе.

1–8 – обобщенные фациальные типы отложений: 1 – аргиллиты, 2 – тонкозернистые карбонаты, 3 – микробиолиты, 4 – маломощные слои и линзы аргиллитов в карбонатах, 5 – взломанные карбонатные прослои и тонкообломочные карбонаты, 6 – аргиллитовая брекчия, 7 – крупнообломочные карбонаты; 8 – крупнозернистые и тонкозернистые градиционные структуры.

Отрезки с цифрами в кружках – фациальные обстановки формирования изученных ассоциаций микрофоссилий (А – р. Большая Шориха, Б – рр. Мироедиха и Енисей).

Цифры у изображенных морфотипов (1–81) – таксоны микрофоссилий. 1 – мелкие и среднеразмерные *Leiosphaeridia* (включая *Leio minuscula*); 2 – крупные *Leiosphaeridia*; 3 – мелкие и среднеразмерные *Chuaria*; 4 – крупные *Chuaria*; 5 – *Ch. globosa* Ogurtz. et Serg.; 6 – *Leiosphaeridia bicrura* Jank.; 7 – *L. ternata* (Tim.); 8 – *Nucellosphaeridium* spp.; 9 – *Pterospermopsis* spp.; 10 – *Cucumiforma vanavaria* Mikh. emend. Mikh.; 11 – ценобиальные агрегаты мелких *Leiosphaeridia*; 12 – *Cerebrosphaera* sp.; 13 – *Simia nerjenica* A. Weiss и *Simia*-подобные оболочки; 14 – *Octaedrixium* sp.; 15 – *Trachyhystrichosphaera* spp. (окаймленные и неокаймленные оболочки); 16 – *Prolatofirma aculeata* Mikh.; 17 – *Valeria lophostriata* Jank.; 18 – *Konderia elliptica* A. Weiss; 19 – *Navifusa*-подобные оболочки; 20 – монстриозные акритархи; 21 – *Satka* sp.; 22 – оболочки ex gr. *Valeria* с гипертрофированной лобостриатностью; 23 – *Sumatiosphaeroides* sp.; 24 – *Spumosina* sp.; 25 – *Muxococcoides* spp.; 26 – *Ostiana microcystic* Herm.; 27 – *Sphaerophycus* sp.; 28 – *Sphaerocongregus variabilis* Moor.; 29 – *Coneosphaera arctica* Hofm.; 30 – *Palaeopleurocapsa* sp.; 31 – *Entosphaeroides* sp.; 32 – *Polysphaeroides filiformis* Herm.; 33 – *P. contextus* Herm.; 34 – *Coniunctiophycus* spp.; 35 – *Eogloeocapsa* sp.; 36 – *Chlorogloeopsis* sp.; 37 – *Archaeotrichion contortum* Schopf; *Eomycetopsis robusta* Schopf emend. Knoll, Golubic; *Leiotrichoides typicus* Herm. emend. Herm. и/или *L. gracilis* Pjat.; 38 – дерновины чехлов этих же видов; 39 – *Glomvertella eniseica* (Herm.); 40 – *Polytrichoides lineatus* Herm. emend. Herm.; 41 – *Eomicrocoleus crassus* Horod. et Donald.; 42 – *Archaeoellipsoides* spp.; 43 – *Siphonophycus* spp.; 44 – *Asperatofilum experatus* (Herm.) и/или *Taenitrichoides jaryschevici* Ass.; 45 – *Plicatidium latum* Jank.; 46 – *Rectia costata* (Jank.); 47 – *Obruchevelia* sp.; 48 – узкие и среднеразмерные ? кутикулярные образования с поперечной текстурой; 49 – широкие ? кутикулярные образования с поперечной текстурой; 50 – *Oscillatoriopsis* spp.; 51 – *Filiconstrictosus* spp.; 52 – *Cephalophytation* spp.; 53 – узкие и среднеразмерные *Palaeolyngbya*; 54 – *P. sphaerocephala* Herm. et Pyl.; 55 – гетероцитные трихомы; 56 – *Arthrotrichon* spp.; 57 – *Botubia* spp.; 58 – *Cyanonema* spp.; 59 – *Calyptothrix perfecta* A. Weiss; 60 – возможные остатки бангиофит; 61 – *Circumvaginalis elongatus* Serg.; 62 – *Rugosopsis tenuis* Tim. et Herm.; 63 – крупные трихомоподобные образования; 64 – *Arctacellularia* spp.; 65 – *Trachytrichoides ovalis* Herm.; 66 – разноразмерные талломы со слабо выраженной продольной текстурой ex gr. *Pseudodendron* и плотные переплетения этих же талломов; 67 – *Cephalonux sibiricus* A. Weiss; 68 – *Eosolena anisocuta* Herm.; 69 – пленчатые округло-треугольные образования; 70 – сублинейные агрегаты клеток с бутоновидной терминальной структурой; 71 – *Germinosphaera* spp. и/или *Caudosphaera expansa* Herm. et Tim.; 72 – *Fabiformis porosus* Pjat.; 73 – *Elatera binata* Herm.; 74 – “С-образно” изогнутые остатки с продольно-волоконистой структурой; 75 – крупная вытянутая оболочка с возможным многокамерным строением; 76 – гигантская форма ex gr. *Pellicularia*; 77 – возможные талломы *Metaphyta*; 78 – пластинчатые зазубренные фрагменты организмов неизвестной морфологии; 79 – *Pseudotawuia* sp.; 80 – булавовидные образования, расширенная часть которых несет широкие конические выросты; 81 – узкие заостренно-треугольные образования, сходные с *Ceratophyton*.

fwb – базис действия волн обычной погоды; swb – базис действия штормовых волн.

Таблица I. Микрофоссилии мироедихинской свиты позднего рифея Туруханского поднятия

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

Уровни нахождения мироедихинских микрофоссилий:

14 – третий уровень; вторая пачка нижней подсвиты (р. Мироедиха); 7, 10–13, 17–19 – четвертый уровень; там же; 1, 4 – пятый уровень; первая пачка верхней подсвиты (1 – р. Енисей, 4 – р. Мироедиха); 3, 15 – шестой уровень, нижний подуровень; 9 – шестой уровень, верхний подуровень; оба подуровня – первая пачка верхней подсвиты (р. Мироедиха); 5 – седьмой уровень; вторая пачка верхней подсвиты (р. Мироедиха); 2, 6, 8, 16, 20, 21 – восьмой уровень; вторая пачка верхней подсвиты (2, 6, 8, 16 – р. Мироедиха; 20, 21 – р. Енисей).

Размер масштабной линейки: фиг. 1 – 130 мкм; фиг. 2, 3, 9, 11 – 80 мкм; фиг. 4, 19 – 300 мкм; фиг. 5, 16, 20 – 250 мкм; фиг. 6, 12, 18, 21 – 100 мкм; фиг. 7 – 160 мкм; фиг. 8, 13, 17 – 120 мкм; фиг. 10, 14 – 280 мкм; фиг. 15 – 400 мкм.

1 – *Trachyhystrichosphaera aimika* Herm.; экз. № 907–720. 2, 15 – оболочки неправильных очертаний (монстриозные акритархи); 2 – ex gr. *Leiosphaeridia*, экз. № 2578–4210; 15 – ex gr. *Simia*, экз. № 2578–6370. 3, 4, 8 – *Simia nerjenica* A. Weiss, окаймленные оболочки с периферическими складками и внутренними телами различной величины и формы; экз. № 2578–6497; 4 – экз. № 1407–300; 8 – экз. № 4085–700. 5 – *Prolatofirma aculeata* Mikh., эллипсоидальная оболочка с выростами и каймой, расположенными на ее полюсах; экз. № 4085–500. 6 – *Muxococcoides grandis* Horod. et Donald., колония из клеток с внутренними телами, являющимися остатками коллапсировавшей цитоплазмы; экз. № 2578–4200. 7 – *Sphaerocongregus variabilis* Moor., двухрядный цепочечный агрегат коккоидных клеток; экз. № 2678–4399. 9 – *Sumatiosphaeroides* sp., оболочка с многочисленными тонкими, заостренными и изогнутыми выростами, погруженными в ?многослойную пленчатую оторочку; экз. № 4082–400. 10–13 – *Polysphaeroides filiformis* Herm.; 10 – фрагмент необычного агрегата субконцентрического строения; экз. № 2678–4250; 11 – экз. № 2678–4208; 12 – экз. № 2578–6126; 13 – экз. № 2678–4202. 14 – *Coneosphaera arctica* Hofm.; полая субсферическая колония с периферически расположенными коккоидными клетками; экз. № 1427–100. 16 – *Simia* sp.; экз. № 4085–990. 17 – *Sphaerophycus* sp.; плотный агрегат коккоидных клеток, деформированный за счет взаимного сжатия; экз. № 2678–4225. 18, 19 – *Valeria lophostriata* Jank.; сфероморфная оболочка с хорошо выраженной тонкой струйчатостью, 18 – увеличенный фрагмент; экз. № 2678–4460. 20, 21 – оболочка грушевидных очертаний с гипертрофированной лобостриатностью ex gr. *Valeria*, 21 – увеличенный фрагмент средней части оболочки; экз. № 907–1712.

Таблица I

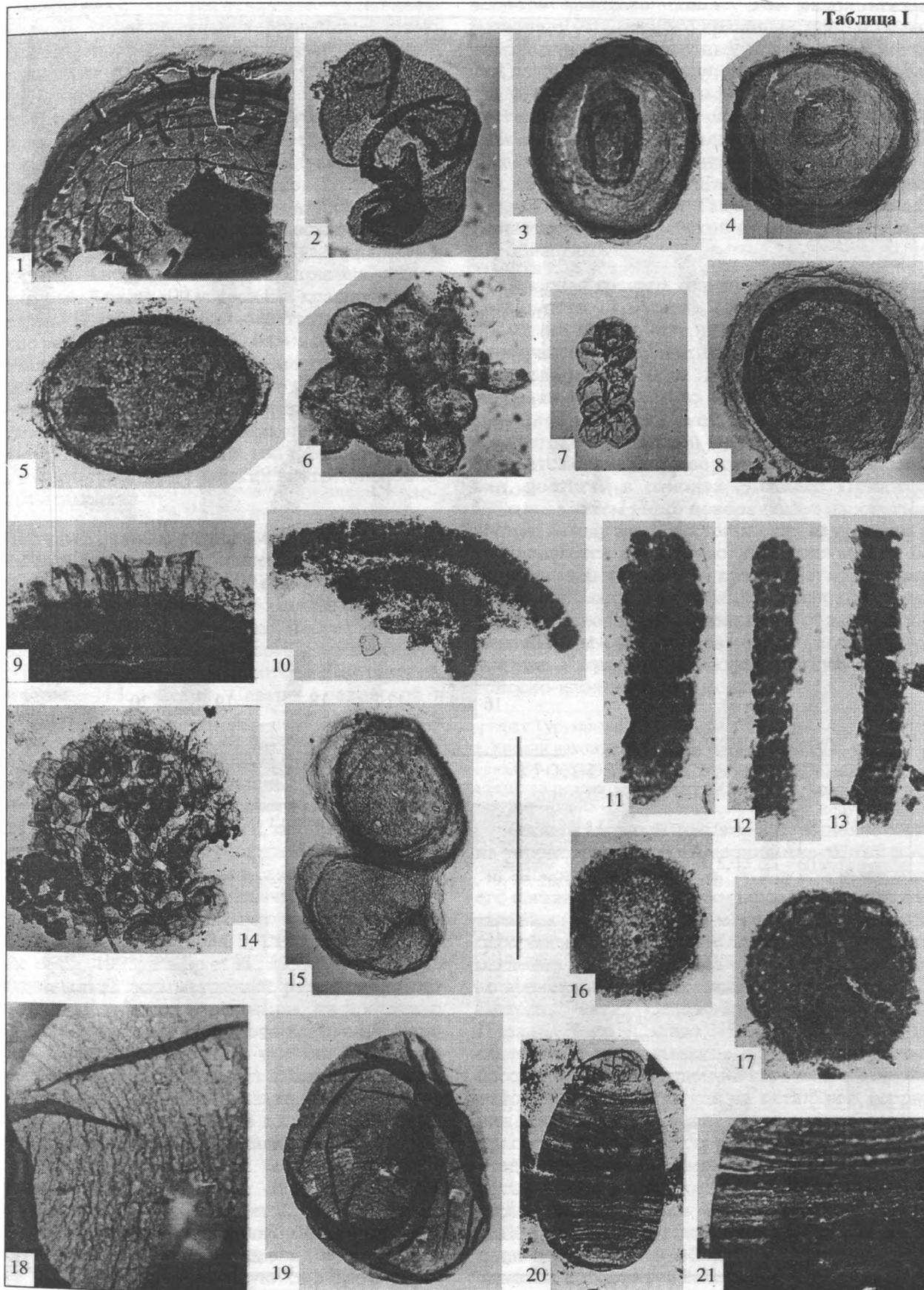
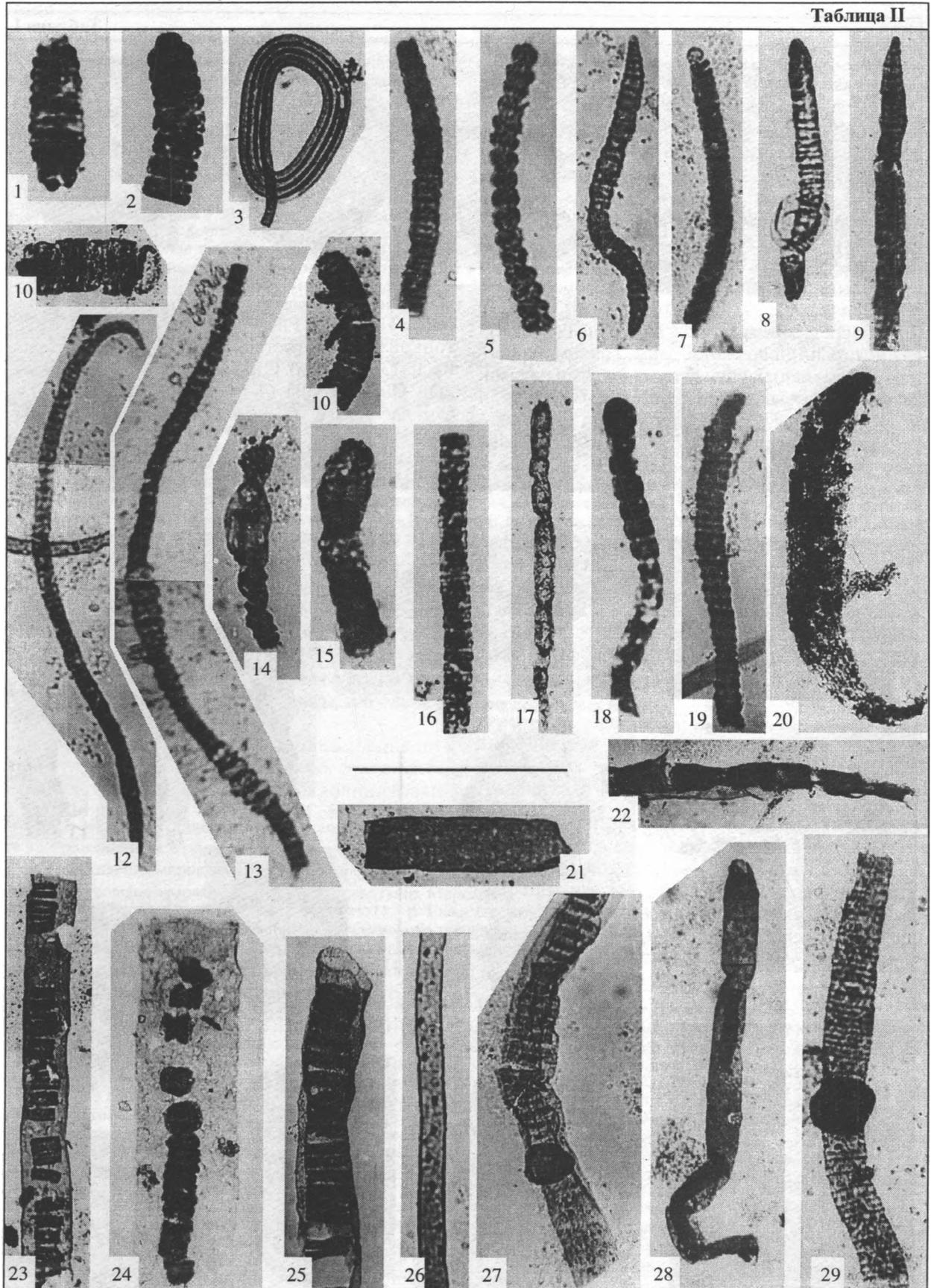


Таблица II



В этих отложениях исчезают признаки постоянной волновой активности и на первый план выходят продукты событийной седиментации. Иначе говоря, отложения третьего уровня накопились в более глубоководных условиях нижней сублито-рали, чем осадки второго уровня.

Четвертый уровень (16–19 м от основания второй пачки нижней подсвиты по р. Мироедиха, 16–20 м по р. Енисей и 18–19 м по р. Большая Шориха) включает одну из наиболее богатых и разнообразных ассоциаций микрофоссилий. Самыми примечательными ее формами являются акантоморфные акритархи *Trachyhustrichosphaera* (140–200, иногда до 800 мкм) и *Prolatoforma* (200 × 250 мкм), среднеразмерные *Chuaria* (до 600 мкм), в том числе *Ch. globosa* (450 мкм), окаймленные *Simia* (190–450 мкм), чехлы с поперечными рядами внутренних тел *Polysphaeroides filiformis* Herm. (3–5; 40 мкм), многорядные *Polytrichoides* (4–6 мкм), различные по размерам трихомы *Cephalophytarion* (2–12 мкм) и *Filiconstrictosus* (6–9 мкм), а также сложнопостроенные “многокамерные” *Eosolena* (60–90; 100 × 150 мкм). Кроме того, здесь в изобилии встречаются своеобразные монстриозные акритархи и их агрегаты (от 3 до 8 оболочек диаметром до сотен микрон каждая), лофостриатные *Valeria* (300–330 мкм), оболочки с “мозговидными” складками на поверхности *Cerebrosphaera* (200–210 мкм), эллипсоидальные *Konderia* (160 × 280 мкм), призматические *Octaedrixium* (20–22 мкм), очень крупные *Pterospermopsimorpha*

и *Nucellosphaeridium* (более 500 мкм). Важным компонентом ассоциации являются нитчатые формы (чехлы, трихомы и трихомоподобные образования). Гладкостенные неорнаментированные чехлы (2–100 мкм) представлены *Eomycetopsis* (2–4 мкм) и *Leiotrichoides* (6–20 мкм), образующими плотные дерновины, а также *Asperatofilum* (40–50 мкм), *Taenitrichoides* (70–100 мкм) и *Entosphaeroides* (18 и 36–40 мкм) с рассеянными внутри последних редкими телами, а среди чехлов с поперечной текстурой преобладают *Siphonophycus* (10–26 мкм) с узкими темными ребрышками, либо со светлыми ослабленными зонами, отражающими клеточное строение несохранившихся трихомов, более широкие *Plicatidium* (90–130 мкм) с частой тонкой струйчатостью и морщинисто-ребристые *Rectia* (38–40 мкм). С ними ассоциируют клубковидные *Glomovertella* (4–6 мкм) мелкие спиральные *Obruchevella* (2 мкм; диаметр спирали 6–7 мкм) и условно отнесенные к чехлам эллипсоидальные оболочки *Archaeoellipsoides* (8–30 × 30–200 мкм). Большинство таких оболочек заключают темные трихомоподобные тела и обладают большим сходством с акинетами гормогониевых цианобактерий (Sergeev et al., 1995). Некоторые их различия не имеют внутренних включений и на поверхности несут слабую тангенциальную штриховатость. Среди присутствующих здесь нитчатых форм, помимо транзитных и упомянутых характерных таксонов, присутствуют трихомы *Calypthothrix* (4–12 мкм)³, *Botuobia* (16–20 мкм), *Palaeolyngbya*

Таблица II. Микрофоссилии мироедихинской свиты позднего рифея Туруханского поднятия.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва. Уровни нахождения мироедихинских микрофоссилий: 4, 5 – третий уровень; вторая пачка нижней подсвиты (р. Мироедиха); 1–3, 6–20, 29 – четвертый уровень; там же (кроме 3 – р. Большая Шориха); 26, 27 – пятый уровень; первая пачка верхней подсвиты (р. Енисей); 21, 23, 28 – шестой уровень, нижний подуровень; первая пачка верхней подсвиты (р. Мироедиха); 25 – шестой уровень, верхний подуровень; первая пачка верхней подсвиты (р. Енисей); 22, 24 – седьмой уровень; вторая пачка верхней подсвиты (22 – р. Енисей, 24 – р. Мироедиха).

Размеры масштабной линейки: фиг. 1, 2, 10, 11, 13, 16, 18 – 40 мкм; фиг. 3 – 130 мкм; фиг. 4, 5, 15, 25 – 60 мкм; фиг. 6, 17 – 65 мкм; фиг. 7 – 9, 14 – 50 мкм; фиг. 12, 27 – 70 мкм; фиг. 19, 22, 26, 29 – 80 мкм; фиг. 20 – 210 мкм; фиг. 21, 23 – 160 мкм; фиг. 24 – 100 мкм; фиг. 28 – 260 мкм.

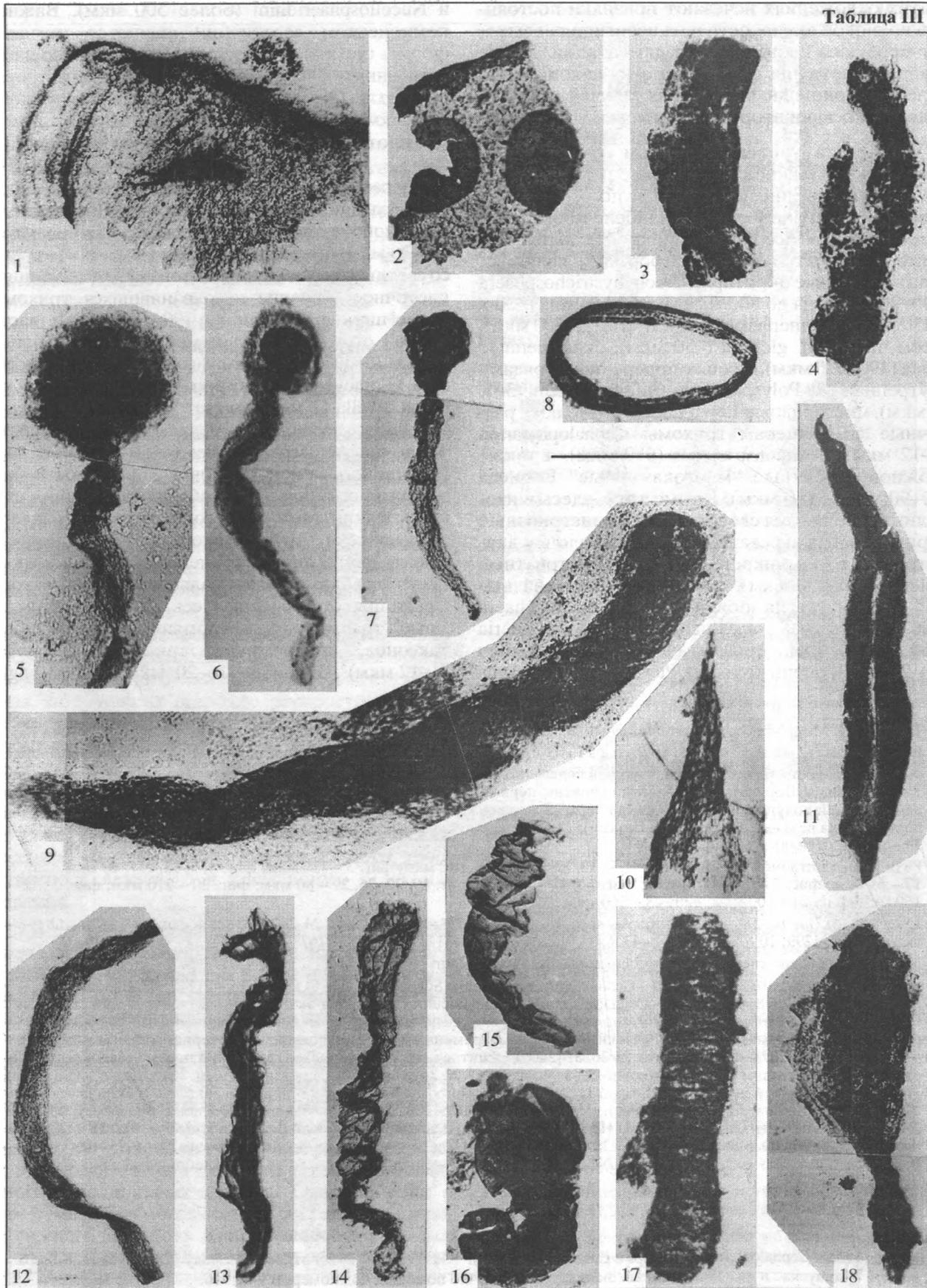
1, 2, 4, 8, 10, 11, 16, 18 – *Oscillatoriopsis* spp.; 1 – экз. № 2678–4389; 2 – экз. № 2678–4388; 4 – экз. № 2678–4683; 8 – экз. № 2678–4299; 10 – экз. № 2678–4386; 11 – экз. № 2678–4311; 16 – экз. № 2678–4298; 18 – экз. № 2678–4313.

3 – субкольцевидно свернутый чехол *Leiotrichoides typicus* Herm., emend. Herm.; экз. № 4571–130. 5 – *Filiconstrictosus majusculus* Schopf; экз. № 2678–4684. 6 – *Cephalophytarion variabile* Schopf et Blacic; экз. № 2678–4211⁴. 7 – *Calypthothrix perfecta* A. Weiss; экз. № 2678–4214. 9, 19 – *Cephalophytarion turukhanicum* A. Weiss; 9 – экз. № 2678–421; 19 – экз. № 2678–4297. 13–15 – трихомы с интеркалярными, терминальными или расположенными секциями увеличенными клетками (?спорами, ?гетероцистами), морфологически близкие к современным ностоковым цианобактериям; 13 – экз. № 2678–4229, 14 – экз. № 2678–4239; 15 – экз. № 2678–4240. 17 – нитчатый остаток (?чехол) с неправильным псевдоклеточным строением, возникшим в ходе посмертной деструкции; экз. № 2678–430. 20 – веретеновидный, “С-образно”-изогнутый агрегат тонких нитей (чехлов) ex gr. *Eomicrocoleus crassus* Horod. et Donald., сужающийся к закрытым окончаниям; экз. № 2678–4385. 21 – *Asperatofilum experatus* (Herm.); экз. № 4075–200. 22 – *Circumvaginalis elongatus* Serg.; экз. № 907–162. 23, 24, 28 – *Palaeolyngbya sphaerocephala* Herm. et Pyl.; трихомы, заключенные в широкие плотные чехлы; 28 – зафиксирован распад трихома на гормогонии; 23 – экз. № 4075–110; 24 – экз. № 2578–6845; 28 – экз. № 4075–100. 25, 27 – *P. catenata* Herm.; 25 – экз. № 907–905, 27 – экз. № 907–799. 29 – *Botuobia* sp., трихом с очень небольшой длиной клеток; экз. № 2678–4296.

³ Трихомы родов *Cephalophytarion* Schopf и *Calypthothrix* Schopf Т.Н. Герман (1990) относил к роду *Primorivularia* Edhorn.

⁴ В работе (Янкаускас и др., 1989) данный экземпляр ошибочно помещен под номером 944–946.

Таблица III



(8–20 мкм) с *P. sphaerocephala* (40 мкм), *Суанопета* (3 мкм) и гетероцитные разности с резко увеличенными по длине и ширине клетками (от 4–8 × 10 до 12–14 × 20 мкм), а также трихомоподобные *Arthro-siphon* (4–6 мкм), *Trachytrichoides* (20–25 мкм) и крупные членистые *Cerphalonux* (48 мкм).

Микрофоссилии сложной формы на четвертом уровне представлены талломами *Pseudodendron* (40–100 мкм), оболочками с одиночными выростами *Germinosphaera* (60 и 90 мкм, выросты до 10–30 мкм) и *Caudosphaera* (до 400–500 мкм; выросты до 100 мкм), а также неправильно-веретеновидными *Fabiformis* (50–60 × 300–600 мкм) с губчатой текстурой и с расширениями на одном или на обоих окончаниях. Кроме того, здесь присутствуют неописанные формы, среди которых выделяется три морфотипа: 1) тонкие воронкообразные пленчатые структуры (70–90 мкм), которые в равной мере могут быть остатками целых организмов или частями более сложных образований; 2) вытянутые и изогнутые (140–200 мкм) агрегаты округлых тел (46–50 мкм), заканчивающиеся бутоновидной терминальной структурой (90 мкм); 3) одиночные “С-образно”-изогнутые скопления тонких чехлов (1–2; 290 мкм). Среди обильных и разнообразных колониальных коккоидных микрофоссилий наиболее примечательны слоевища *Ostiana* (12–14 мкм; сотни мкм), *Polysphaeroides* (2–3; 13–14 и 40 мкм) и единичные псевдонитчатые *Palaeopleurocapsa* (10–12; 40–60 мкм).

Перечисленные микрофоссилии происходят из темно-серых и зеленоватых аргиллитов, которые слагают слои различной мощности (до 3 м),

разделенные пластами глинистых доломитов и мергелей. Эти отложения были сформированы в обстановках проксимальной части открытого шельфа, развитого почти по всей площади изученного района. Характерным признаком отложений в южных разрезах являются градационные текстуры, которые приурочены к основанию крупных (до 0.8 м) карбонатных пластов и демонстрируют переход от мелкообломочных аргиллитовых брекчий, имеющих глинисто-карбонатный цемент, к мелкообломочным, а затем к тонкозернистым доломитам. Данные текстуры свидетельствуют о кратковременной эрозии и последующем выпадении осадков из суспензионных потоков, что позволяет рассматривать отложения четвертого уровня южной части района как дистальные темпеститы. На севере, во внутренней части шельфа (р. Большая Шориха), в условиях постоянной, но относительно высокой гидродинамики в это время формировались карбонатно-глинистые осадки нижней сублиторали. Латеральная дифференциация палеоусловий в пределах открытого шельфа ясно отразилась в изменении состава микрофоссилий четвертого уровня: во внутренней части шельфа исчезают все акантоморфные акритархи, резко уменьшается разнообразие трихомов и особенно микроостатков сложной формы, но появляются очень широкие гладкостенные трубчатые микрофоссилии. Примечательно обилие акинетоподобных образований, встреченных на рассматриваемом проксимальном шельфе и контрастирующее с полученными недавно выводами об их преимущественной приуроченности к литорали раннерифейских карбонатных платформ (Knoll, Sergeev, 1995).

Таблица III. Микрофоссилии мироедихинской свиты позднего рифея Туруханского поднятия.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

Уровни нахождения мироедихинских микрофоссилий:

3, 4, 9, 14, 16 – четвертый уровень; вторая пачка нижней подсвиты (3, 4, 9, 16 – р. Мироедиха, 14 – р. Большая Шориха). 2, 5–7, 10–13 – шестой уровень, нижний подуровень; первая пачка верхней подсвиты (р. Мироедиха); 15 – шестой уровень, верхний подуровень; первая пачка верхней подсвиты (р. Енисей); 1, 17 – седьмой уровень; вторая пачка верхней подсвиты (р. Мироедиха); 8, 18 – восьмой уровень; вторая пачка верхней подсвиты (р. Мироедиха).

Размер масштабной линейки: фиг. 1, 5, 9 – 100 мкм; фиг. 2, 17 – 500 мкм; фиг. 3 – 250 мкм; фиг. 4 – 170 мкм; фиг. 6, 7, 14, 15 – 200 мкм; фиг. 8 – 70 мкм; фиг. 10, 13, 16 – 170 мкм; фиг. 11 – 800 мкм; фиг. 12 – 330 мкм; фиг. 18 – 250 мкм.

1 – *Elatea binata* Herm.; трубчатые ?кутикулярные образования с тонкой поперечной штриховкой, образующей при наложении характерный ромбический рисунок; экз. № 2578–6846. 2 – фрагмент широкого таллома возможных *Metarhynia* с крупными темными телами – ?спорангиями; экз. № 2578–6450. 3 – *Eosolena anisocyta* Herm., членистые разделенные на камеры формы, заключающие сконцентрированные в средней части сгущения плотных округлых тел-клеток; экз. № 2678–4321. 4 – ветвящееся слоевище с возможным клеточным строением расширенной базальной части; экз. № 2678–4230. 5–7 – *Caudosphaera expansa* Herm. et Timof.; 5 – экз. № 2578–6401; 6 – экз. № 2578–6100; 7 – экз. № 2578–6410. 8 – кольцевидный фрагмент организма неизвестной морфологии; экз. № 2578–4300. 9 – остаток крупного червеподобного организма с поперечно и/или тангенциально ориентированной орнаментацией; экз. № 2678–4220. 10 – тонкая пленчатая заостренно-коническая форма, близкая к нижнекембрийским микрофоссилиям рода *Ceratophyton*; экз. № 2578–6300. 11 – очень крупный веретеновидный остаток с продольной щелью и ?клеточным строением заостренных окончаний ex gr. *Pellicularia*, экз. № 2578–6399. 12 – *Pseudodendron* sp., таллом с продольной текстурой, принадлежавший к древним сцитонемовым цианобактериям; экз. № 2578–6498. 13–15 – тонкие пленчатые талломы (возможные остатки сифонокладовых зеленых водорослей ex gr. *Proterocladus*); экз. № 2578–6499; 14 – экз. № 4571–200; 15 – экз. № 907–180. 16 – удлиненный сублинейный агрегат клеток с бутоновидной терминальной структурой; экз. № 2678–4210. 17 – очень крупная удлиненно-эллипсоидальная оболочка с возможным многокамерным строением; экз. № 4084–600. 18 – булавовидный остаток, расширенная часть которого несет низкие конические выросты; экз. № 4085–100.

Регрессивный этап развития бассейна представлен двумя нижними пачками верхней подсвиты, которые содержат пятый–десятый уровни нахождения микрофоссилий. При этом отложения большей нижней части первой пачки характеризуют стабильную глубоководную стадию этого этапа (Петров, Семихатов, 1997) и, как мы увидим ниже, обладают несомненной микрофитологической спецификой (пятый уровень).

Пятый уровень (3–6 м от подошвы верхней подсвиты по р. Мироедиха и 5–14 м по р. Енисей) включает относительно бедную ассоциацию таксонов. Характерными ее членами являются лишь колонии коккоидных микрофоссилий – бесформенные *Mucosocoides* (8–12; 30–60 мкм) и шаровидные *Sphaerophycus* (8–12 и 16–18 мкм; 30–50 мкм). Здесь же помимо многочисленных *Leiosphaeridia* (до 300 мкм) и более редких *Chuaria* (300–500 мкм) встречены *Ch. globosa* (350 мкм), фрагменты *Trachyhystrichosphaera* (200 мкм), губчатые *Spumosina* (50 мкм) и эллипсоидальные *Navifusa*-подобные оболочки (150 × 200 мкм). Нитчатые формы представлены транзитными таксонами, а также единичными *Polytrichoides* (4–6 мкм), *Palaeolyngbya* (15–40 мкм), в том числе *P. sphaerocephala* (40 мкм), а образования сложной формы – редкими *Caudosphaera* (100–120 мкм; длина выростов более 100 мкм) и скоплениями узких талломов *Pseudodendron* (10–12 мкм). В большинстве образцов, содержащих эти микрофоссилии, присутствует значительное количество разложившего органического вещества, позволяющего предполагать здесь существование обильных бентосных ценозов микроорганизмов – деструкторов.

Перечисленные микрофоссилии приурочены к однородным глинистым отложениям, сформированным в наиболее тиховодных и глубоководных обстановках дистальной части открытого шельфа, ниже базиса действия штормовых волн и вне зоны отливных течений. Микротекстуры и состав отложений свидетельствуют о постоянстве во времени характера и типа седиментации.

Шестой уровень представлен двумя различными по составу ассоциациями нижнего и верхнего подуровней. **Нижний подуровень** (35–42 м от подошвы верхней подсвиты по р. Мироедиха и 37–40 м по р. Енисей) примечателен наличием гигантских *Chuaria* (до 1200 мкм), чехлов *Polytrichoides* (2–4 мкм), нитей *Palaeolyngbya sphaerocephala* (40 мкм), талломов *Pseudodendron* (20–25, 40 и 50 мкм), *Eosolena* (100 мкм) и ряда неописанных сложно построенных образований. Кроме того, здесь обнаружены многочисленные акритархи *Leiosphaeridia* (до 300 мкм), *Chuaria* (до 800 мкм), *Trachyhystrichosphaera* (в том числе их очень крупные экземпляры с хорошо развитой пленчатой оторочкой, диаметром до 800 мкм), *Prolatoforma* (180 × 260 мкм), полосчатые *Cucumiforma* (60 ×

× 160 мкм) и эллипсоидальные *Konderia* (140 × × 200 мкм). Колониальные коккоидные формы включают слоевища *Ostiana* (10–12; сотни мкм), заключенные в нитчатые чехлы *Polysphaeroides* (1–2; 24–40 мкм), шаровидные *Sphaerophycus* (4; 20–30 мкм), субсферические *Eogloeocapsa* (12–14; 30 мкм) и полые колонии *Coneosphaera* двух размерных генераций (10; 100–110 мкм и 30; 480–500 мкм). К нитчатым образованиям принадлежат *Eomycetopsis* (2–4 мкм) и *Leiotrichoides* (5–16, реже до 30 мкм), которые встречаются в виде обильных разрозненных экземпляров или формируют плотные дерновины, гладкостенные *Asperatophillum* (40–44 мкм), заключающие рассеянные внутренние тела *Entosphaeroides* (1–2; 17–20 мкм), клубковидные *Glomovertella* (4–6 мкм), а также многочисленные акинетоподобные *Archaeoellipsoides* (от 6 × 70 мкм до 16 × 100 мкм). Трихомы на рассматриваемом подуровне являются явными аутсайдерами – они представлены только транзитными формами, в том числе *Palaeolyngbya* (12–20 мкм), включая *P. sphaerocephala* (40 мкм).

Сложно построенные формы подуровня включают семь примечательных морфотипов. Три из них – *Fabiformis* (30 × 300 и 50 × 530 мкм), сублинейные агрегаты округлых тел с бутоновидной терминальной структурой (60 × 120 мкм) и *Caudosphaera* (30–70; длина выростов до 200 мкм) – являются общими с четвертым уровнем, а прочие неизвестны в нижележащих отложениях. Это: 1) очень крупные *Pellicularia* (до 1600 мкм) с хорошо выраженными ?многоклеточным строением заостренных окончаний и с ясно очерченной продольной щелью, не отмечавшейся ранее у этого рода; 2) тонкие заостренно-конусовидные пленчатые образования (до 200 мкм); 3) очень широкие (более 500 мкм) талломы, напоминающие вендские *Metaphyta*, которые несут в средней части редкие округлые тела-“спорангии” (до 100–150 мкм) и усеяны многочисленными мелкими палочковидными образованиями (2–3 × 8–10 мкм), сходными с ископаемыми актиномицетами *Primoflagella*; 4) протяженные (30–40 × 100–150 мкм) пластинчатые фрагменты более крупных образований, покрытые короткими шиповидными выростами.

Верхний подуровень (42–45 м от основания верхней подсвиты по р. Мироедиха и 44–46 м по р. Енисей) включает показательную ассоциацию монстриозных акритарх (до 350 мкм), агрегатных *Coniunctiophycus* (10–20; 100 мкм и 40–60; 160 мкм), дерновин очень тонких чехлов *Archaeotrichion* (1 мкм), нитчатых *Taenitrichoides* (80–90 мкм) и *Plicatidium* (120–260 мкм), талломов *Pseudodendron* (25, 50, 70 и 90 мкм). Другими членами ассоциации являются многочисленные *Leiosphaeridia* (до 300 мкм) и *Chuaria* (500, реже 700 мкм), лобостриатные *Valeria* (500–600 мкм), окаймленные *Simia* (100 мкм), акантоморфные *Sumatiosphaeroides* (фрагменты до 60 мкм) и эл-

липсоидальные *Konderia* (160 × 240 мкм). Колониальные коккоидные формы представлены различными по сохранности *Ostiana* (8–10 и 23–24; сотни мкм), в том числе на стадиях разложения клеток *capsulata* и *punctata* (Hofmann, 1976), трех-, пятирядными цепочечными *Chlorogloeopsis* (12; 30–40 мкм), гроздевидными *Palaeopleurocapsa* (16; 50–60 мкм) и шаровидными *Sphaerophycus* (4–8; 20–40 мкм).

Среди обильных нитчатых форм верхнего подуровня преобладают чехлы и гладкостенные кутикулярные образования. Первые варьируют по ширине от 1 до 90 мкм и включают многочисленные нити и дерновины *Eomycetopsis* (2–4 мкм), *Leiotrichoides* (5–30 мкм), *Asperatofilum* (до 40 мкм), *Taenitrichoides* (до 90 мкм) и орнаментированные формы с тонкой поперечной текстурой *Siphonophycus* (25–40 мкм), а вторые, отчасти сходные с *Plicatidium*, достигают ширины 260 мкм. Трихомы представлены *Palaeolyngbya* (12–13; 20–22 и 40 мкм) и крупными осцилляториапоподобными формами (30–40 мкм; длина клеток – до 50 мкм), а единичные трихомоподобные образования – только *Trachytrichoides* (20–22 мкм; длина клеток – более 40 мкм). Микрофоссилии сложного строения включают упоминавшиеся на четвертом уровне закругленно-конусовидные пленчатые образования (70 мкм) и неправильно-эллипсоидальные губчатые *Fabiformis* (55 × 530 и 70 × 730 мкм). К последним по размерам близки своеобразные гантелевидные остатки, которые слабо пережаты по короткой оси, а вблизи полюсов заключают небольшие тела (70 мкм) с внутренними включениями. Подобные формы сходны с мелкими *Pseudotawuia* – остатками неопределенного систематического положения, описанными из верхнерифейской формации Сванбергфельдт северного Шпицбергена (Butterfield et al., 1994). С названными формами ассоциируют два другие морфотипа: 1) линейные агрегаты округлых тел (37–40 мкм), которые лишены сохранившихся терминальных структур и состоят из субтреугольных элементов, заключающих многочисленные темные тела; 2) единичные булавовидные образования (до 150 мкм), расширенная часть которых покрыта редкими коническими выростами.

Ассоциации обоих подуровней приурочены к темно-серым и черным аргиллитам, которые заключают большое количество органического детрита и содержат очень редкие градационные слои кварцевых и карбонатных алевритов. Эти отложения накапливались в обстановках проксимальной части открытого шельфа с периодической суспензионной седиментацией тонкозернистого карбонатного и силикокластического материала. Следы слабых придонных потоков, вероятно, также штормовой природы, отмечены в середине уровня поверхностями скрытых размывов.

Седьмой уровень (0–1.5 м от подошвы второй пачки верхней подшивты по р. Мироедиха и 0–2 м по р. Енисей) включает своеобразную ассоциацию, для которой особенно характерны монстриозные акритархи (120–170 мкм), агрегаты колониальных коккоидных *Coniunctiophycus* (10–14; 120 мкм и 30; 180 мкм) и нити *Palaeolyngbya sphaerocephala* (40 мкм). Кроме того, присутствуют *Leiosphaeridia* (до 300 мкм), *Chuarina* (до 560 мкм), *Prolatoforma* (200–220 мкм), *Trachyhystrichosphaera* (180–200 мкм), *Navifusa* – подобные оболочки (120 × 200 мкм) и плотные темные *Cerebrosphaera* (150 мкм). Среди колониальных коккоидных микрофоссилий преобладают бесформенные слоевища *Ostiana* (20; сотни мкм), небольшие *Polysphaeroides* (1–2; 20 мкм), *Eogloeocapsa* (4–6; 48–50 мкм), а также шаровидные фрагменты агрегатных *Coniunctiophycus* (10–14; 150 мкм) и *Sphaerophycus* (9–13; 60 мкм).

Среди нитчатых форм седьмого уровня по обилию и разнообразию лидируют гладкостенные и орнаментированные чехлы и трубчатые кутикулярные образования. К первым принадлежат изолированные *Asperatofilum* (50 мкм), а также *Eomycetopsis* (2–4 мкм), *Leiotrichoides* (5–16 мкм), образующие плотно переплетенные дерновины, многорядные *Polytrichoides* (2–4 мкм) и чехлы с уплотнениями *Circumvaginalis* (10–13 мкм). Ко вторым относятся мелкие формы, которые близки к *Siphonophycus* (10–16 мкм) и *Rugosoopsis* (35–40 мкм), а также две плотные и сложно текстурированные разновидности (40 и 110 мкм), представляющие новые таксоны. Набор септированных форм, помимо транзитных трихомов, включает нити *Palaeolyngbya* (10, 12–13, 15–17 мкм), в том числе *P. sphaerocephala* (40 мкм), и единичные фрагменты крупных трихомоподобных образований (50 мкм), состоящие из темных прямоугольных клеток (10–12 × 50 мкм). Микрофоссилии сложной формы представлены объемноспиральными *Elatera* (100 мкм и более), встреченными на четвертом и шестом уровнях пленчатыми конусовидными образованиями (60–70 × 134 мкм), *Fabiformis* (180 мкм) с необычной продольной текстурой, талломами *Pseudodendron* (25–50 мкм) и неизвестными ранее очень крупными вытянутыми оболочками (до 1000 мкм) с возможным многокамерным строением.

Микрофоссилии седьмого уровня происходят из темно- и зеленовато-серых аргиллитов, содержащих многочисленные бесструктурные пленки органического вещества. Эти породы чередуются с известняками, роль которых быстро растет вверх по разрезу, что сопровождается сменой тонкозернистых глинистых их разновидностей калькаринитами и кальцирудитами (в том числе выполненными эрозионные каналы размыва). Эти отложения формировались в относительно глубоководной дистальной части шельфа ниже базиса

постоянной волновой активности на фоне некоторого обмеления бассейна.

Восьмой уровень (2–4 м от подошвы второй пачки по р. Мироедиха и 3–4 м по р. Енисей) выделяется широким развитием акритарх *Valeria* (230–250 мкм), *Simia* (140–350 мкм), *Nucellosphaeridium* (до 200 мкм), слоевищ *Ostiana* (12–19 мкм), полых колоний *Coneosphaera* (10–12 и 30–32; 125 и 250 мкм), чехлов *Polytrichoides* (4–6 мкм), а также структур прорастания грибов и/или водорослей *Caudosphaera* (50–180 мкм; длина выростов до 200 мкм). Совместно с ними встречены *Leiosphaeridia* (до 300 мкм), *Chuarina* (600–630 мкм), *Ch. globosa* (350 мкм), таблитчатые *Satka* (до 200 мкм), *Navifusa*-подобные оболочки (160 × 400 мкм), многочисленные монстриозные акритархи (до 350 мкм), *Trachyhystrichosphaera* с низкими расширенными выростами (160 мкм), темные бугорчатые оболочки (100 мкм) и новые разновидности *Valeria* (200 × 260 мкм) с необычными грушевидными очертаниями и гипертрофированной лобостриатностью. Названные микрофоссилии сопровождаются обильными, но таксономически однообразными колониальными коккоидными формами и трихомами. Первые образуют плотные шаровидные скопления, являющиеся фрагментами агрегатных *Coniunctiophycus* (10; 40–60 мкм и 14–30; 70 мкм), а вторые принадлежат к *Suaopeta* с удлиненными клетками (12; длина клеток до 15 мкм), *Palaeolyngbya* (9, 12 и 40 мкм), трихомоподобным *Trachytrichoides* (12 мкм) и остаткам предположительных бангиофит (10–12 мкм). Разнообразие примечательных чехлов на рассматриваемом уровне лишь немногим выше – это *Asperatofilum* (40 и 52–54 мкм), *Taenitrichoides* (82–86 мкм), *Archaeoellipsoides* (30 × 110 мкм) и агрегаты тонких нитей (1–2 мкм), близкие к *Eomuscocoleus*, но заключенные в общую, замкнутую на окончаниях оболочку веретеновидной формы (40 × 300 мкм). К сложно построенным формам принадлежат *Elatea* (ширина фрагментов – 100–120 мкм), неописанные удлиненные многократно пережатые оболочки (26 × 120–140 мкм) с открытыми субсферическими окончаниями и талломы со слабо выраженной продольной текстурой (50–80 мкм).

Все эти таксоны происходят из небольших (20–30 см) прослоев зеленовато-серых аргиллитов, разделенных более толстыми (до 50 см) пластами обломочных известняков (калькаренитов и кальцирудитов). Обстановки формирования этих отложений были близки к таковым осадков седьмого уровня, но наблюдаемые на восьмом уровне довольно частые признаки штормовых событий свидетельствуют об относительном обмелении бассейна.

Девятый уровень (4, 6–5, 2 м от подошвы второй пачки верхней подсвиты, р. Енисей) охарактеризован только транзитными формами первой

из выделенных выше категорий. Они обнаружены в довольно тонких (до 15–17 см) прослоях зеленовато-серых аргиллитов, залегающих среди господствующих в разрезе пластов обломочных известняков. Эти отложения были сформированы в обстановках верхней сублиторали, в условиях постоянной волновой активности. Об этом свидетельствуют присутствующие в рассматриваемом интервале разреза крупные (до 1 м) слои оолитовых грейпстоунов, характерных для карбонатных отмелей сублиторали, а также переотложенные мелкие строматолитовые биогермы, приуроченные к основанию этих слоев.

Десятый уровень (12 м от подошвы второй пачки верхней подсвиты, р. Енисей) представлен очень бедной ассоциацией транзитных форм, близких к присутствующим на девятом уровне. Эти микрофоссилии происходят из тонких (2–5 см) линзовидных прослоев темно-серых аргиллитов, расположенных среди обломочных и строматолитовых доломитов. Осадки отлагались в обстановках верхней сублиторали при частой смене периодов штормового воздействия (крупнообломочные флейкстоуны) периодами господства волнового фона мелководья (доларениты) в пределах упомянутой выше строматолитовой барьерной системы. Содержащие микрофоссилии прослой аргиллитов были сформированы в локальных участках волновой тени в пределах этой системы.

Вышележащие горизонты мироедихинской свиты содержат лишь редкие акритархи, колониальные коккоидные и нитчатые формы плохой сохранности, а также отдельные прослой, обогащенные разложенным органическим веществом. Подобная микрофитологическая “неполноценность” верхней части свиты, безусловно, имела объективные причины, связанные с невыясненными пока прижизненными особенностями позднемироедихинской биоты и с условиями ее фоссилизации в бассейне того времени. Среди этих причин наибольшее отрицательное воздействие могло оказывать замедление темпов глинистой седиментации и связанное с ним ускорение процессов посмертной бактериальной деструкции микроорганизмов.

ФАЦИАЛЬНО-ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИРОЕДИХИНСКИХ МИКРОФОССИЛИЙ

Как уже говорилось выше, ранее созданная модель эволюции мироедихинского бассейна (Петров, Семихатов, 1997) позволила определить седиментологические обстановки формирования каждого из десяти выявленных микрофитологических уровней. В результате удалось не только восстановить локализацию таксономически различных ассоциаций микроорганизмов на батиметрическом профиле бассейна, но и выявить неко-

торые особенности микробиоты во время трансгрессивного и регрессивного (включая стабильную составляющую последнего) этапов его развития, а также показать специфику фациально-экологической приуроченности отдельных показательных морфотипов.

В следующем ниже анализе палеоэкологической структуры мироедихинской микробиоты мы в значительной мере условно будем выделять три градации: эврибионтные, мезобионтные и стенобионтные формы. К первой отнесены те таксоны, которые встречены в осадках всех четырех главных зон рассматриваемого палеобассейна – верхней и нижней сублиторали, на проксимальном и дистальном шельфе. Ко второй градации отнесены формы, встреченные в двух или трех зонах (не обязательно пространственно сопряженных), а к третьей – присутствующие только в одной зоне.

Наиболее яркая черта латерального распределения мироедихинской микробиоты – это значительная бедность и низкое таксономическое разнообразие микрофоссилий в мелководных обстановках верхней сублиторали (ассоциации первого, второго, девятого и десятого уровней), увеличение обоих этих показателей в обстановках нижней сублиторали (ассоциации третьего, седьмого, восьмого, а на р. Большая Шориха и четвертого уровней) и особенно в среднеглубинной зоне проксимального шельфа (ассоциации четвертого и шестого уровней на рр. Мироедиха и Енисей), а также быстрое, но избирательное их сокращение в более глубоководных и дистальных условиях (ассоциация пятого уровня).

Как мы увидим далее, эти наиболее общие особенности распределения микрофоссилий отмечаются как на трансгрессивном, так и на регрессивном трендах развития бассейна и отражают наиболее важные черты латеральной структуры микробиоты. При этом, четко устанавливается обратная корреляция между шириной фациально-экологического распространения и обилия микрофоссилий, с одной стороны, и их таксономического разнообразия, с другой. Эврибионтные формы встречены в препаратах из всех зон и исчисляются во многих из них сотнями и тысячами экземпляров, но относятся лишь к небольшому числу таксонов, тогда как узко распространенные стенобионты обычно представлены небольшим количеством экземпляров, принадлежащих широкому спектру таксонов. Мезобионты по обилию и таксономическому разнообразию занимали промежуточное положение между стено- и эврибионтами, но в пределах своих ареалов иногда демонстрировали локальные количественные пики. Следует заметить, что большая часть стенобионтов, представляющая наиболее характерные члены микробиоты, группировалась в опре-

деленные наборы или субассоциации, которые, по-видимому, состояли из близких в биологическом отношении таксонов. Среди последних преобладают узкие эндемики или неописанные в литературе роды и/или виды.

Мироедихинские эврибионты представлены только наиболее простыми акритархами, колониальными коккоидными и нитчатými формами шести родов – *Leiosphaeridia*, *Muxococcoides*, *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Oscillatoriopsis* и *Polytrichoides*. При этом представители последнего рода тяготели преимущественно к среднеглубинным обстановкам и были очень редки как в глубоководных зонах дистального шельфа, так и на мелководье – отдельные *Polytrichoides* поднимались только до пограничной полосы между верхней и нижней сублиторалью, и то только на трансгрессивном этапе развития бассейна. Перечисленные эврибионты представлены примитивными планктонными эукариотами, а также планктонными и бентосными цианобактериями. К первым с высокой долей уверенности можно отнести все встреченные *Leiosphaeridia*, а к бентосным прокариотам – те *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides*, которые формировали протяженные дерновины, особенно характерные для мироедихинской сублиторали. Дискретные экземпляры этих чехлов, а также чехлы *Polytrichoides*, трихомы *Oscillatoriopsis* и коккоидные *Muxococcoides* в равной мере могли входить в состав планктонных и бентосных ценозов. В целом, набор количественно преобладавших мироедихинских эврибионтов включал широко известные транзитные таксоны верхнего докембрия.

Наиболее яркие представители стенобионтов образовывали две субассоциации, локализованные на трансгрессивной и регрессивной стадиях развития бассейна в двух дискретных биотопах – на нижней сублиторали и на проксимальном шельфе. Характерным архетипом субассоциации стенобионтов нижней сублиторали были широкие трубчатые, возможно кутикулярные образования, которые на трансгрессивном этапе (четвертый уровень, р. Большая Шориха) включали в основном гладкостенные *Taenitrichoides* и *Plicatidium*, а на регрессивном этапе (верхний подуровень шестого уровня и седьмой уровень, р. Енисей) – более крупные формы этих же родов в сопровождении *Rugosoopsis*, многочисленных неназванных трубчатых образований с поперечной ориентацией, *Pseudotawuia* и очень крупных (более 1 мм) вытянутых оболочек, возможно разделенных на камеры.

Субассоциация проксимального шельфа была морфологически и таксономически более разнообразной. На трансгрессивном и регрессивном трендах в ней присутствовали линейные агрегаты клеток с бутоновидными терминальными

структурами, *Trachytrichoides*, *Eosolena* и *Fabiformis*. На трансгрессивном тренде они сопровождались трихомоподобными *Arthrosiphon* и *Cephalopух*, орнаментированными *Rectia* и разнообразными, в том числе гетероцитными трихомами, а на регрессивном тренде, кроме того, очень широкими талломами возможных *Metaphyta*, новой разновидностью крупных *Pellicularia*, а также некоторыми неописанными морфотипами.

Особенности строения и размеры большинства мироедихинских стенобионтов (кроме трихома и части трихомоподобных образований четвертого уровня) исключают отнесение их к прокариотам, узкая локализация на шельфе свидетельствует в пользу бентосной природы, а своеобразие морфологии большинства этих форм позволяет думать, что среди них присутствуют возможные гетеротрофы (Герман, 1990). Следует отметить, что столь ясно обособленные сообщества подобных организмов, занимавших вполне определенные биотопы, в Северной Евразии в домироедихинских отложениях неизвестны.

Мироедихинские стенобионты, встреченные вне названных субассоциаций, представлены редкими и морфологически различными формами. На регрессивном тренде это были губчатые *Srimosina* (пятый уровень), своеобразные акритархи с гипертрофированной лофостриатностью и *Cerebrosphaera* (соответственно восьмой и седьмой уровни), *Chlorogloeopsis* и ряд сложных форм (шестой и седьмой уровни), а на трансгрессивном тренде – лишь *Arctacellularia* и *Sphaerogregus* (третий уровень). При очевидной разнородности перечисленных остатков (планктонные и бентосные эу- и прокариоты), их общей чертой была приуроченность к относительно мелководным обстановкам сублиторали.

Помимо перечисленных стенобионтов, в изученной микробиоте присутствуют представители некоторых других родов (*Palaeopleurocapsa*, *Circumvaginalis*, *Archaeotrichion*, *Obruchevella* и др.), которые в нашем материале встречены только в единичных экземплярах и в узких фациальных рамках, но в других докембрийских биотах они описаны в значительно более широком спектре условий (Hofmann, 1976; Knoll, Golubich, 1979; Сергеев, 1992 и др.). Понятно, что эти формы не отнесены к числу стенобионтов.

Мезобионты в мироедихинской биоте представлены очень широко. К ним относится более 50% всех идентифицированных родов. Наиболее частыми среди них являются среднеразмерные *Chuaria* (включая *Ch. globosa*), неокаймленные *Trachyhystrichosphaera*, мелкие *Nucellosphaeridium*, *Simia*- и *Navifusa*-подобные оболочки, все монстриозные акритархи, ценобиальные агрегаты *Leiosphaeridia*, а также *L. bicrura* Jank. и *L. ternata* (Tim.), *Sphaerophycus*, *Palaeolyngbya* (в том числе

P. sphaerocephala), *Caudosphaera* и самые узкие талломы *Pseudodendron*. Эти таксоны встречены во всех зонах мироедихинского шельфа, кроме верхней сублиторали. Более ограниченным ареалом среди мезобионтов обладали самые крупные *Chuaria*, *Nucellosphaeridium*, *Pterospermopsimorpha* и преобладающая часть неописанных сложно построенных форм, приуроченные в основном к проксимальному шельфу, а также *Coniunctiophycus*, возможные остатки бангиофит и *Elatera*, тяготевшие к нижней сублиторали. Среди названных мезобионтов лишь монстриозные акритархи и сложно построенные формы концентрировались в осадках регрессивного тренда, а остальные имели сходное фациальное распространение на трансгрессивном и регрессивном трендах. Сказанное в полной мере относится и к количественно доминирующим типичным мезобионтам мироедихинского шельфа – большинству размерных генераций *Chuaria*, *Ostiana*, *Asperatofilum*, *Taenitricoides*, *Cephalophytarion*, *Filiconstrictosus*, *Palaeolyngbya*, *Germinosphaera* и *Pseudodendron*, к окаймленным *Trachyhystrichosphaera*, *Prolatoforma*, *Simia* и другим таксонам (*Valeria*, *Cucumiforma*, *Konderia*, *Polysphaeroides*, *Coneosphaera*, *Archaeoellipsoides*, *Brevitrichoides*, *Glomovertella* и др.). Все они более или менее равномерно распределялись на нижней сублиторали и проксимальном шельфе, лишь иногда сгущаясь в некоторых местообитаниях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из сказанного следует, что каждая из четырех главных зон мироедихинского шельфа характеризовалась своим собственным набором микрофоссилий. В обстановках верхней сублиторали присутствовали лишь немногочисленные эврибионты, а в более мористых и глубоководных обстановках, кроме того, появлялись те или иные мезобионты и стенобионты. В результате максимальным обилием и разнообразием обладали сообщества нижней сублиторали и проксимального шельфа, в которые входили почти все известные в мироедихинской биоте морфо- и экотипы. На дистальном шельфе, на фоне общего падения разнообразия наиболее резко сокращалось количество мезобионтов и особенно стенобионтов, которые были представлены здесь только одним родом проблематичных акритарх. Такое латеральное распределение микрофоссилий прослежено как на трансгрессивном, так и на регрессивном этапах развития бассейна, что позволяет говорить об устойчивости фациально-экологической структуры биоты при значительной миграции фациальных зон.

Ранее, на примере ряда рифейских микробиот Сибири, нами было показано, что главными факторами, определявшими упомянутую структуру, были глубина, гидродинамическая активность

среды и положение биоты на трансгрессивном, регрессивном или относительно стабильном этапах развития бассейна. В соответствии с этим, были выделены четыре таксономически различные фашиально-экологические группировки микрофоссилий – мелководная, переходная, “оптимальная” или среднеглубинная и глубоководная (Вейс, Петров, 1994; Петров, Вейс, 1995). Рассмотрим вклад названных факторов в латеральное распределение мироедихинских микрофоссилий (рис. 2).

Изменение глубины бассейна во времени определяло динамику его полномасштабной реколонизации, а латеральные вариации этого фактора в каждый момент контролировали формирование знакомой нам по другим примерам общей пространственной структуры инситной биоты. При этом ареалы мезобионтов и особенно стенобионтов по вполне понятным причинам были жестко привязаны к определенным участкам профиля бассейна, тогда как эврибионты оккупировали все зоны последнего, лишь иногда обнаруживая количественные вариации состава от одной зоны к другой. Стенобионты, за исключением глубоководных *Srimosina*, были приурочены только к зоне средних глубин, тогда как значительная часть мезобионтов выходила за пределы этой зоны. Так, *Glomovertella* и *Polytrichoides* проникали на верхнюю сублитораль, а те же *Polytrichoides* в сочетании с *Chuaria*, *Trachyhystrichosphaera* и другими – в область дистального шельфа, образуя там вместе с типичными эврибионтами характерные обедненные сообщества.

Таким образом, в каждой из фашиально-экологических зон мироедихинского и других рифейских бассейнов существовал свой собственный континуум биологически и палеоэкологически разнородных организмов. Во всех зонах шельфа в каждый континуум входили сообщества простых фототрофных эу- и прокариотных эврибионтов. С ростом глубины в данные сообщества вначале внедрялись более совершенные про- и эукариотные фото- и гетеротрофные мезобионты, позднее к ним присоединялись стенобионты, включавшие самых высоко организованных членов биот, а при достижении еще больших глубин такие континуумы лишались тех и других. Иначе говоря, глубина бассейна была кардинальным абиотическим фактором, воздействовавшим на биоту от времени заселения бассейна высоко толерантными эврибионтами, до более позднего появления там мезобионтов, а в определенных зонах и особенно требовательных к среде стенобионтов.

Несомненное влияние на структуру мироедихинской микробиоты оказывало и изменение гидродинамики среды в проксимальных частях шельфа. В наименьшей степени это влияние ощущали эврибионты, которые по мере роста гидродинамики претерпевали лишь незначительный количественный спад. Более ясно данный фактор воздействовал на мезобионтов и стенобионтов,

ограничивая экспансию про- и эукариотного бентоса (*Pseudodendron*, *Sphaerocongregus*, возможных бангиофит, некоторых сложно построенных образований) в зону верхней сублиторали и, видимо, способствуя проникновению в относительно мелководные обстановки ряда примечательных планктонных форм (очень крупных *Chuaria*, *Valeria*, *Trachyhystrichosphaera*, *Cucumiforma*, *Simia*, *Copeosphaera* и др.). Наконец, можно предположить, что гидродинамика жестко контролировала ареалы субассоциаций широких трубчатых (?кутикулярных) стенобионтов, которые известны в основном в относительно тиховодных обстановках нижней сублиторали внутреннего шельфа.

Связь между таксономическим составом сообществ микроорганизмов и их положением на трансгрессивном или регрессивном трендах развития бассейна на мироедихинском примере проявлялись только в локализации сложно построенных мезо- и стенобионтов, в особенности тех из них, которые вероятно принадлежали к эволюционным новациям. В данном контексте надо подчеркнуть следующие три обстоятельства. 1) Преобладающая часть сложно построенных форм и почти все эволюционные новации обнаружены на регрессивном этапе, в широком спектре обстановок нижней сублиторали и проксимального шельфа. Именно здесь встречены новые разновидности *Pellicularia* и *Valeria*, большинство монстриозных акритарх, а также *Cerebrosphaera*, *Elatera*, орнаментированные ?кутикулярные образования и широкая выборка неописанных форм. 2) На трансгрессивном этапе названные или близкие члены биоты были не только менее обильны и разнообразны, но и появлялись лишь на короткое время в самом конце данного этапа в наиболее глубоководных обстановках проксимального шельфа. 3) Все примечательные мезо- и стенобионты трансгрессивного этапа, кроме *Arthrosiphon*, *Cephalonyx*, *Eosolena*, *Polysphaeroides filiformis* и нескольких неописанных сложно построенных образований, представлены транзитными таксонами.

Иначе говоря, различия в составе микробиоты на трансгрессивном и регрессивном этапах развития бассейна проявлялось в специфике размещения только высокоорганизованных мезо- и стенобионтов. Эта специфика приводила к росту обилия, разнообразия и латерального распространения сложно построенных образований лишь на регрессивном этапе. В Статье 2 мы вернемся к этому феномену и покажем, что он был обусловлен не только изменениями абиотических факторов, но и автогенными процессами, протекавшими в самой биоте.

Из сказанного вытекает, что общая латеральная структура мироедихинской микробиоты, выраженная в обособлении четырех таксономически различных и пространственно сопряженных группировок (мелководной, переходной, “оптимальной” и глубоководной), воспроизводилась

дважды – на трансгрессивном и регрессивном этапах развития бассейна, но отличалась некоторым своеобразием на отдельных возрастных срезах. Общими чертами палеоэкологического распределения биоты на обоих этапах были: 1) приуроченность мелководных группировок только к верхней сублиторали и почти полная идентичность их состава в широком временном диапазоне (ассоциации первого, второго, девятого и десятого уровней); 2) концентрация характерных представителей “оптимальных” группировок в наиболее глубоководных обстановках нижней сублиторали и на открытом проксимальном шельфе (ассоциации четвертого, шестого и, отчасти, седьмого уровней); 3) резкое падение обилия и разнообразия микрофоссилий при переходе от “оптимальной” к глубоководной группировке на трансгрессивном этапе и полное восстановление обоих этих показателей при обратном переходе от глубоководной к “оптимальной” группировке на регрессивном этапе (ассоциации четвертого–пятого и пятого–шестого уровней, соответственно).

Следовательно, главные черты палеоэкологического распределения сообществ микроорганизмов в мироедихинском бассейне отвечали такому установленным нами в других рифейских бассейнах Сибири (Вейс, Петров, 1994; Петров, Вейс, 1995). Вместе с тем, мироедихинская микробиота демонстрирует некоторые специфические особенности данного распределения. К их числу прежде всего относится появление обедненной переходной группировки на нижней сублиторали трансгрессивного этапа (ассоциация третьего уровня) и отсутствие подобной группировки на регрессивном этапе. Сопоставимая по батиметрической позиции нижнесублиторальная ассоциация этого этапа (микроостатки восьмого уровня) таксономически более разнообразна и скорее представляет “оптимальную” группировку. Другой особенностью латеральной структуры мироедихинской биоты является необычный состав ее глубоководной группировки (ассоциация пятого уровня). Она неожиданно оказалась близкой к переходной группировке третьего уровня и отличается от нее по- существу лишь иной количественной компоновкой таксонов, присутствием губчатых оболочек *Sponosina*, переплетенных узких талломов *Pseudodendron* и структур прорастания грибов и/или водорослей *Caudosphaera*, которые не характерны для типичных переходных группировок как мироедихинского, так и других изученных нами рифейских бассейнов Сибири.

Такая специфика рассматриваемой глубоководной ассоциации могла быть связана как с тафономическими, так и с фациально-экологическими причинами. Роль тафономии подчеркивает два обстоятельства. Во-первых, наличие в глубоководных глинистых породах пятого уровня характерных микрослойков, обогащенных разложившимся органическим веществом и свидетельствующим

о былом широком развитии обильных ценозов бентосных деструкторов. Во-вторых, обогащение таким веществом только серо- и зеленоцветных разновидностей этих пород и его отсутствие в ассоциированных их красноцветных разновидностях. Косвенным подтверждением сказанного служит тот факт, что доказанные глубоководные докембрийские отложения лишь очень редко содержат остатки микроорганизмов: по-видимому, последние обладали общим низким фоссилизационным потенциалом (Oehler, 1977; Vidal, Nystuen, 1990). Влияние фациально-экологических причин на состав ассоциаций пятого уровня могло определяться относительно небольшой глубиной мироедихинского дистального шельфа, видимо не превышавшей сотни метров (Петров, Семихатов, 1997). Такие условия вызывали редукцию “оптимальной” группировки, но были недостаточными для формирования полноценного глубоководного сообщества. В итоге место последнего занимали реликты “оптимальной” группировки, включавшие мироедихинских эврибионтов, наиболее толерантных мезобионтов и редких собственно глубоководных стенобионтов.

Итак, несмотря на некоторое своеобразие фациально-экологического распределения, мироедихинская микробиота демонстрирует ясную приверженность выявленной нами ранее общей пространственной упорядоченности микроорганизмов в рифейских бассейнах. Эта упорядоченность определялась зависимостью таксономического состава сообществ микроорганизмов от занимаемой ими позиции на батиметрическом профиле бассейна, от гидродинамической активности среды и от положения сообществ на трансгрессивном или регрессивном трендах развития бассейна. Судя по всему, такая зависимость явилась следствием фундаментальной дифференциации докембрийской биоты на качественно различные составляющие. В результате в мелководной, переходной и глубоководной зонах рифейских бассейнов сосредотачивались контрастные по своей природе, но в целом морфологически простые микроорганизмы, обладавшие исключительно низкими темпами преобразований во времени. В отличие от этого, члены “оптимальной” группировки (сообщества), занимавшей на различных возрастных срезах одну и ту же среднеглубинную экологическую нишу, включали не только упомянутые простые и консервативные микроорганизмы, но и сложно построенные члены микробиот. Именно среди этих членов на фоне постоянных вариаций состава микробиот, связанных с мегациклическостью развития бассейнов рифея, возникали показательные морфологические новации, которые можно связывать с проявлением макроэволюционных процессов. Абстрагируясь от деталей можно заключить, что одной из причин формирования “оптимальной” группировки в бассейнах докембрия, было со-

здание биологического субстрата и экологического пространства для эволюционного экспериментирования древней биоты, не несущего в случае отрицательных результатов такого экспериментирования опасности ее тотальной деградации. К более подробному анализу изменения мироедихинской микробиоты в хронологическом аспекте мы обратимся в статье 2.

Авторы выражают глубокую признательность М.А. Семихатову за конструктивное участие в решении наиболее сложных проблем, возникавших на различных этапах наших исследований и М.Б. Бурзину за ценные критические замечания, сделанные при обсуждении наших результатов. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, Проект 96-05-64329.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вейс А.Ф.* Микрофоссилии рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 47–64.
- Вейс А.Ф.* Органотенные микрофоссилии докембрия – важнейший компонент древней биоты // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 265–282.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.* Микрофоссилии рифея и венда Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 114–130.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.* Микробиоты керпильской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 41–58.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю.* Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 97–129.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г.* Преобразование фациально-экологической структуры древних биот во времени и стратиграфия рифея // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 85–96.
- Герман Т.Н.* Находки массовых скоплений трихомов в рифее // Микрофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л.: Наука, 1974. С. 6–10.
- Герман Т.Н.* Органический мир миллиард лет назад // Л.: Наука, 1990. 52 с.
- Заварзин Г.А.* Бактерии и состав атмосферы. М.: Наука, 1984. 199 с.
- Ивановская А.В., Казанский Ю.П., Тимофеев Б.В.* Распределение фитопланктона и среда осадкообразования в рифее // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 173–182.
- Крылов И.Н., Заварзин Г.А.* Условия образования карбонатных толщ в верхнем рифее Южного Урала // Докл. АН СССР. 1983. Т. 300. № 5. С. 1223–1225.
- Михайлова Н.С.* Мироедихинская и деревнинская микробиоты Сибири // I Всес. конференц. “Актуальные проблемы современной альгологии”. Тез. докл. Киев: Наук. думка. 1987. С. 189–190.
- Петров П.Ю., Вейс А.Ф.* Фациально-экологическая структура деревнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 13–41.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А.* Строение и условия формирования трансгрессивного верхнерифейского комплекса: мироедихинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 1. С. 1–22.
- Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука. 1992. 134 с.
- Сергеев В.Н., Нолл Э.Х., Заварзин Г.А.* Первые три миллиарда лет жизни: от прокариот к эвкарриотам // Природа. 1996. № 6. С. 54–67.
- Тимофеев Б.В.* Сфероморфиды протерозоя. Л.: Наука. 1969. 146 с.
- Тимофеев Б.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С.* Микрофоссилии докембрия, кембрия и ордовика. Л.: Наука, 1976. 106 с.
- Янкаускас Т.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С. и др.* Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 352 с.
- Burzin M.B.* Late Vendian (Neoproterozoic III) microbial and algal communities of the Russian Platform: models of facies-dependent distribution, evolution and reflection of basin development // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. Milano 1996. Vol. 102. № 3. P. 307–316.
- Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K.* Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfiellet Formation, Spitsbergen // Fossil and Strata. 1994. № 15. 84 p.
- Hofmann H.J.* Precambrian microflora Belcher Islands, Canada: significance and systematics // J. Paleontolog. 1976. V. 50, № 6. P. 1040–1073.
- Hofmann H.J., Jackson G.D.* Shale-facies Microfossils from the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada // Paleontol. Soc. Mem. 37. 1994. V. 68. № 4. P. 1–40.
- Knoll A.H.* The Early Evolution of Eukaryotes: A Geological Perspective. Science. 1992. V. 256. P. 622–627.
- Knoll A.H., Golubic S.* Anatomy and Taphonomy of a Precambrian algal stromatolite // Precamb. Res. 1979. V. 10. № 1. P. 115–151.
- Knoll A.H., Swett K., Mark J.* Paleobiology of a Neoproterozoic tidal-flat / lagoon complex: the Draken Conglomerat Formation, Spitsbergen // J. Paleontology. 1991. V. 65. P. 531–570.
- Knoll A.H., Sergeev V.N.* Taphonomic and evolutionary changes across the Mezoproterozoic–Neoproterozoic transition // N. Jb. Palaeontol., Abh. 1995. Bd. 195. Hf. 1–3. P. 289–302.
- Oehler J.H.* Microflora of the H.Y.C. Pyritic Shele Member of the Barney Creek Formation (Mc Arthur Group), Middle Proterozoic of Northern Australia // Alcheringa. 1977. V. 1. P. 315–349.
- Schopf J.W.* (ed.) The Earth's earliest biosphere // Princeton Univ. Press. Princeton, N.-Jersey. 1983. 543 p.
- Schopf J.W., Klein C.* (eds.) The Proterozoic biosphere. Camb. Univ. Press. Cambridge. 1992. 1348 p.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Grotzinger J. P.* Paleobiology of the Mesoproterozoic Billyakh Group, Anabar Uplift, Northern Siberia // J. Paleontol. V. 69. № 1. P. 1995. 37 p.
- Vidal G., Nystuen J.P.* Micropaleontology, depositional environments and biostratigraphy of the Upper Proterozoic Hedmark Group, southern Norway // Amer. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 170–211.
- Zhang Wen-long, Walter M.R.* Late Proterozoic and Early Cambrian microfossils and biostratigraphy, northern Anhui and Jiangsu, centraleastern China // Precamb. Res. 1992. V. 57. P. 243–323.

Рецензенты М.Б. Бурзин, М.А. Федонкин

УДК 551.71:561.2(71)

МИКРОФОССИЛИИ В МИКРОФИТОЛИТАХ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ФОРМАЦИИ ГАНФЛИНТ ЮЖНОЙ КАНАДЫ

© 1998 г. В. Н. Сергеев, М. А. Семихатов, Л. М. Мудренко

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

Поступила в редакцию 21.01.97 г.

Окремненные микрофитоциты группы *Osagia* из палеопротерозойской (нижнепротерозойской) формации Ганфлинт Южной Канады (около 1.9 млрд. лет) содержат хорошо сохранившиеся остатки микроорганизмов, которые представлены нитчатыми формами рода *Gunflintia* (*G. minuta*, *G. grandis*), образующими вытянутые по слоистости озагий скопления (маты), и гораздо более редкими коккоидными микрофоссилиями *Hugoniospora* sp., рассыпанными внутри матов. Первые являются, по-видимому, остатками осцилляториевых или ностоковых цианобактерий, а вторые – одноклеточных хроококковых цианобактерий. Те же микрофоссилии встречаются в полуокатанных уплощенных фрагментах строматолитовых наслоений, в хорошо окатанных пеллетах, а иногда и в мелких столбчатых строматолитах, присутствующих в изученных образцах. Кремневый матрикс последних содержит лишь редкие остатки планктонных микроорганизмов. Господство внутри *Osagia* представителей рода *Gunflintia* и форма их залегания подтверждают ранее высказанное предположение, что концентрически-слоистые микрофитоциты докембрия формировались при участии нитчатых гормогониевых цианобактерий, слагавших плотные маты на поверхности формировавшихся микрофитоцитов. Состав микрофоссилий в озагиях отличается по их количественному составу от их составов, ранее установленных в различных по морфологии сопутствующих строматолитах.

Ключевые слова. Микрофитоциты, микрофоссилии, цианобактерии, онкоциты, строматолиты, палеопротерозой, нижний протерозой, Северная Америка.

В окремненных микрофитоцитах докембрия остатки микроорганизмов сохраняются крайне редко, хотя обычно принимается, что сообщества микробов играли существенную роль в формировании этих биолитов. В настоящее время известно лишь несколько подобных находок, происходящих из палеопротерозойских (нижнепротерозойских) формаций Ганфлинт Северной Америки и Фрир Австралии и из позднерифейско-вендской чичканской свиты Южного Казахстана (Barghoom, Tyler, 1965; Walter et al., 1976; Awramik, Barghoom, 1977; Hofmann, Schopf, 1983; Сергеев, Мудренко, 1997). Несколько чаще внутри окремненных докембрийских микрофитоцитов сохраняются эндолитические микроорганизмы (Knoll et al., 1986, 1989; Green et al., 1988), но они проникали в уже сформированные биолиты и не имели отношения к их формированию. Что же касается кембрийских микрофитоцитов, то они иногда содержат остатки микроорганизмов в карбонатной форме сохранности (Якшин, 1978) в связи с появлением в это время водорослей с обильным чехлом (Лучинина, 1988; Воронова, 1976). Однако палеозойский материал не может привлекаться для создания модели формирования докембрийских микрофитоцитов в связи с существенными изменениями в биосфере, произошедшими у гра-

ницы докембрия и кембрия (Brasier, 1992; Schopf Klein, 1992; Knoll et al., 1993).

В предлагаемой статье главное внимание мы уделяем находке уникальных по сохранности остатков окремненных микроорганизмов в микрофитоцитах палеопротерозойской формации Ганфлинт Южной Канады, морфологии и систематической принадлежности содержащих их микрофитоцитов. Кроме того, мы описываем иные по морфологии и по генезису окремненные образования (обломки строматолитовых наслоений и пеллеты), которые тоже содержат окремненные микрофоссилии, и проводим сравнение составов микрофоссилий, встречающихся в различных объемах.

В предшествующих публикациях, касавшихся остатков микроорганизмов в микрофитоцитах формации Ганфлинт (Barghoom, Tyler, 1965; Awramik, Barghoom, 1977), внимание концентрировалось на составе этих остатков, а заключающие их микрофитоциты по существу не описывались. Характеристику последних можно найти в работе Х. Хофмана, в которой наряду со строматолитами из названной формации рассмотрены и присутствующие в ней онкоциты. Они описаны как Form G (Hofmann, 1969, с. 18, 19) и отнесены к группе *Osagia Twenhofel*, однако наличия в них фоссилизированных остатков цианобактериаль-

ных сообществ отмечено не было. Между тем, именно на материале из формации Ганфлинт впервые была намечена корреляция между морфологией и микроструктурой строматолитов, с одной стороны, и статистическими особенностями состава микроорганизмов – возможных строматолитостроителей, с другой (Awramik, 1976; Awramik, Semikhatov, 1979).

Поэтому особый интерес представляет анализ таксономического состава микрофоссилий, обнаруженных в ганфлинтских и в иных по морфологии докембрийских микрофитолитах (Сергеев, Мудренко, 1997). Подобное сравнение может явиться первым шагом на пути выявления возможной корреляции морфологических особенностей микрофитолитов, которые одно время рассматривались как перспективный инструмент биостратиграфии докембрия (Журавлева, 1964 и др.), с составом содержащихся в них микрофоссилий.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Материал, послуживший основой для написания статьи, был собран М.А. Семихатовым в 1973 г. в 10 км к западу от пос. Шрайбер (рисунок) на северо-западном побережье оз. Верхнего, провинция Онтарио, Канада (обнажение № 78418, указанное в работе Hofmann, 1969, и известное как Уинстон Пойнт) и хранится в Геологическом институте РАН, коллекция № 4313. Этот материал происходит из основания железорудной формации Ганфлинт, входящей в состав серии Анимики. Последняя с резким несогласием залегает на архейском гранит-зеленокаменном комплексе и представляет собой относительно маломощную (1.5–2.0 км), слабо измененную (не выше зеленосланцевой фации) и мало деформированную преимущественно осадочную толщу, которая накопилась в северной краевой части палеопротерозойского бассейна, располагавшегося в окрестностях оз. Верхнее и восточного побережья оз. Мичиган (Douglas, 1972; Sims et al., 1981; Morey, Van Schmus, 1988). В южной части этого бассейна палеопротерозойские отложения имеют существенно вулканогенный состав и включают в себя доанимикские толщи, которые выклиниваются к северу.

На северо-западном побережье оз. Верхнее формация Ганфлинт отделяется от архейского основания лишь небольшим (до 2–3 м) прерывистым горизонтом кварцитов и конгломератов формации Какабека и представлена чередованием глинистых сланцев, кремнистых и железисто-кремнистых пород (таконитов), местами содержащих строматолиты и микрофитолиды, граувакк, редких вулканитов и доломитов. В разрезе Уинстон Пойнт в основании формации залегает пестроцветная железисто-кремнистая пачка мощностью 1.2–1.5 м, в которой присутствуют стромато-

литовые постройки и тяготеющие к ним микрофитолиды (так называемая нижняя водорослевая пачка). Выше залегают глинистые сланцы видимой мощностью до 10–12 м, а в более южных районах и вышележащие члены формации.

Строматолиты слагают обособленные либо соединяющиеся биогермы от 10–12 см до 1.5 м в поперечнике и до 15–45 см высотой и, как подчеркнул Х. Хофманн (Hofmann, 1969), отличаются рядом особенностей: малыми размерами, очень тонкой слоистостью, присутствием (преимущественно в темноокрашенных разностях) окремненных микрофоссилий хорошей сохранности и тесной ассоциацией с кремнистыми сфероидными (оолитами и онколитами). Морфологически эти строматолиты довольно разнообразны и в своем большинстве представлены мелкими, часто и активно ветвящимися столбчатыми постройками (Hofmann, 1969; Cloud, Semikhatov, 1969; Awramik, Semikhatov, 1979). В нашем материале представлены мелкие неправильные ветвящиеся формы с прерывистой стенкой, которые сходны с постройками Form B, описанными Х. Хофманном (Hofmann, 1969). Однако имеющийся материал (несколько сечений в маленьких петрографических шлифах) не позволяет провести более точное сравнение. Диаметр присутствующих столбиков не превышает 8–10 мм; расстояние между ними колеблется от долей сантиметра до 2–3 см. В межстолбиковом пространстве обычно присутствуют белые, серые, зеленоватые, красные и черные окремненные онколиты, удлиненные плоские обломки (флейксы) строматолитовых наслоений и округлые неслоистые кремнистые обломки (пеллеты), заключенные в микрозернистом кремневом матриксе. Описанные в статье окремненные онколиты с микрофоссилиями в большинстве своем происходят из межстолбикового пространства, но встречаются и внутри строматолитовых слоев.

Возраст надсерии Анимики обычно считают близким к 1900–2000 млн. лет (Hofmann, Schopf, 1983; Schopf, Klein, 1992 и ссылки в этой сводке). U-Pb возраст вулканогенных цирконов, залегающих в аналогах нижней части серии Анимики на южном побережье оз. Верхнего, составляет 1910 ± 10 млн. лет, а вся серия охвачена пенюкенской складчатостью, пик которой датируется 1840–1850 млн. лет (Morey, Van Schmus, 1988; Hofmann, 1988).

МИКРОФИТОЛИТЫ ФОРМАЦИИ ГАНФЛИНТ И ЗАКЛЮЧЕННЫЕ В НИХ МИКРОФОССИЛИИ

Микрофитолиды и микрофоссилии формации Ганфлинт изучались по стандартной методике в обычных петрографических шлифах в проходящем свете. Размеры ганфлинтских микрофоссилий таковы, что они обычно целиком располага-

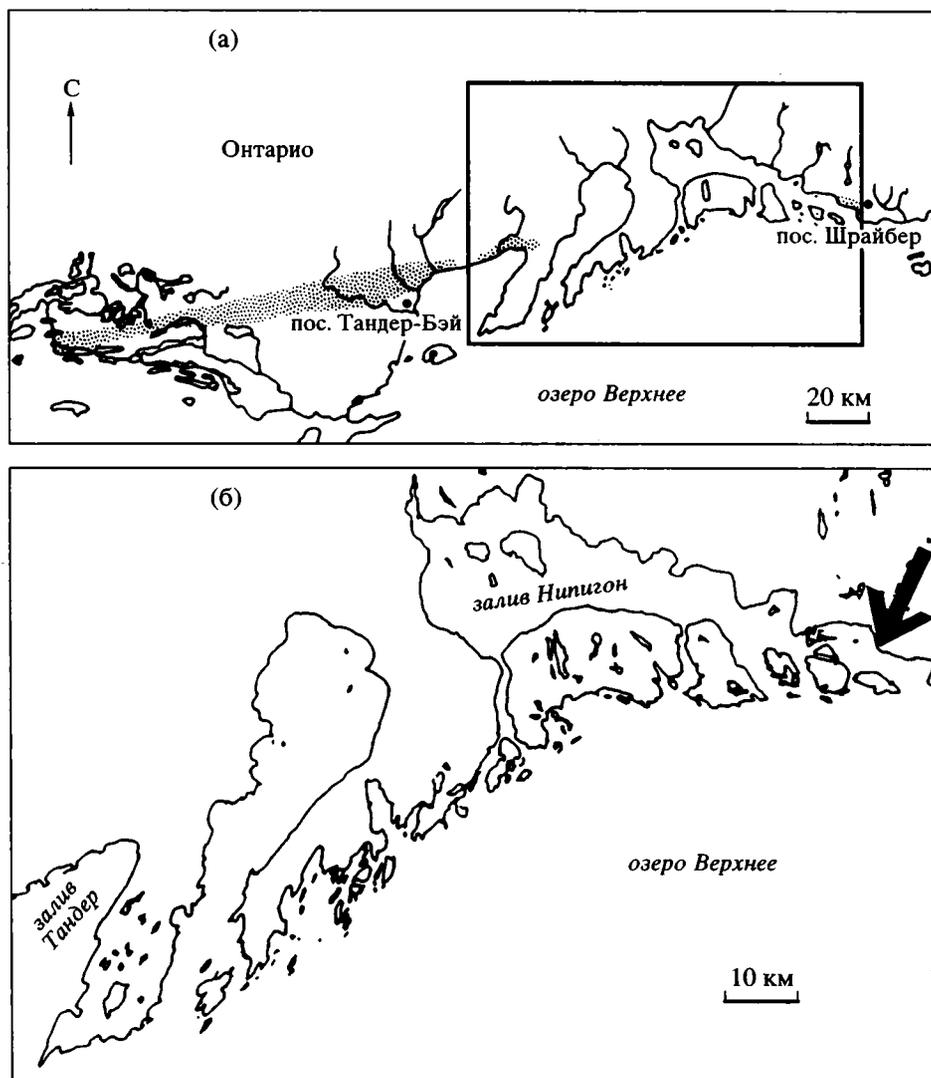


Рис. 1. Схематическая карта северо-западного побережья оз. Верхнее (а) и место сборов изученных окремненных микрофитоцитов (б).

ются в объеме шлифа толщиной около 30 мкм, редко срезаясь его ограничениями. Это дает возможность получить представительные данные о размерах и морфологии остатков микроорганизмов. Что же касается микрофитоцитов, имеющих значительно большие размеры (до 0.7 мм), то они в шлифах неизбежно оказываются в виде срезов. Однако все докембрийские микрофитоциты изучаются по их сечениям в шлифах и именно на таких сечениях основывается их диагностика (Журавлева, 1964), хотя это и вызывает определенные трудности в их сравнении (Мудренко, 1991, 1992). Однако в нашем случае трудности диагностики определялись не этим, а тем, что микрофитоциты представлены окремненной формой сохранности, тогда как все их валидные таксоны были установ-

лены по карбонатным разностям, обладающим существенно иной микроструктурой.

Встреченные онколиты представлены концентрически-слоистыми образованиями с диаметром желвачков 0.3–0.7 мм (табл. I, фиг. 1, 8, 10, табл. II, фиг. 3). Их слоистость определяется чередованием различных по толщине (от 5–8 до 30–35 мкм) обычно довольно хорошо выдержанных более темных и более светлых наслоений, которые окрашены в темно-коричневый, темно-желтый и светло-желтый или светло-серый цвета и нередко содержат то или иное количество микрофосфориль варьирующей, но в большинстве случаев очень хорошей сохранности. Эти микрофитоциты относятся к группе (формальному роду) *Osagia* Twenhofel и имеют определенное сходство с

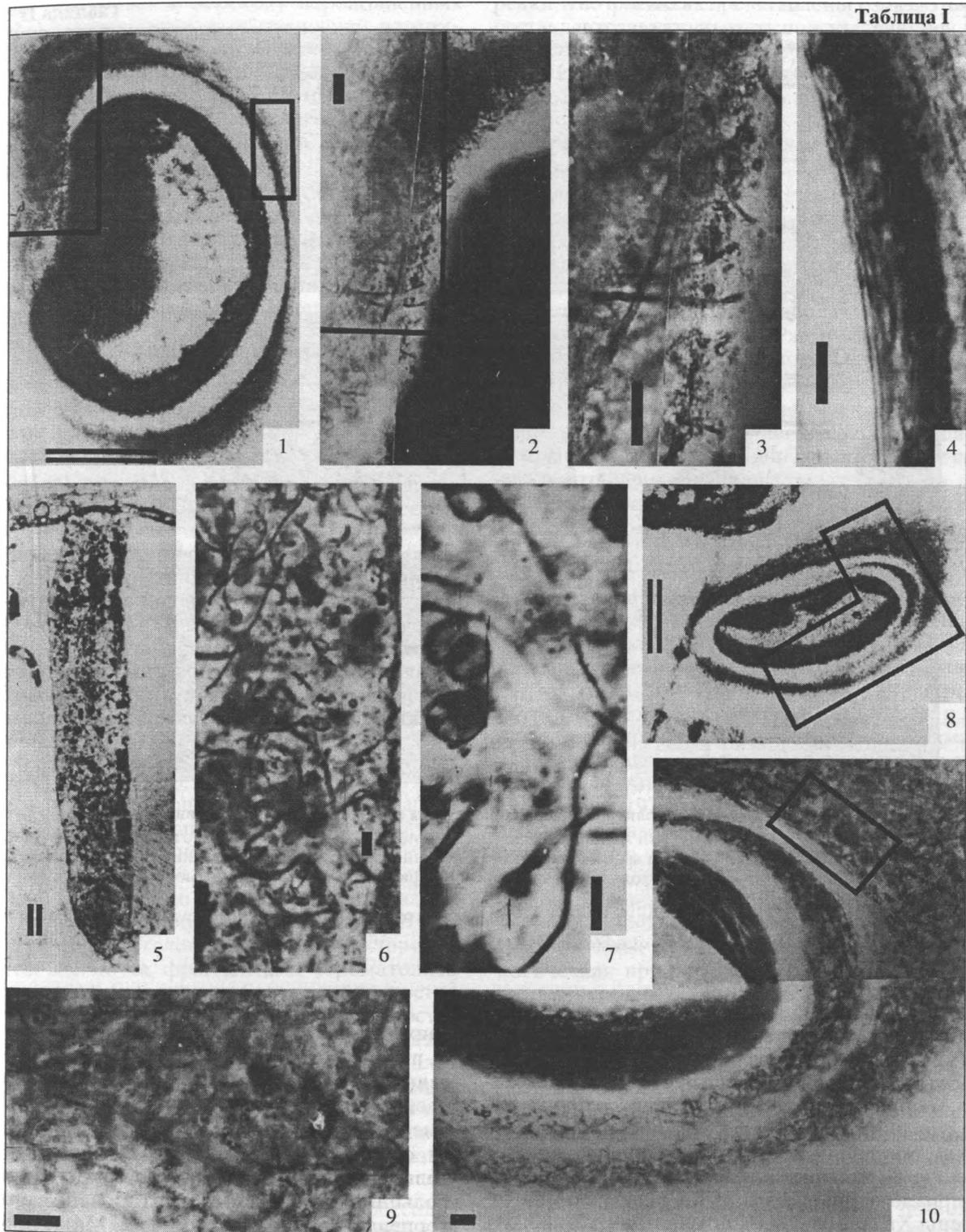


Таблица I. Окремненные микрофитолииты и содержащиеся в них микрофоссилии формации Ганфлинт.

1–4 – *Osagia* sp. с колониями нитей *Gunflintia minuta*, шлиф № 744–96, т. 1 (фиг. 2 отвечает левому прямоугольнику, очерченному на фиг. 1); фиг. 3 отвечает прямоугольнику, очерченному на фиг. 1); фиг. 4 отвечает правому прямоугольнику, очерченному на фиг. 1); 5–7 – обломок строматолитового наслоения с микрофоссилиями *Gunflintia* и *Huroniospora*, шлиф № 745–96, т. 1; 8–10 – *Osagia* sp. со слоями, сложенными “губчатой тканью” – колониями нитей *Gunflintia* со сфероидными *Huroniospora*, шлиф № 744–96, т. 3 (фиг. 10 отвечает шестиугольнику, очерченному на фиг. 8, фиг. 9 – прямоугольнику на фиг. 10). Все шлифы изготовлены из образца № 1043–78, коллекция ГИН РАН № 4313.

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

ококковых цианобактерий (Awramik, Barghoorn, 1977; Golubic, Barghoorn, 1977) – обычных симбионтов в матах гормогониевых цианобактерий (Golubic, 1976; Knoll, Golubic, 1979; Knoll, 1982). Однако крайняя простота морфологии данных микрофоссилий делает этот вывод не окончательным. Может оказаться, что они являются остатками биологически других микроорганизмов, даже эукариот. Более определенной является интерпретация микроостатков, отнесенных к виду *Corymbococcus hodgkissii* Awramik et Barghoorn, которые по морфологическим особенностям близки к планктонным цианобактериям рода *Aphanocapsa* (Awramik, Barghoorn, 1977).

Таким образом, микрофоссилии, обнаруженные в ганфлинтских онколитах группы *Osagia*, представляют собой остатки матриформирующих гормогониевых цианобактерий, между нитей которых рассеяны резко подчиненные им количественно остатки коккоидных симбионтов. Ниже мы увидим, что данные о господстве в ганфлинтских озагиях нитчатых микроорганизмов могут иметь далеко идущие последствия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ранее при изучении катаграфий группы (формального рода) *Nubecularites* Maslov из чичканской свиты верхнего рифея-венда Казахстана В.Н. Сергеевым и Л.М. Мудренко (1997) было установлено, что большинство этих образований представляет собой окатанные или деформированные фрагменты колоний одноклеточных хроококковых цианобактерий *Gloeodiniopsis dilutus* Ogurtsova et Sergeev. Это заключение в целом соответствует первоначальной интерпретации катаграфий *Nubecularites* как окатанных обрывков водорослевых пленок (Маслов, 1937).

Важной особенностью *Nubecularites* и сходных с ними образований является отсутствие синтетических форм. Поскольку внутренняя структура этих микрофитоцитов в целом соответствует структуре мата или колонии коккоидных микроорганизмов, оставалось предположить, что отсутствие синтетических желваков было предопределено неспособностью коккоидных форм к скользящему движению и реколонизации поверхности неприкрепленных к субстрату (перекаты-вавшихся по дну) катаграфий. Однако энтофизалесовые цианобактерии способны к успешной эвакуации при засыпании их осадком и реколонизации его поверхности за счет формирования многочисленных мобильных глеокапсовидных колоний (Golubic, Hofmann, 1976). Именно эта особенность позволяет им, наряду с нитчатыми формами, участвовать в образовании прикрепленных к субстрату слоистых биолитов – строматолитов (Golubic, 1976; Knoll, 1982; Schopf, Klein, 1992 и ссылки в этих публикациях). Что же касается неприкрепленных микрофитоцитов, форми-

ровавшихся в гидродинамически более активных обстановках, то в образовании концентрически-слоистых и синтетических их разностей (в частности, озагий) первостепенную роль, видимо, играла способность нитчатых (гормогониевых) цианобактерий к созданию плотных матов, способных противостоять гидродинамике среды и оплетать сферические образования с полной или частичной их инкапсуляцией. Поэтому было высказано предположение, что формирование концентрически-слоистых форм, образующих синтетические желваки, контролировалось гормогониевыми (нитчатыми) цианобактериями (Сергеев, Мудренко, 1997), что подтверждается и лабораторным моделированием (Мудренко и др., 1993).

Это предположение прямо подтверждается данными по ганфлинтским микрофитоцитам. Последние представляют собой концентрически-слоистые формы группы *Osagia*, иногда образующие синтетические желвачки, и они содержат остатки матов, сформированных гормогониевыми нитчатыми микрофоссилиями рода *Gunflintia*. Присутствующие в этих матах очень редкие коккоидные формы (сфероиды рода *Huroniospora*) являются остатками статистически незначимых организмов-симбионтов.

Состав микрофоссилий, встреченных в пеллетах (в окатанных обломках окремненных карбонатных осадков) и в онколитах, различен как в качественном, так и в количественном отношении. В пеллетах среди господствующих нитчатых форм роль явного лидера принадлежит *G. minuta*. Коккоидные *Huroniospora* здесь очень редки, зато в значительном количестве появляются бентосные микрофоссилии сложной формы *Eoastrion* и в единичных экземплярах возможно планктонные *Eomicrhystridium*. В то же время в онколитах в набор нитчатых форм помимо *G. minuta*, входят более редкие *G. grandis*, роль коккоидных форм несколько растет, а микрофоссилии сложной формы исчезают. Это позволяет предполагать, что ассоциации автохтонных микроорганизмов, участвовавших в образовании озагий и составлявших бентос карбонатных илов, в какой-то мере различались.

Несомненный интерес представляет сравнение состава микрофоссилий в озагиях и в различных по морфологии строматолитах, присутствующих в рассматриваемых отложениях в разрезе Уинстон Пойнт. При таком сравнении прежде всего бросается в глаза, что в тех и других биолитах встречены как нитчатые *Gunflintia*, так и коккоидные *Huroniospora*, но количественные их соотношения в онколитах и строматолитах сугубо специфичны. В онколитах *Huroniospora* составляют не более первых процентов всех встреченных микрофоссилий, тогда как в строматолитах на их долю среди статистически значимых таксонов приходится 43–46% в различных по морфологии столбчатых постройках и до 67% в пластовых (Awramik,

Semikhatov, 1979). Обращает на себя внимание также и то, что в строматолитах род *Gunflintia* представлен только одним видом (*G. minuta*), а в онколитах, помимо этого преобладающего вида, встречаются и *G. grandis*. К сожалению, имеющийся в нашем распоряжении материал не позволяет подкрепить только что сказанное представительными статистическими данными. Тем не менее, специфика микробиот, принимавших участие в образовании различных по морфологии ганфлинтских строматолитов, с одной стороны, и онколитов, с другой, кажется несомненной. Видимо, эта специфика определялась прежде всего различиями фациально-экологических обстановок, в которых формировались соответствующие морфотипы строматолитов и онколиты группы *Osagia*.

Одно из возможных объяснений таких соотношений проистекает из эмпирических данных по составу современных строматолитостроящих сообществ гормоногиевых цианобактерий, в которых разнообразие коккоидных микроорганизмов-симбионтов обратнопропорционально неблагоприятности условий обитания (Golubic, 1976; Knoll, 1982). Поэтому незначительное количество коккоидных микрофоссилий *Huroniospora*, присутствующих среди нитей *Gunflintia* в микрофитолитах, возможно отражает менее благоприятные условия роста для сообществ гормоногиевых цианофит при их перекачивании по дну бассейна по сравнению со стабильными прикрепленными строматолитами.

Полученные нами данные можно рассматривать как первое фактическое обоснование сделанного ранее предположения о ведущей роли нитчатых цианобактерий в формировании концентрически-слоистых микрофитолитов докембрия. Вместе с тем, эти данные впервые выявили специфику состава микрофоссилий, присутствующих в формации Ганфлинт в озаягиях, с одной стороны, и в различных по морфологии строматолитах, с другой. Хотя экстраполяция полученных выводов на все докембрийские микрофитолиды и строматолиты вряд ли была бы оправданной, изложенные выше данные представляют несомненный интерес для решения проблемы морфогенеза биолитов протерозоя.

Ниже приведено описание микрофитолитов формации Ганфлинт, содержащих окремненные микрофоссилии.

Описание микрофитолитов

Группа *Osagia* Twenhofel, 1919.

Osagia spp.

Табл. I, фиг. 1–4, 8–10, табл. II, фиг. 3–5.

Описание. Концентрически-слоистые желваки обычно округлой, бобовидной и неправильно-округлой формы с отдельными мелкими углублениями и выступами на поверхности; реже встречаются уплощенные экземпляры, имеющие эллипсоидное сечение. Размеры желваков 0.3–0.7 мм. Слоистость занимает примерно 1/3 радиуса желва-

ка, неоднородная, то более тонкая, то относительно грубая. Тонкая слоистость определяется чередованием более темных (5–8 мкм) и более светлых (5–15 мкм) кремневых наслоений, в различной мере обогащенных остаточным органическим веществом и очень тонкодисперсными соединениями железа. Более грубая слоистость возникает за счет появления относительно толстых (до 30–35 мкм) темноокрашенных “губчатых” наслоений, которые сложены плотными матами нитчатых микрофоссилий, содержащих очень редкие рассеянные коккоидные формы (см. выше). В пределах таких наслоений нередко наблюдается ухудшение сохранности микрофоссилий, уменьшение плотности их упаковки и постепенное исчезновение. В результате “губчатые” наслоения по простиранию могут переходить в серию чередующихся тонких светлых и темных наслоений, или в равную по толщине неправильную полоску микрозернистого светло-серого кремня, неотличимого от слагающего упомянутые выше тонкие светлые слои. В редких случаях губчатые наслоения доминируют в сложении слоистой части желвачков. Неслоистое ядро последних обычно занимает около 2/3 радиуса желвака и представлено обломками различного происхождения – кварцевыми песчинками или фрагментами самих микрофитолитов.

Замечание. Среди описанных в литературе представителей группы *Osagia* известны несколько морфологически неправильных разновидностей, которые отнесены к различным формам (формальным видам), встреченным в рифее – *O. pulla* Z. Zhur., *O. libidinosa* Z. Zhur., *O. composita* Z. Zhur., *O. tolerabilia* Jaksh. Эти формы значительно крупнее ганфлинтских (более 1 мм), обладают в целом более толстыми и хорошо выдержанными темными и светлыми наслоениями и не содержат “губчатых” наслоений. По крайней мере часть из этих отличий связана с различной (карбонатной и окремненной) формой сохранности названных рифейских и дорифейских ганфлинтских озаягий. Поэтому содержащиеся в формации Ганфлинт формы затруднительно отнести к какому-то конкретному виду, хотя принадлежность их к группе *Osagia* не вызывает сомнения. Мы их определили как *Osagia* spp.

Материал. Несколько сотен экземпляров средней сохранности в 30 шлифах из кремней свиты Ганфлинт; в 15 экземплярах микрофитолитов встречены остатки микрофоссилий различной сохранности.

Данная работа выполнена при финансовой помощи Российского фонда фундаментальных исследований, проекты 95-05-14575 и 96-05-64329.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Воронова Л.Г. Известковые водоросли пограничных слоев докембрия и кембрия Сибирской платформы //

- Водоросли и микрофитоциты палеозоя. М.: Наука, 1976. С. 3–85.
- Герасименко Л.М., Крылов И.Н. Посмертные изменения цианобактерий в водорослево-бактериальных пленках термальных источников Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 1. С. 201–203.
- Журавлева З.А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1964. 75 с.
- Крылов И.Н., Орлеанский В.К., Заварзин Г.А. Окремленные микроорганизмы в водорослево-бактериальных пленках термальных источников Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 6. С. 1438–1485.
- Лущина В.А. Известковые водоросли в строматолитовых постройках нижнего палеозоя Сибирской платформы. Известковые водоросли и строматолиты. Новосибирск: Наука, 1988. С. 139–145
- Маслов В.П. Нижнепалеозойские породообразующие водоросли Восточной Сибири. Проблемы палеонтологии. Т. 2–3. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1937. С. 249–314.
- Мудренко Л.М. Рифейские и вендские микрофитоциты групп *Ambigolamellatus* и *Volvatella* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 14–28.
- Мудренко Л.М. К классификации микрофитоцитов группы *Osagia* // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1992. № 3. С. 24–33.
- Мудренко Л.М., Орлеанский В.К., Крылов И.Н. Лабораторное моделирование образования онколитов *Osagia* // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 134–140.
- Сергеев В.Н., Мудренко Л.М. Находки остатков микробных сообществ в микрофитоцитах *Nubecularites* // Докл. РАН. 1997. Т. 357. № 4. С. 524–528.
- Якишин М.С. Микрофитоциты докембрия и кембрия восточной части Манского прогиба // Геологическое строение Манского прогиба. Новосибирск: Наука, 1978. С. 168–191.
- Awramik S.W. Gunflint stromatolites: microfossil distribution in relation to stromatolite morphology // Walter M.R. (ed.). *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 311–320.
- Awramik, S.M., Barghoorn E.S. The Gunflint microbiota // *Precamb. Res.* 1977. V. 5. P. 121–142.
- Awramik S.M., Semikhatov M.A. 1979. The relationship between morphology, microstructure, and microbiota in three vertically intergrading stromatolites from the Gunflint Iron Formation // *Canad. J. Earth Sci.* V. 16. № 3. P. 484–495.
- Barghoorn E.S., Tyler S.A. Microorganisms from the Gunflint cherts // *Science*. 1965. V. 147. № 3658. P. 563–577.
- Brasier M.B. Global ocean-atmosphere change across the Precambrian-Cambrian boundary // *Geol. Magazine*. 1992. V. 129. № 2. P. 161–168.
- Cloud P.E. Significance of the Gunflint Precambrian microflora // *Science*. 1965. V. 148. P. 27–35.
- Cloud P.E. Beginnings of biospheric evolution and their biogeochemical consequences // *Paleobiology*. 1976. V. 2. № 2. P. 351–357.
- Cloud P.E., Semikhatov M.A. Proterozoic stromatolite zonation // *Amer. J. Sci.* 1969. V. 267. № 11. P. 1017–1060.
- Douglas R.J.W. Geology and economic minerals of Canada // *Economic geol. rep. N 1. Geol. Surv. Canada*. 1972. 838 p.
- Golubic S. Organisms that build stromatolites // Walter M.R. (ed.) *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 113–126.
- Golubic S., Hofmann H.J. Comparison of Holocene and Mid-Precambrian entophysalidaceae (Cyanophyta) in stromatolitic algal mats: cell division and degradation // *J. Paleontol.* 1976. V. 50. № 6. P. 1074–1082.
- Golubic S., Barghoorn E.S. Interpretation of microbial fossils with special reference to the Precambrian // Flügel E. (ed.). *Fossil Algae*. Berlin – Heidelberg – New York: Springer, 1977. P. 1–14.
- Green J.W., Knoll A.H., Swett K. Microfossils from oolites and pisolites of the Upper Proterozoic Eleonora Bay Group, Central East Greenland // *J. Paleontol.* 1988. V. 62. № 7. P. 835–852.
- Hoffman P.H. United plates of America, the birth of a cration: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1988. V. 16. P. 543–603.
- Hofmann H.J. Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley groups // *Geol. Surv. Canada*. 1969. Paper 68–69. 77 p.
- Hofmann H.J. Stratiform Precambrian stromatolites, Belcher Islands, Canada: relations between silicified microbiota and microstructure // *Amer. J. Sci.* 1975. V. 275. № 10. P. 1121–1132.
- Hofmann H.J., Schopf J.W. Early Proterozoic microfossils // Schopf J.W. (ed.). *Earth's Earliest Biosphere: It's origin and evolution*. Princeton University Press: Princeton, 1983. P. 321–360.
- Knoll, A.H. Microfossils from the Late Precambrian Draken Conglomerate, New Friesland, Svalbard // *J. Paleontol.* 1982. V. 56. № 6. P. 755–790.
- Knoll A.H., Golubic S. Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite // *Precamb. Res.* 1979. V. 10. № 1. P. 115–151.
- Knoll A.H., Golubic S., Green J., Swett K. Organically preserved microbial endoliths from the late Proterozoic of East Greenland // *Nature*. 1986. V. 321. № 6073. P. 856–857.
- Knoll A.H., Fairchild I.J., Swett K. Calcified microbes in Neoproterozoic carbonates: implication for our understanding of the Proterozoic/Cambrian transition // *Palaeos.* 1993. V. 8. P. 512–525.
- Knoll A.H., Swett K., Burkhardt E. Palaeoenvironmental distribution of microfossils and stromatolites in the Upper Proterozoic Backlundtoppen Formation, Spitsbergen // *J. Paleontol.* 1989. V. 63. № 2. P. 129–145.
- Lanier W.P. Interstitial and peloid microfossils from the 2.0 Ga Gunflint Formation: Implication for the paleoecology of the Gunflint stromatolites // *Precamb. Res.* 1989. V. 45. № 4. P. 291–318.
- Licari G.R., Cloud P. Reproductive structures and taxonomic affinities of some nannofossils from the Aphebian Gunflint Iron Formation // *Proc. National Acad. Sci. USA*. 1968. V. 59. P. 1053–1960.
- Morey G.B., Van Schmus W.R. Correlation of Precambrian rocks of the Lake Superior region, United States // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. N 1241-F*. 1988. P. 1–31.
- Schopf J.W., Klein C. (eds.). *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge University Press: Cambridge, 1992. 1348 p.
- Sims P.K., Card K.D., Lumbers S.B. Evolution of Early Proterozoic basins of the Great Lakes region // *Proterozoic basins of Canada. Geol. Surv. Canada*. 1981. Pap. 81–10. P. 379–397.
- Walter M.R., Goode A.D.T., Hall W.D.M. Microfossils from a newly discovered Precambrian stromatolitic iron formation in Western Australia // *Nature*. 1976. V. 261. P. 221–223.

Рецензенты А.Ю. Розанов, М.А. Федонкин

УДК 551.733.11:565.392/33(470.23)

ВОЛХОВСКИЙ И КУНДАСКИЙ ГОРИЗОНТЫ ОРДОВИКА И ХАРАКТЕРИСТИКА ТРИЛОБИТОВ И ОСТРАКОД НА Р. ВОЛХОВ (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 1998 г. А. Ю. Иванцов, Л. М. Мельникова

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

Поступила в редакцию 11.09.96 г., получена после доработки 19.02.97 г.

Приводятся данные изучения литологии, трилобитов и остракод из некоторых разрезов волховско-го и кундаского горизонтов Волховской структурно-фациальной зоны (восток Ленинградской области). Дается описание двух типов разрезов волховской свиты, которые вскрываются на правом берегу р. Волхов действующим карьером у д. Бабино, а также разреза на левом берегу р. Волхов в траншее очистных сооружений у северного края дер. Званка, где в единой последовательности обнажены свиты, составляющие кундаский горизонт. Проведено биостратиграфическое расчленение по трилобитам (азафидам). Выявлены комплексы остракод (более 30 видов). Приводится описание трех новых видов остракод и изображение наиболее представительных видов остракод и трилобитов.

Ключевые слова. Волховский, кундаский горизонты, Волховская структурно-фациальная зона, Ленинградская область, литостратиграфия, трилобиты, остракоды.

Ордовикские отложения, выходящие на дневную поверхность на востоке Ленинградской области (южный берег Ладожского озера), относятся к Волховской структурно-фациальной зоне (Мяги, 1984а). Здесь сосредоточены типовые разрезы большинства характерных для нее свит. Указания на точное местонахождение типовых разрезов свит данной зоны и их описания в литературе отсутствуют. Последние по времени стратиграфические работы проводились на Ладожском глинте в пятидесятых годах нашего века. Для современных исследований характерно доминирование литостратиграфических наблюдений (Dronov, Savitsky et al., 1996). В разрезах выделяются относительно небольшие, ограниченные по вертикали и латерали, литологические тела (свиты, пачки). Сопоставление обнажений и разрезов, проводимое во многих случаях по региональным поверхностям перерыва, стало предельно точным. В результате этих работ появились великолепные литостратиграфические корреляционные схемы (Орвику, 1960а, 1960б; Попов, Хазанович и др., 1989). К сожалению, резко понизилось стратиграфическое значение собиравшихся с начала века коллекций макрофауны, поскольку привязка подавляющего большинства образцов производилась не к конкретным уровням обнажений, а к горизонтам в целом или биостратиграфическим зонам, границы которых определяются по разному.

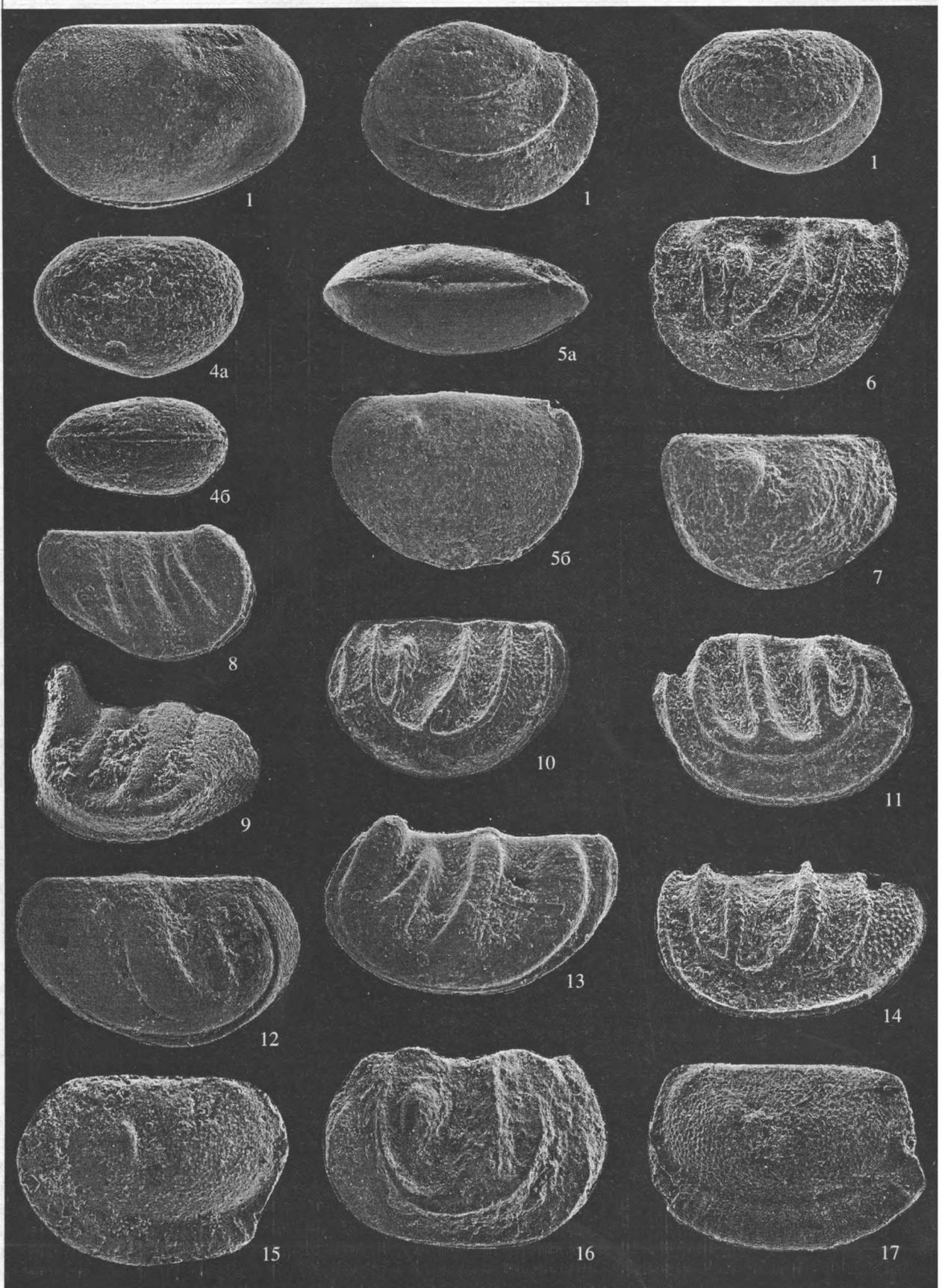
Настоящая работа посвящена литологическому описанию некоторых разрезов волховского и кундаского горизонтов, характеристике трилобитов (азафиды) (А.Ю. Иванцов, ПИН РАН) и комплексов остракод с описанием новых видов

(Л.М. Мельникова, ПИН РАН) на р. Волхов (табл. I–IV). Коллекции трилобитов и остракод хранятся в Палеонтологическом институте под № 4330 и № 4474 соответственно.

Уступ Ладожского глинта образован преимущественно породами волховского, кундаского и азерского горизонтов, более высокие слои карбонатных отложений (ласнамягский и ухакусский горизонты) распространены в тыловой части глинта и почти не обнажаются. В настоящей статье приводится описание разрезов первых двух горизонтов.

Границы свит и пачек проводятся преимущественно по смене вещественного состава пород, макроскопически наблюдаемой в полевых условиях. Но ряд границ горизонтов и слоев с трилобитами проводится по региональным поверхностям перерыва, для которых была установлена смена фаунистических комплексов.

Волховский горизонт. За нижнюю границу горизонта принимается характерная поверхность перерыва, разделяющая пяйтескую и сакаскую пачки (или подпачки, как принято в настоящей работе) массивных известняков, расположенных в основании карбонатной части ордовикского разреза (Решения..., 1987). Верхняя граница горизонта на рр. Волхов и Сясь проводится либо по верхней поверхности перерыва в пачке толсто-слоистых известняков (нижний “белый слой” Ламанского (1901, 1905) или хамонтовская пачка), либо по поверхности перерыва в подошве силлаурской свиты (“нижнего чечевичного слоя”) на участке глинта у ст. Войбокало и западнее.



На рассматриваемой территории волховский горизонт сложен волховской свитой.

Волховская свита, как конкретное литологическое тело, принята межведомственным стратиграфическим совещанием в 1984 г. (Решения..., 1987). Свита сложена глинистыми известняками, преимущественно пестроцветными, толстослоистыми и линзовидными, органогенно-детритовыми, с частыми прослоями глин и обычно с большим количеством макроскопических зерен глауконита. В состав волховской свиты (при нашем понимании ее границ) входят: пачка "дикари" (с плятеской и сакаской подпачками), пачка "желтяки", пачка "фризы" и хамонтовская пачка. Наименование "дикари", "желтяки", "фризы" для толщ глауконитового известняка даны рабочими Путиловских и Волховских каменоломен, введены в литературу В. Ламанским (1905) и стали общепринятыми неофициальными названиями подгорizontов, либо пачек волховского горизонта (Дронов, Савицкий и др., 1993). Поскольку представления об их литологическом содержании со времени В. Ламанского не изменились, представляется возможным сохранить эти изначальные наименования для обозначения пачек волховской свиты.

Стратотип волховской свиты не выделялся. Описание ее, вернее волховского горизонта (Балашова, Балашов, 1959) давалось по серии горных выработок, расположенных на правом берегу р. Волхов у д. Извоз и между дд. Симанково—Обухово. Разработки строительного известняка здесь давно не ведутся, каменоломни оплыли и заросли. В настоящее время в этих местах для изучения от-

носительно легко доступна лишь верхняя часть свиты и ее верхняя граница.

Полностью разрез волховской свиты в стратотипической местности вскрывается на правом берегу р. Волхов действующим карьером у д. Бабино. Этот разрез Ю.Е. Дмитриховской (1991) предложен в качестве лектостратотипа свиты. Нижняя граница свиты проводится разными исследователями по-разному: либо по региональной поверхности перерыва внутри толщи толстослоистых известняков "дикарей" (Решения..., 1987), либо по подошве этих известняков (Дмитриховская, 1989, 1991; Дронов, Савицкий и др., 1993; Dronov et al., 1996) подобно тому, как проводится нижняя граница одновозрастной тойлаской свиты в Эстонии (Мяги 1984а, 1984б; Решения..., 1987; Männil, 1990). Нами принимается второй вариант.

ОПИСАНИЕ ВОЛХОВСКОЙ СВИТЫ В КАРЬЕРЕ У Д. БАБИНО

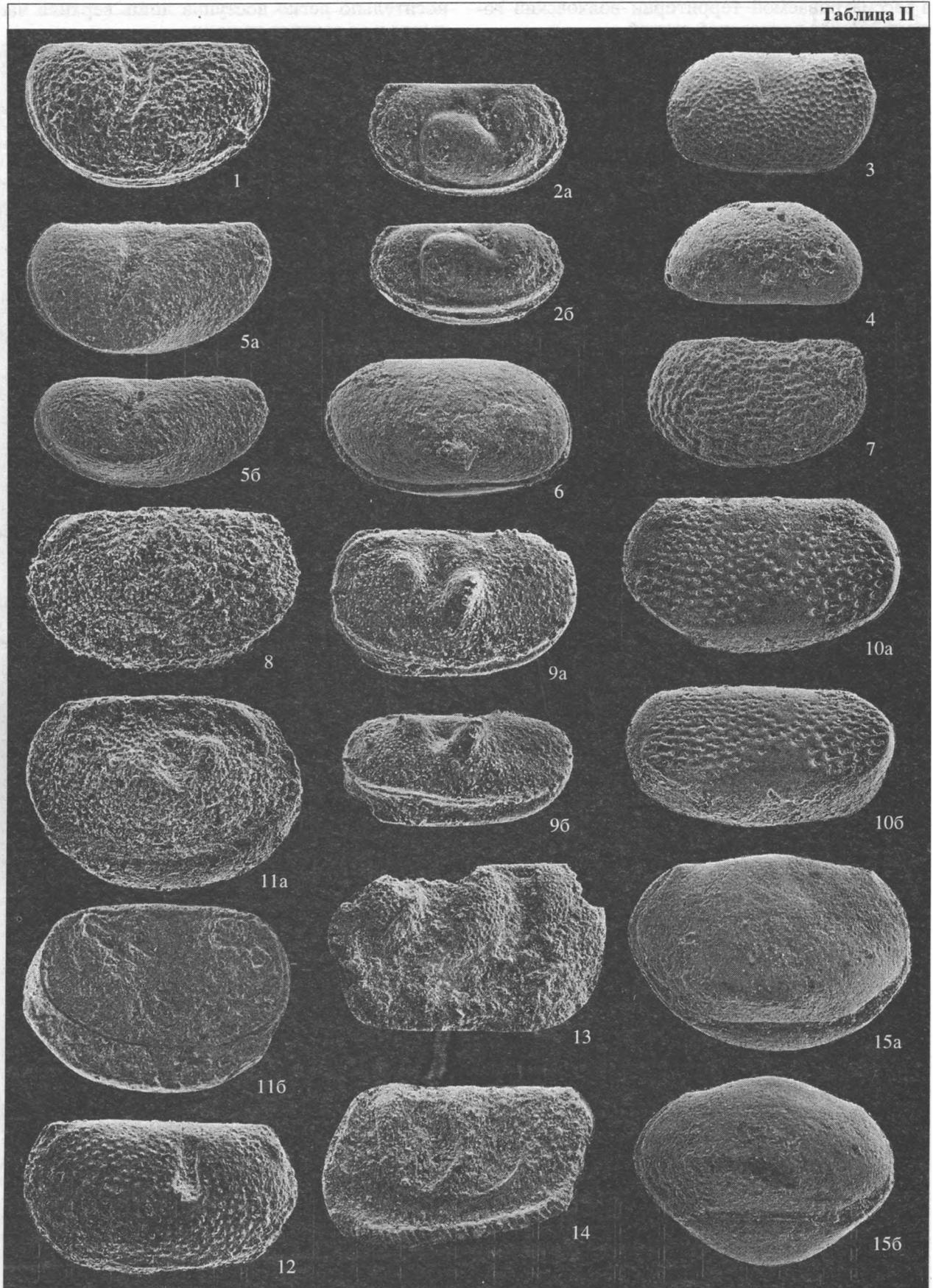
В настоящей работе волховская свита понимается как известняки с глауконитом, лежащие в основании карбонатной части разреза ордовика. Нижняя граница свиты проводится по подошве массивных известняков пачки "дикарей", верхняя — по кровле массивного пласта хамонтовской пачки.

В карьере у д. Бабино наблюдается два типа разреза свиты, резко различающихся между собой. Первый, типичный для волховского времени разрез (рис. 1А), расположен в восточной, северо-восточной и западной частях забоя карьера, сложен известняками и глинистыми известняками. Другой разрез находится в северной части забоя

Таблица I. Остракоды волховского и кундаского горизонтов.

1-3 – *Conchoprimitia gammae* Orlik: 1 – экз. № 4474/71, раковина со стороны правой створки, $L = 2.0$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита; 2 – экз. № 4474/72, правая створка сбоку, $L = 1.1$ мм; правый бер. р. Волхов, карьер у д. Бабино; волховский горизонт, волховская свита, пачка "фризы"; 3 – экз. № 4474/73, правая створка сбоку, $L = 1.65$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; волховский горизонт, волховская свита, хамонтовская пачка. 4 – *Miniconchoides minutus* (Hessland); экз. № – экз. № 44764/76, раковина, $L = 0.95$ мм: а – со стороны левой створки, б – с брюшной стороны; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, лынская свита. 5 – *Conchoprimitia volkhovensis* sp. nov.: голотип № 4474/79, раковина, $L = 1.05$ мм: а – со стороны спинного края, б – со стороны левой створки; правый бер. р. Волхов, карьер у дер. Бабино; волховский горизонт, волховская свита, пачка "желтяки". 6 – *Rigidella* aff. *platformis* Schallreuter; экз. № 4474/82, левая створка сбоку, $L = 0.9$ мм; правый бер. р. Волхов, карьер у д. Бабино; волховский горизонт, волховская свита, пачка "желтяки". 7 – *Rigidella mitis* (Orlik); экз. № 4474/84, левая створка сбоку, $L = 0.45$ мм; правый бер. р. Волхов, карьер у д. Бабино; волховский горизонт, волховская свита, пачка "желтяки". 8 – *Glossomorphytes acutus* (Hessland); экз. № 4474/85, раковина со стороны правой створки, $L = 0.82$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; волховский горизонт, волховская свита, хамонтовская пачка. 9 – *Glossomorphytes* aff. *grandispinosus* (Hessland); экз. № 4474/88, левая створка со стороны заднебрюшного края, $L = 0.7$ мм; правый бер. р. Волхов, карьер у д. Бабино; волховский горизонт, волховская свита, пачка "желтяки". 10 – *Tallinnellina viridis* Schallreuter; экз. № 4474/89, левая створка сбоку, $L = 0.85$ мм; правый бер. р. Волхов, карьер у д. Бабино; волховский горизонт, волховская свита, пачка "желтяки". 11, 12 – *Brezelina palmata* (Krause): 11 – экз. № 4474/95, правая створка самки сбоку, $L = 1.0$ мм; 12 – экз. № 4474/99, раковина текноморфы со стороны правой створки, $L = 1.01$ мм; правый бер. р. Волхов, карьер у д. Бабино; волховский горизонт, лезтеская свита. 13 – *Ogmoopsis vesperi* Sarv; экз. № 4474/102, левая створка сбоку, $L = 0.97$ мм; правый бер. р. Волхов, карьер у д. Бабино; волховский горизонт, волховская свита, пачка "желтяки". 14 – *Piretopsis* (*Protallinnella*) *grewingkii* (Bock); экз. № 4474/104, левая створка сбоку, $L = 1.2$ мм; правый бер. р. Волхов, карьер у д. Бабино; волховский горизонт, волховская свита, пачка "фризы". 15 – *Laccoschilina* (*Prochilina*) sp.; экз. № 4474/109, левая створка сбоку, $L = 1.52$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, обуховская свита, пачка 4. 16 – *Asteusloffia acuta* (Krause); экз. № 4474/110, левая створка сбоку, $L = 1.6$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, обуховская свита, пачка 3. 17 – *Laccoschilina* (*Laccoschilina*) aff. *kuckersiana* (Bonpema); экз. № 4474/116, левая створка сбоку, $L = 1.2$ мм; правый бер. р. Волхов, карьер у д. Бабино; волховский горизонт, волховская свита, пачка "желтяки".

Таблица II



(рис. 1Б) и сложен глинистыми известняками и глинами. Нижняя часть свиты в этом разрезе представлена известковистыми глинами и практически не сопоставима с одновозрастными отложениями, находящимися в двухстах метрах к западу и востоку. Судя по отвалам, в которых обычны глыбы массивных микритов, в этой части карьера располагался один из “горбов” – небольших изолированных структур неясного генезиса, описанных из нижневолховских отложений приглинтовой полосы (Дронов, Иванцов, 1994).

ОПИСАНИЕ ПЕРВОГО РАЗРЕЗА (А)

Лезтесская свита. Представлена мергелями и глинами сиреневато-серой окраски, местами густозелеными от многочисленных зерен глауконита, вскрытыми лишь в небольших котлованах водозаборных насосов, к изучению доступных лишь в отвалах. Остракоды не обнаружены.

Волховская свита

Пачка “дикарей”. Известняки сиреневато- и зеленовато-серые, толстослоистые, среднезернистые, органогенно-детритовые с крупными частыми зернами глауконита, с частыми поверхностями перерыва (в нижних 0.6 м пачки – с ржаво-бурой прокраской подстилающих пород и с присыпкой глауконита, в средней части пачки – с вишнево-серой прокраской и присыпкой глауконита, в верхних 0.25 м – только с присыпкой глауконита). Примерно в 0.25 м от основания пачки расположена сдвоенная поверхность перерыва, местами очень ровная, местами с отторженцами до 10 см в диаметре и 4 см высоты, с интенсивной

ржаво-бурой прокраской подстилающей породы на глубину до 10 см и плотной бархатистой присыпкой крупного глауконита, с крупными норвидными углублениями (до 3 см в диаметре), многочисленными мелкими прикрепительными образованиями иглокожих и сверлениями *Bergaueria*. В кровле “дикарей” располагается характерная ровная поверхность перерыва с неглубокой ржаво-бурой прокраской, со слабой присыпкой глауконита, с многочисленными частыми сверлениями *Bergaueria*. Мощность пачки около 1.30 м.

Здесь обнаружены остракоды: *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Miniconchoides minutus* (Hessland, 1949), *Tallinnellina viridis* Schallreuter, 1993 и *Ogmoopsis vesperi* Sarv, 1959.

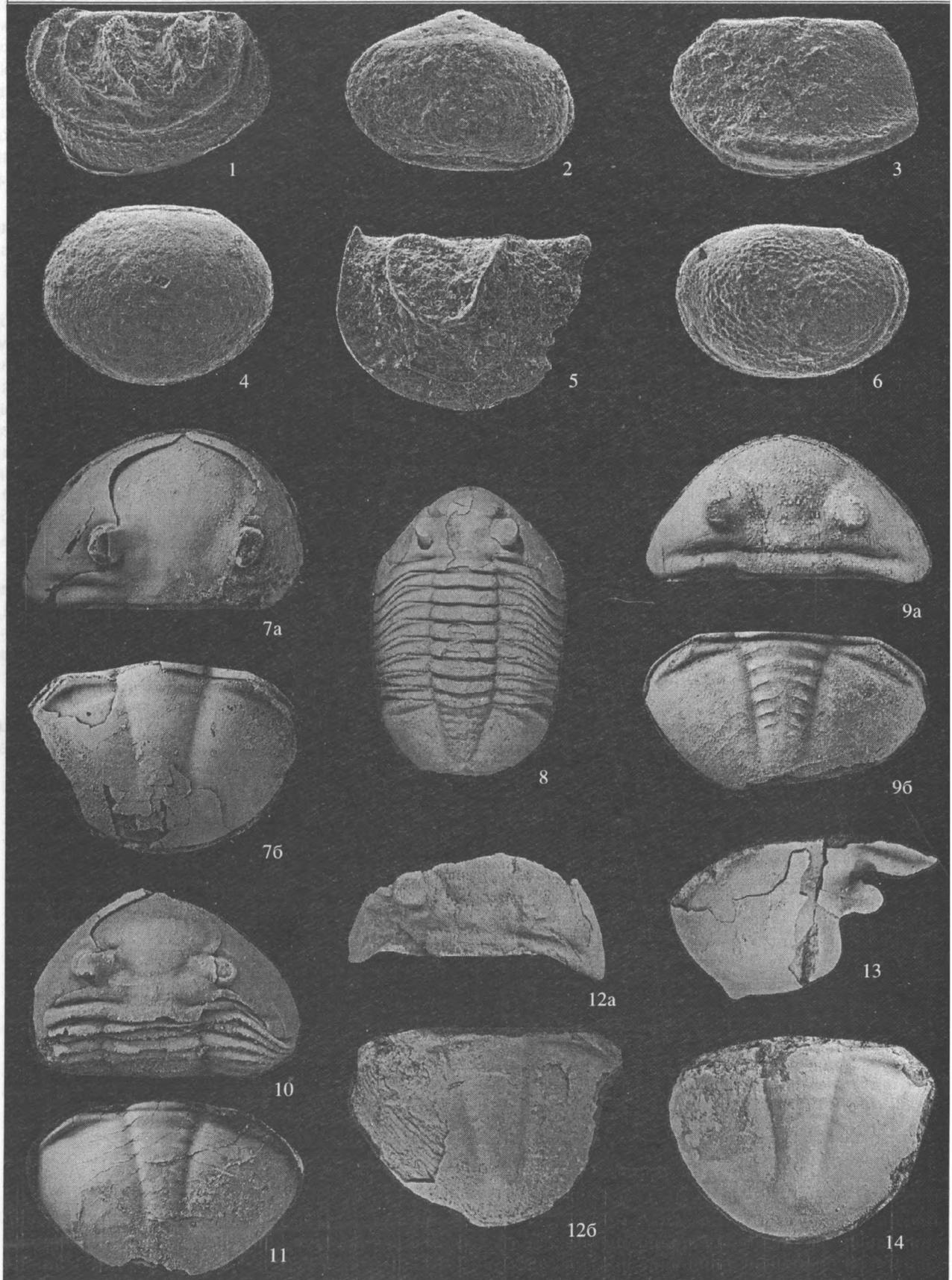
Пачка “желтяки”. Слой № 1. Известняк зеленовато-серый с частыми буровато-желтыми и кирпично-красными разводами, массивнослоистый, мелкозернистый, детритовый. Зерна глауконита в нижних 0.35 м слоя среднего и крупного размера многочисленные, в верхних 0.55 м – среднего размера и присутствуют в небольшом количестве. Поверхности перерыва многочисленные, одна из них, находящаяся на высоте около 0.20 м от подошвы слоя, имеет очень яркую ржаво-бурю окраску и присыпку глауконита. Мощность – 0.90 м.

Слой № 2. Известняк буровато-желтый с кирпично-красными разводами, сильно глинистый, с прослоями глины, мелкозернистый. Зерна глауконита средних и мелких размеров, редкие. Мощность – 0.49 м.

Слой № 3. Известняк сиреневато-серый с бледно-зелеными разводами и кирпично-красными пятнами вблизи поверхностей перерыва,

Таблица II. Остракоды волховского и кундаского горизонтов.

1 – *Hesslandella macroreticulata* (Hessland): экз. № 4474/119, левая створка сбоку, $L = 0.55$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; волховский горизонт, волховская свита, хамонтовская пачка. 2 – *Bolbina major* (Krause): экз. № 4474/122, раковина, $L = 0.85$ мм: а – со стороны правой створки, б – с брюшной стороны; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, лынская свита. 3 – *Sulcon vadosum* Schallreuter: экз. № 4474/175, правая створка сбоку, $L = 0.75$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 1. 4 – *Longiscula parrectis* Neckaja: экз. № 4474/128, правая створка сбоку, $L = 0.85$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, – пачка 2. 5 – *Collibolbina simplex* (Krause): экз. № 4474/135, раковина, $L = 0.7$ мм: а – со стороны левой створки, б – с брюшной стороны; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, лынская свита. 6 – *Elliptosurgrites? ponumbonatus* (Hessland): экз. № 4474/130, раковина со стороны правой створки, $L = 1.1$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 2. 7 – *Unisulcorleua reticulata* Olempska: экз. № 4474/132, левая створка сбоку, $L = 0.53$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 2. 8 – *Eobromidella cicatriosa* (Sarv): экз. № 4474/138, раковина со стороны правой створки, $L = 1.4$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, обуховская свита, пачка 1. 9 – *Bolbihithes* sp.: экз. № 4474/141, раковина, $L = 0.5$ мм: а – со стороны левой створки, б – с брюшной стороны; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, лынская свита. 10 – *Pinnatulites procerus* (Kummetow): экз. № 4474/142, раковина со стороны левой створки, $L = 1.75$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, обуховская свита, пачка 4. 11 – *Bromidella zvakensis* sp. nov.: голотип № 4474/145, правая створка самки, $L = 1.5$ мм: а – сбоку, б – та же створка с внутренней стороны (хорошо виден долон); левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 2. 12 – *Euprimites (Euprimites) reticulogranulatus* Hessland: экз. № 4474/148, правая створка сбоку, $L = 1.5$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 1. 13 – *Tallinnella reticulata* Sarv: экз. № 4474/151, левая створка сбоку, $H = 0.8$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 1. 14 – *Tallinnella angustata* (Krause): экз. № 4474/153, левая створка сбоку, $L = 1.55$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, обуховская свита, пачка 1. 15 – *Easchmidtella ivantsovi* sp. nov.: голотип № 4464/156, раковина, $L = 1.3$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, обуховская свита, пачка 4.



глинистый с прослоями глины, мелкозернистый, детритовый. Зерна глауконита крупные и очень крупные (диаметром до 2–3 мм), редкие, равномерно рассеянные, либо в виде бесформенных скоплений. В верхних 0.35 м слоя имеются несколько поверхностей перерыва с красной прокраской малой глубины. Мощность – 0.65 м. Суммарная мощность желтяков 1.95 м.

В пачке “желтяки” встречаются все виды остракод из нижележащей ассоциации и появляются *Rigidella mitis* (Opik, 1935) и *Piretopsis* (*Protallinnella*) *grewingkii* (Bock, 1867), причем основной фон в количественном отношении составляют *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935 и *Miniconchoides minutus* (Hessland, 1949).

В нижней части “желтяков” обнаружены трилобиты *A.(?) broggeri* F. Schmidt.

П а ч к а “ ф р и з ы ”. Слой № 1. Известняк глинистый сиреневато- и зеленовато-серый, с прослоями глины, тонко- и среднеслоистый, мелкозернистый, детритовый. Зерна глауконита средних и крупных размеров (до 2 мм диаметром), частые, их скопления обычны по нормам типа *Bergaueria*. Мощность 0.85 м.

Слой № 2. Известняк аналогичный слою 1, но зёрна глауконита средних размеров, частые. В подошве и кровле слоя находятся поверхности перерыва без изменения окрасок подстилающих пород, со сверлениями *Bergaueria*, со значительным обогащением глауконитом глин над ними (зеленые маркирующие прослой). Мощность – 0.45 м.

Слой № 3. Известняк аналогичный слою 1, однако зерна глауконита мелкие (диаметром значительно меньше 1 мм), относительно редкие, видимых поверхностей перерыва нет. Мощность – 1.25 м.

Общая мощность пачки – 2.55 м.

В пачке “фризы” обнаружены те же виды остракод, что и в нижележащей пачке.

Х а м о н т о в с к а я п а ч к а. Известняк светло-серый, толстослоистый, плотный, среднезернистый, органогенно-детритовый с несколькими поверхностями перерыва (не менее трех: в 0.20, 0.30, 0.45 м от подошвы), с сиреневато-серой прокраской подстилающей породы и скоплением мелких зерен глауконита над ними, максимальным над верхней поверхностью. Мощность – 0.60 м.

В нижней части хамонтовской пачки среди остракод обнаружены виды, встречающиеся уже ранее: *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Miniconchoides minutus* (Hessland, 1949), *Piretopsis* (*Protallinnella*) *grewingkii* (Bock, 1867) и появляются новые виды: *Piretopsis* (*Protallinnella*) *tricostatus* (Sarv, 1963), *Glossomorphites acutus* (Hessland, 1949), *Collibolbina simplex* (Krause, 1891), *Asteusloffia acuta* (Krause, 1891).

В верхней части хамонтовской пачки над последней поверхностью перерыва обнаружены практически те же самые остракоды: *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Miniconchoides minutus* (Hessland, 1949), *Piretopsis* (*Protallinnella*) *grewingkii* (Bock, 1867), *Glossomorphites acutus* (Hessland, 1949), *Collibolbina* sp. и появляется новый – *Hesslandella macroreticulata* (Hessland, 1949).

Суммарная мощность волховской свиты в первом (А) разрезе – 6.40 м.

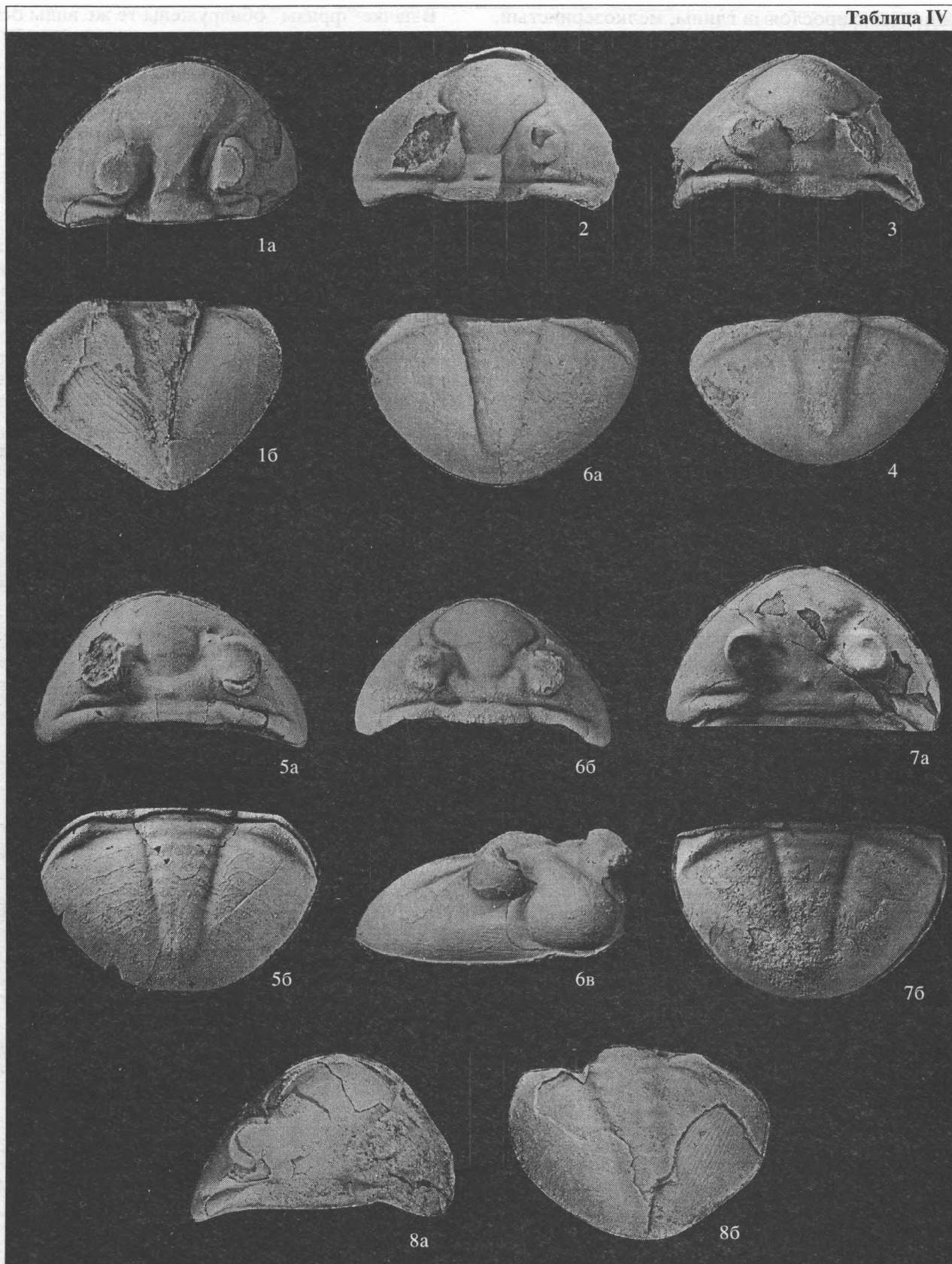
Отложения волховской свиты перекрываются породами лынинской свиты.

Лынинская свита

Сложена известняками мелкозернистыми, глинистыми сиреневато- и зеленовато-серыми с прослоями глины. Зерна глауконита мелкие, довольно

Таблица III. Остракоды и трилобиты волховского и кундаского горизонтов.

1 – *Tallinnellina* sp. A; экз. № 4474/161, правая створка сбоку, $L = 1.48$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, силлаоруская свита, пачка 1. 2 – *Aahithis* sp., экз. № 4474/162, раковина со стороны правой створки, $L = 0.8$ мм, левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 173 – *Trianguloschmidella* sp.; экз. № 4474/164, левая створка, $L = 1.05$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 1. 4 – *Baltonotella ledaia* Sidaravichiene; экз. № 4474/166, раковина со стороны левой створки, $L = 1.1$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 2. 5 – *Lembitsarvella* sp.; экз. № 4474/168, левая створка сбоку, $H = 0.8$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 2. 6 – *Ahlintella* sp.; экз. № 4474/170, раковина со стороны левой створки, $L = 0.8$ мм; левый бер. р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 2. 7 – *Asaphus* (*Asaphus*) *broggeri* F. Schmidt; экз. № 4330/9, ($\times 1.3$): а – головной щит, б – хвостовой щит; правый берег р. Волхов, Карьер у д. Бабино; волховский горизонт, волховская свита, пачка “желтяки”, 0.65 м выше подошвы. 8 – *Asaphus* (*Asaphus*) *lepidurus* Nieszkowski; экз. № 4330/163, панцирь в нат. величину; левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; волховский горизонт, волховская свита, пачка “фризы”, 0.65 м ниже подошвы кундаского горизонта. 9 – *Asaphus* (*Asaphus*) *expansus* (Wahlenberg); экз. № 4330/14: а – головной щит ($\times 1.2$), б – хвостовой щит ($\times 1.4$); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; волховская свита, верхняя половина хамонтовской пачки. 10, 11 – *Asaphus* (*Asaphus*) *lamanskii* F. Schmidt; 10 – экз. № 4330/161 ($\times 1.3$), головной щит; левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; волховский горизонт, лынинская свита, пачка 1; 11 – экз. № 4330/13 ($\times 1.3$), хвостовой щит; левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; волховский горизонт, волховская свита, верхняя половина хамонтовской пачки. 12 – *Asaphus* (*Asaphus*) “*ganiceps*” Dalman; экз. № 4330/158: а – головной щит ($\times 1.3$), б – хвостовой щит ($\times 1.5$); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, силлаоруская свита, пачка 2; 0.20 м ниже ковли. 13, 14 – *Asaphus* (*Asaphus*) *acuminatus* (Boeck); 13 – экз. № 4330/160, головной щит ($\times 1.2$), 14 – экз. № 4330/159, хвостовой щит ($\times 1.2$); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, лынинская свита, пачка 2; 0.10–0.15 м ниже кровли.



частые в основании слоя, вверх обычно исчезают. Видимая мощность – 0.30 м.

ОПИСАНИЕ ВТОРОГО РАЗРЕЗА (Б)

Приводится описание лишь нижней части разреза, наиболее сильно отличающейся от первого (А).

Леэтсеская свита

Слой № 1. Мергель серый, зеленовато-серый с присыпками глауконита по плоскостям напластования. Видимая мощность – 0.30 м.

Слой № 2. Глины сиреневато-серые с известковистыми зернами алевритовой размерности. В 0.50 м от кровли слоя находится тонкий прослой (0.02 м мощностью) серого мергеля, а в 0.25 м – линзовидные прослои серого известняка мощностью 0.05–0.04 м, крупнозернистого, состоящего из склеритов иглокожих, с редкими зернами глауконита, подчеркивающими местами косую (?) слоистость. В 0.10 м от кровли – прослой серого мергеля 0.10 м мощностью, в верхней части переполненного зернами глауконита. Мощность слоя – 1.05 м.

В породах леэтсеской свиты обнаружены остракоды: *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Rigidella mitis* (Opik, 1935), *Tallinnellina viridis* Schallreuter, 1993 и *Brezelina palmata* (Krause, 1889).

Волховская свита

Пачка “дикарей”. Переслаивание известняков и глин сиреневато- и зеленовато-серых, глинистых, средне- и мелкозернистых, органогенно-детритовых, глауконитосодержащих, с линзами, почти нацело сложенных обломками склеритов иглокожих. На расстоянии 0.20 и 0.40 м от подошвы вверх по разрезу наблюдаются поверхности перерыва с ржаво-желтой прокраской и тонкой присыпкой глауконита. Верхняя из этих поверхностей сопоставляется с поверхностью перерыва в кровле “дикарей” первого (А) разреза

(=слою “буток” Ламанского, (1905)). Мощность пачки – 0.65 м.

В пачке “дикари” продолжают встречаться *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Tallinnellina viridis* Schallreuter, 1993 и *Brezelina palmata* (Krause, 1889).

Далее последовательность наращивается подобно первому разрезу.

В пачке “желтяки” определены остракоды: *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Conchoprimitia volkhovensis* sp. nov., *Miniconchoides minutus* (Hessland, 1949), *Rigidella mitis* (Opik, 1935), *Rigidella aff. plattformis* Schallreuter, 1993, *Tallinnellina viridis* Schallreuter, 1993, *Brezelina palmata* (Krause, 1889), *Ogmoopsis vesperi* Sarv, 1959, *Glossomorpha aff. grandispinosus* (Hessland, 1949), *Piretopsis (Protallinnella) grewingkii* (Bock, 1867), *Laccochilina (Laccochilina) aff. kuckersiana* (Bonnema, 1909) и *Steinfurtia* sp.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА

У Д. БАБИНО ПО ТРИЛОБИТАМ

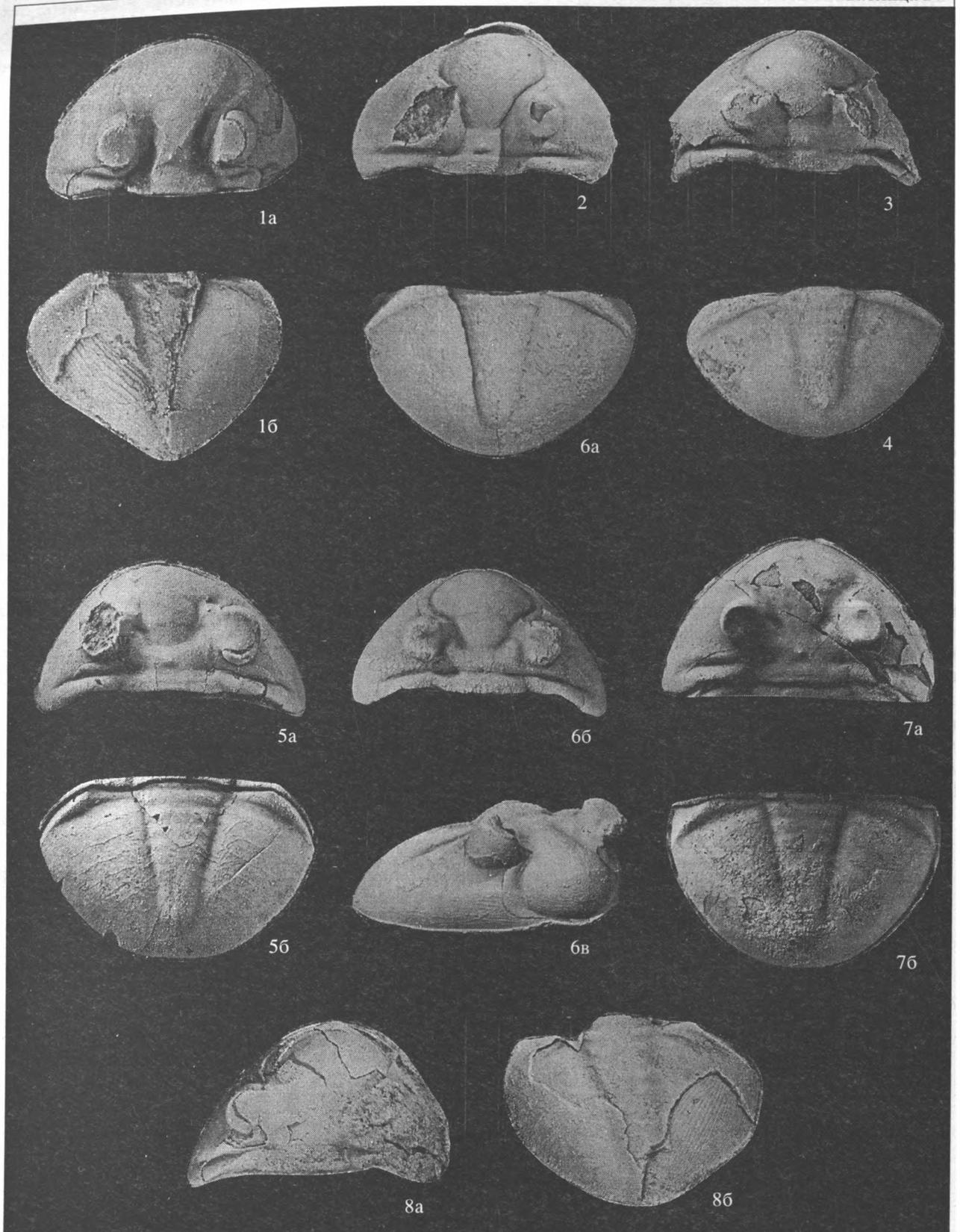
Поверхность перерыва, по которой в Восточной Прибалтике поводится граница латорпского и волховского горизонтов, расположена в первом разрезе примерно в 0.25 м выше подошвы “дикарей”; во втором разрезе она не установлена. Руководящие для верхней части латорпа и нижней части волхова трилобиты – *Megistaspis estonica* Tjernvik, M. lata (Tomquist) (=M. (M.) polyphemus (Brogger) (Nielsen, 1995) не обнаружены.

В разрезе у д. Бабино по трилобитам определяются следующие биостратиграфические подразделения:

слои с *Asaphus (Asaphus) broggeri*. Данный вид найден на высоте 0.30–0.70 м над кровлей “дикарей”. Судя по распространению вида в близлежащих разрезах, он должен встречаться и ниже, начиная от кровли “дикарей”, но остатки трилобитов в этой части “желтяков” в данном разрезе пока не обнаружены. Поэтому нижняя граница слоев проводится условно по кровле “дикарей”;

Таблица IV. Трилобиты кундаского горизонта.

1 – *Asaphus (Neosaphus) minor* F. Schmidt; экз. № 4330/162: а – головной щит (×1.9), б – хвостовой щит (×2.3); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, 0.05 м выше подошвы. 2 – *Asaphus (Neosaphus) ingrianus* Jaanusson; экз. № 4330/167, головной щит (×1.3); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 1.025 м ниже кровли. 3, 4 – *Asaphus (Neosaphus) laevissimus* F. Schmidt; 3 – экз. № 4330/168, головной щит (×1.6); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 2, 0.15 м ниже кровли кундаского горизонта; 4 – экз. № 4330/166, хвостовой щит (×1.6); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 2, 0.05 м ниже кровли кундаского горизонта. 5 – *Asaphus (Neosaphus) pachyophthalmus* F. Schmidt; экз. № 4330/35: а – головной щит (×1.7), б – хвостовой щит (×1.8); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 1. 6 – *Asaphus (Neosaphus) sulevi* Jaanusson; экз. № 4330/169: а – хвостовой щит (×2.3), б – головной щит (×2.0), в – головной щит сбоку (×2.2); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 1. 7 – *Asaphus (Multiasaphus) knyrkoi* F. Schmidt; экз. № 4330/33 (×1.2): а – головной щит, б – хвостовой щит (×1.9); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, обуховская свита, пачка 4 (3.0 м выше подошвы “белого слоя”). 8 – *Asaphus (Asaphus) striatus striatus* (Voeck); экз. № 4330/27: а – головной щит (×1.3), б – хвостовой щит (×1.4); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, обуховская свита, пачка 3, 0, 10 м ниже кровли.



частые в основании слоя, вверх обычно исчезают. Видимая мощность – 0.30 м.

ОПИСАНИЕ ВТОРОГО РАЗРЕЗА (Б)

Приводится описание лишь нижней части разреза, наиболее сильно отличающейся от первого (А).

Леэтсеская свита

Слой № 1. Мергель серый, зеленовато-серый с присыпками глауконита по плоскостям напластования. Видимая мощность – 0.30 м.

Слой № 2. Глины сиреневато-серые с известковистыми зернами алевритовой размерности. В 0.50 м от кровли слоя находится тонкий прослой (0.02 м мощностью) серого мергеля, а в 0.25 м – линзовидные прослои серого известняка мощностью 0.05–0.04 м, крупнозернистого, состоящего из склеритов иглокожих, с редкими зернами глауконита, подчеркивающими местами косую (?) слоистость. В 0.10 м от кровли – прослой серого мергеля 0.10 м мощностью, в верхней части переполненно зернами глауконита. Мощность слоя – 1.05 м.

В породах леэтсеской свиты обнаружены остракоды: *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Rigidella mitis* (Opik, 1935), *Tallinnellina viridis* Schallreuter, 1993 и *Brezelina palmata* (Krause, 1889).

Волховская свита

Пачка “дикари”. Переслаивание известняков и глин сиреневато- и зеленовато-серых, глинистых, средне- и мелкозернистых, органогенно-детритовых, глауконитосодержащих, с линзами, почти нацело сложенных обломками склеритов иглокожих. На расстоянии 0.20 и 0.40 м от подошвы вверх по разрезу наблюдаются поверхности перерыва с ржаво-желтой прокраской и тонкой присыпкой глауконита. Верхняя из этих поверхностей сопоставляется с поверхностью перерыва в кровле “дикарей” первого (А) разреза

(=слою “буток” Ламанского, (1905)). Мощность пачки – 0.65 м.

В пачке “дикари” продолжают встречаться *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Tallinnellina viridis* Schallreuter, 1993 и *Brezelina palmata* (Krause, 1889).

Далее последовательность наращивается подобно первому разрезу.

В пачке “желтяки” определены остракоды: *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Conchoprimitia volkhovensis* sp. nov., *Miniconchoides minutus* (Hessland, 1949), *Rigidella mitis* (Opik, 1935), *Rigidella aff. platiformis* Schallreuter, 1993, *Tallinnellina viridis* Schallreuter, 1993, *Brezelina palmata* (Krause, 1889), *Ogmoopsis vesperi* Sarv, 1959, *Glossomorphites aff. grandispinosus* (Hessland, 1949), *Piretopsis* (Protallinnella) *grewingkii* (Bock, 1867), *Laccochilina* (*Laccochilina*) *aff. kuckersiana* (Bonnema, 1909) и *Steinfurtia* sp.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА

У Д. БАБИНО ПО ТРИЛОБИТАМ

Поверхность перерыва, по которой в Восточной Прибалтике поводится граница латорпского и волховского горизонтов, расположена в первом разрезе примерно в 0.25 м выше подошвы “дикарей”; во втором разрезе она не установлена. Рукководящие для верхней части латорпа и нижней части волхова трилобиты – *Megistaspis estonica* Tjernvik, M. *lata* (Tornquist) (=M. (M.) *polyphemus* (Brogger) (Nielsen, 1995) не обнаружены.

В разрезе у д. Бабино по трилобитам определяются следующие биостратиграфические подразделения:

слои с *Asaphus* (*Asaphus*) *broggeri*. Данный вид найден на высоте 0.30–0.70 м над кровлей “дикарей”. Судя по распространению вида в близлежащих разрезах, он должен встречаться и ниже, начиная от кровли “дикарей”, но остатки трилобитов в этой части “желтяков” в данном разрезе пока не обнаружены. Поэтому нижняя граница слоев проводится условно по кровле “дикарей”;

Таблица IV. Трилобиты кундаского горизонта.

1 – *Asaphus* (*Neosaphus*) *minor* F. Schmidt; экз. № 4330/162: а – головной щит (×1.9), б – хвостовой щит (×2.3); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, 0.05 м выше подошвы. 2 – *Asaphus* (*Neosaphus*) *ingrianus* Jaanusson; экз. № 4330/167, головной щит (×1.3); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 1.025 м ниже кровли. 3, 4 – *Asaphus* (*Neosaphus*) *laevissimus* F. Schmidt; 3 – экз. № 4330/168, головной щит (×1.6); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 2, 0.15 м ниже кровли кундаского горизонта; 4 – экз. № 4330/166, хвостовой щит (×1.6); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 2, 0.05 м ниже кровли кундаского горизонта. 5 – *Asaphus* (*Neosaphus*) *rachyophthalmus* F. Schmidt; экз. № 4330/35: а – головной щит (×1.7), б – хвостовой щит (×1.8); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 1. 6 – *Asaphus* (*Neosaphus*) *sulevi* Jaanusson; экз. № 4330/169: а – хвостовой щит (×2.3), б – головной щит (×2.0), в – головной щит сбоку (×2.2); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 1. 7 – *Asaphus* (*Multiasaphus*) *knurkoi* F. Schmidt; экз. № 4330/33 (×1.2): а – головной щит, б – хвостовой щит (×1.9); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, обуховская свита, пачка 4 (3.0 м выше подошвы “белого слоя”). 8 – *Asaphus* (*Asaphus*) *striatus striatus* (Voeck); экз. № 4330/27: а – головной щит (×1.3), б – хвостовой щит (×1.4); левый берег р. Волхов, сев. окраина д. Званка; кундаский горизонт, обуховская свита, пачка 3, 0, 10 м ниже кровли.

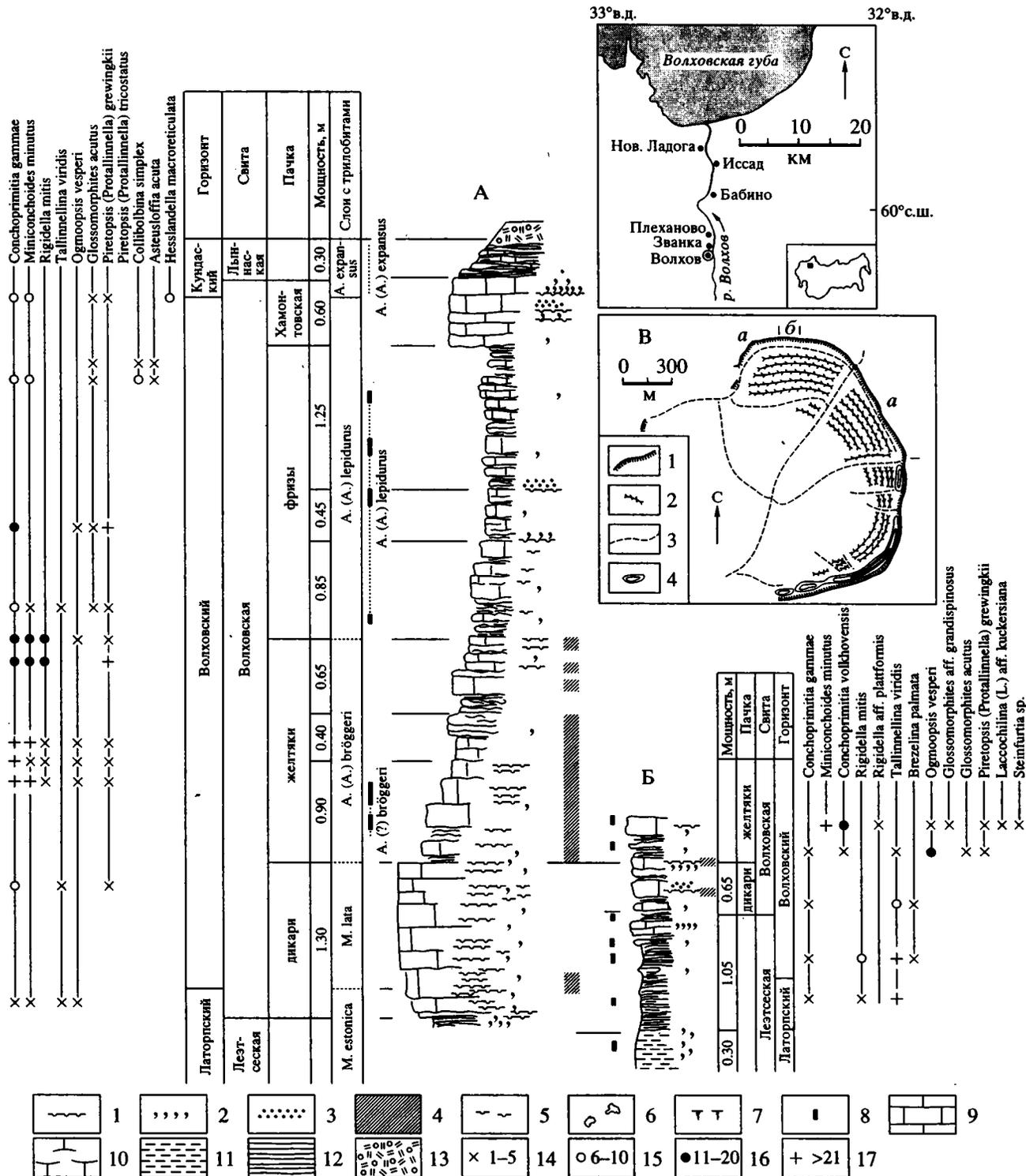


Рис. 1. Разрез лектостратотипа воловской свиты в карьере д. Бабино и распространение видов трилобитов и остракод в нем: А – первый разрез, Б – второй разрез, В – схематический план карьера Бабино: 1 – забой карьера, действующая часть, а – нормальный разрез, б – глинистый разрез; 2 – отвал; 3 – дорога; 4 – озеро.

1 – поверхности перерыва; 2 – видимые зерна глауконита; 3 – оолиты; 4 – красноцветность; 5 – следы типа Bergaueria, выполненные глауконитом; 6 – каверны (пустоты) выщелачивания; 7 – норки зарывания вертикальные; 8 – места взятия проб; 9 – известняк; 10 – известняк комковатый; 11 – мергель; 12 – глина; 13 – четвертичные отложения; 14–17 – количество экземпляров остракод.

слои с *Asaphus (Asaphus) lepidurus*. Первые экземпляры, относящиеся, вероятно, к данному виду, встречены на высоте 0.15 м над кровлей "желтяков". Остатки, несомненно, принадлежащие к этому виду, найдены в 1.15–2.15 м над кровлей "желтяков". Нижняя граница слоев, по-видимому, совпадает с кровлей "желтяков";

слои с *Asaphus (Asaphus) exransus*. Редкие остатки трилобитов этого вида обнаружены лишь в осыпи. Судя по породе, они происходят из лыннской свиты (линзовидный глинистый известняк) и из верхней части хамонтовской пачки (известняк с многочисленными мелкими зернами глауконита).

Кундаский горизонт

Нижняя граница кундаского горизонта проводится по верхней поверхности перерыва внутри хамонтовской пачки, над которой наблюдаются массивные скопления глауконита.

Верхняя граница горизонта проводится А.Ю. Иванцовым (1993) по поверхности перерыва в средней части симанковской свиты, поскольку эта поверхность прослежена и отождествлена со сдвоенной поверхностью перерыва, являющейся верхней границей горизонта в стратотипической местности (Орвику, 1960а). В пределах Ладожского глинта в состав горизонта входят свиты: верхняя часть волховской (верхняя часть хамонтовской пачки), лыннская, силлаоруская, обуховская, синявинская и симанковская (нижняя ее половина).

Лыннская свита. Название предложено С. Мяги (1984а). Стратотип свиты находится на левом берегу р. Лыны в нескольких десятках метров от ее устья. Нами объем свиты уменьшен за счет глауконитосодержащих известняков, относящихся, по нашему мнению, к волховской свите.

Силлаоруская свита. Название предложено Р. Мяннилем и А. Рыымусоксом (Мянниль, Рыымусокс, 1984) для обозначения нижней толщи пород с оолитами буроцветных соединений железа (нижний "чечевичный слой"). Стратотип свиты расположен в Эстонии, на левом берегу р. Пуртсе у пос. Силлаору.

Обуховская свита. Обуховская свита выделяется в работах С. Мяги (1984а, 1984б) и Решениях... (1987). Местонахождение голостратотипа не указано. Е.А. и З.Г. Балашовы (1959) типовым районом развития обуховского горизонта рассматривали правый берег р. Волхов у деревень Обухово и Симанково, где по данным этих авторов он имеет наибольшую мощность. В статье предлагается лектостратотип обуховской свиты. Это обнажение, расположенное на левом берегу р. Волхов у северной окраины дер. Званка.

Синявинская свита. Название "синявинская" впервые появляется в Решениях... (1987) для обозначения одной из пачек обуховской свиты (с ооли-

тами). Нами синявинская пачка переведена в ранг свиты, поскольку является непосредственным продолжением сложно построенной верхней толщи оолитовых известняков Балтийской части глинта. В качестве стратотипа синявинской свиты предлагается восточная, заброшенная часть карьера с. Путилово как предвставительный разрез, наиболее близкий к пос. Синявино.

Симанковская свита. Название "симанковская" дано верхней пачке обуховской свиты в Решениях... (1987). В настоящей работе пачка переведена в ранг свиты с сохранением объема. Написание названия (через "а") приведено в соответствие с названием деревни Симанково. Стратотип свиты находится на левом берегу р. Волхов, в расчистке нового автомобильного моста в черте города Волхов.

В едином обнажении свиты, составляющие кундаский горизонт, вскрываются на левом берегу р. Волхов в траншее очистных сооружений у северного края д. Званка.

ОПИСАНИЕ КУНДАСКОГО ГОРИЗОНТА У СЕВЕРНОГО КРАЯ Д. ЗВАНКА

Разрез начинается с верхней части волховской свиты (рис. 2А, 2Б).

Волховская свита

Пачка "фризы". Известняк зеленоватосерый с сиреневыми разводами, волнистослоистый с частыми прослоями глины и мелкими зернами глауконита. На расстоянии 0.15 м–0.25 м ниже кровли найдены остатки *A. (A.) lepidurus Nieszkowskii*.

В самых верхах пачки "фризы" обнаружены многочисленные остракоды *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935 и *Miniconchoides minutus* (Hessland, 1949).

Видимая мощность около 0.5 м.

Пачка хамонтовская (=нижний "белый слой"; Ламанский, 1905). Известняки массивные, зеленоватосерые, волнистослоистые. На высоте 0.05 и 0.20 м ниже кровли наблюдаются поверхности перерыва со скоплениями мелких зерен глауконита над ними. Мощность – 0.45 м.

Среди остатков остракод определены виды: *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Miniconchoides minutus* (Hessland, 1949), *Collibolbina simplex* (Krause, 1891), *Asteusloffia acuta* (Krause, 1891), *Piretopsis (Protallinnella) grewinkii* (Bock, 1867), *Piretopsis (Protallinnella) quadricostatus* (Sarv, 1963), *Bolbina major* (Krause, 1892) и *Laccochilina? sp.*

Лыннская свита

Пачка 1. Известняки глинистые, сиреневато-серые, линзовиднослоистые, с частыми прослоями глины, вблизи подошвы пачки присутствуют мел-

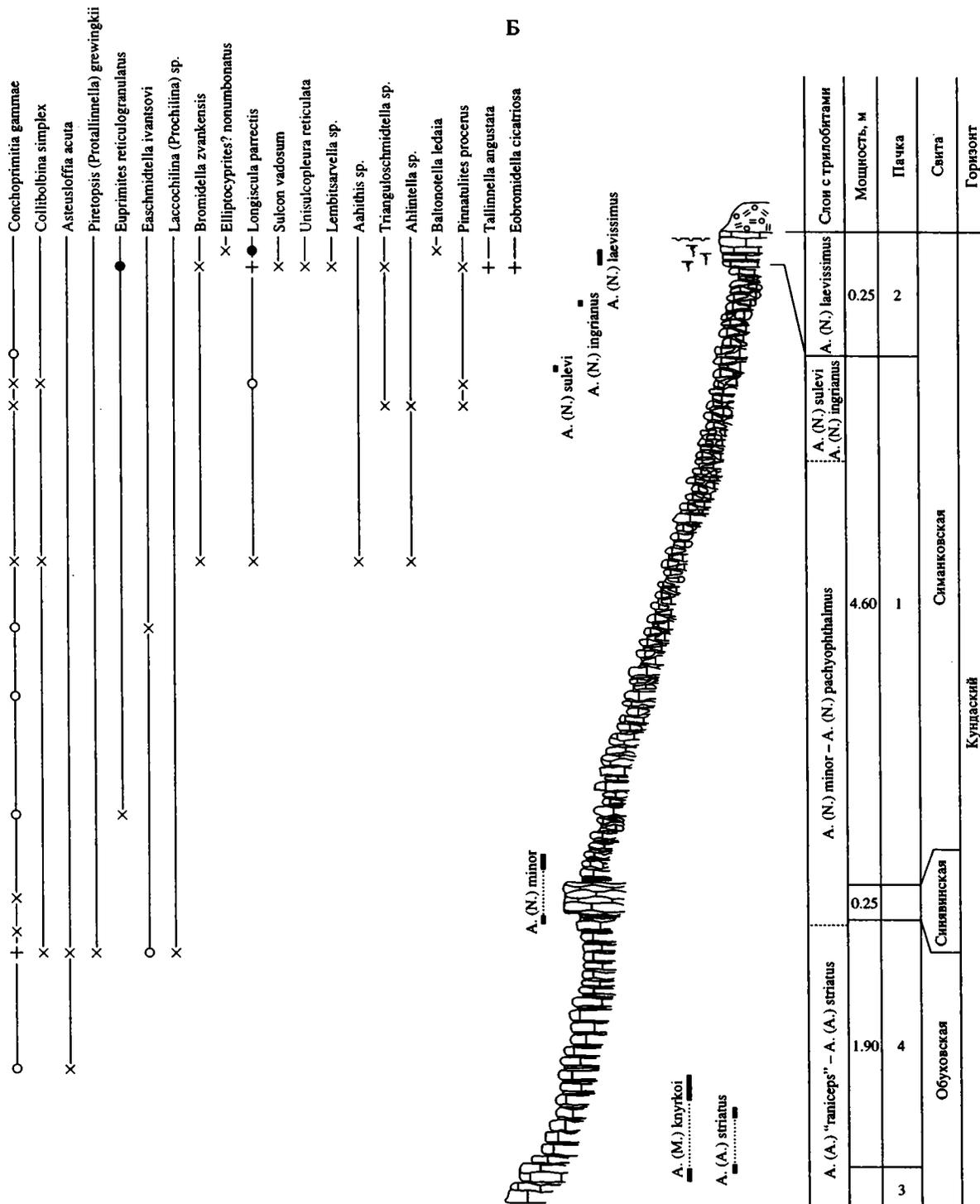


Рис. 2. Окончание.

Пачка 26. Известняки зеленовато-серые, с розовато-серыми разводами вокруг скоплений оолитов, глинистые. Наблюдаются редкие скопления мелких оолитов бурозеленых соединений железа. В кровле находится поверхность перерыва с сире-

негато-серой окраской подстилающей породы и со сверлениями Bergaueria. Мощность - 0.10 м.

В отложениях лынской свиты среди остракод продолжают встречаться Conchoprimitia gammae Opik, 1935, Miniconchoides minutus (Hessland,

1949), *Collibolbina simplex* (Krause, 1891), *Asteusloffia acuta* (Krause, 1891), *Piretopsis* (*Protallinnella*) *grewingkii* (Bock, 1867) и вновь появляются *Bolbithes?* sp., *Eobromidella cicatriosa* (Sarv, 1959), *Glossomorphites acutus* (Hessland, 1949).

Силлаоруская свита

Пачка 1. Известняки глинистые, розовато-серые, серые, волнистослоистые и линзовиднослоистые с многочисленными мелкими оолитами и прослоями темно-серой глины. На расстоянии 0–0.05 и 0.20 м выше подошвы найдены остатки *A. (A.) "ganiceps"* Dalman. Мощность – 0.30 м.

Пачка 2. Известняки глинистые, светло-серые, волнистослоистые, с редкими мелкими зернами глауконита. В кровле находится слой серой глины с линзами серого известняка, вокруг которых глина окрашена в вишнево-красный цвет. На расстоянии 0.10 м от подошвы пачки найден *A. (A.) "ganiceps"* Dalman. Мощность – 0.30 м.

В отложениях силлаоруской свиты встречены немногочисленные *Conchoprimitia gammae* Opik 1935, *Piretopsis* (*Protallinnella*) *grewingkii* (Bock, 1867), *Asteusloffia acuta* (Krause, 1891) и впервые в разрезе появляются многочисленные *Hesslandella macroreticulata* (Hessland, 1949).

Обуховская свита

Пачка 1. Известняки серые, со слабыми сиреневатыми и зеленоватыми разводами, волнистослоистые, глинистые, с очень редкими мелкими зернами глауконита, с прослоями глин. Мощность – 1.05 м.

Здесь продолжают встречаться *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Piretopsis* (*Protallinnella*) *grewingkii* (Bock, 1867), *Asteusloffia acuta* (Krause, 1891), *Collibolbina simplex* (Krause, 1891), *Eobromidella* sp., и впервые появляются *Tallinnella angustata* (Krause, 1891) и *Tallinnella reticulata* Sarv, 1963.

Пачка 2. Известняки серые, глинистые, волнистослоистые до линзовидных, с частыми прослоями красновато-серой глины. Мощность – 1.25 м.

Среди остракод встречены малочисленные *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Asteusloffia acuta* (Krause, 1891), *Piretopsis* (*Protallinnella*) *grewingkii* (Bock, 1867), и появляются единичные *Pinnatulites procerus* (Kummerow, 1924).

Пачка 3. Известняки серые, волнистослоистые, с очень редкими зернами глауконита в нижней половине пачки. В основании пачки расположен слой плотного известняка 0.35 м мощностью с частыми мелкими кавернами выщелачивания (= верхний "белый слой"; Ламанский, 1905). На расстоянии 1.80 м от подошвы пачки найден *Asaphus* (*Multiasaphus*) sp. 1; 2.10 м–2.5 м – *Asaphus* (A.) *striatus sarsi*

Brogger; 2.50 м–А. (М.) *kyrkoi* F. Schmidt. Мощность – 2.60 м.

Среди остракод продолжают встречаться *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Piretopsis* (*Protallinnella*) *grewingkii* (Bock, 1867), *Asteusloffia acuta* (Krause, 1891), *Collibolbina simplex* (Krause, 1891), *Tallinnella reticulata* Sarv, 1963 и впервые появляется новый вид *Easchmidtella ivantsovi* sp. nov.

Пачка 4. Известняки серые, розовато-серые, глинистые, волнистослоистые до линзовидных с частыми прослоями красновато-серой глины. На расстоянии 0; 0.40; 0.45; 0.50; 0.60 м от подошвы найдены *A. (M.) kyrkoi* F. Schmidt; 0–0.40 м – *A. (A.) striatus striatus* (Boeck); 1.95 – *A. (N.) cf. minor* F. Schmidt, 0.10 м – *A. (A.)* sp. nov. Мощность – 1.90 м.

Среди остракод обнаружены: *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935, *Collibolbina simplex* (Krause, 1891), *Asteusloffia acuta* (Krause, 1891), *Pinnatulites procerus* (Kummerow, 1924), *Easchmidtella ivantsovi* sp. nov. и *Laccochilina* (*Prochilina*) sp.

Синявинская свита. Известняки сиреневато-серые, волнистослоистые. Мощность – 0.25 м. Следует отметить, что эти известняки к синявинской свите относятся условно, так как здесь не обнаружены оолиты гидроокислов железа, являющиеся характерным признаком свиты. Но в ближайшем от д. Званки разрезе, расположенном на левом берегу р. Волхов в г. Волхов у старого автомобильного моста, в верхних 0.15 м свиты присутствуют скопления мелких оолитов гидроокислов железа, вокруг которых порода приобретает кирпично-красную окраску.

Среди остракод обнаружены единичные *Conchoprimitia gammae* Opik, 1935.

Симанковская свита

Пачка 1. Известняки глинистые, мергели, сиреневато-серые с зеленоватыми разводами, линзовиднослоистые с частыми прослоями глины, с единичными стяжениями железного колчедана. На расстоянии 0.05–0.15 м от подошвы пачки найден *Asaphus* (*Neoasaphus*) *minor* F. Schmidt, в 3.8 м – *A. (N.) sulevi* Jaanusson, в 4.35 м – *A. (N.) ingrianus* Jaanusson. Мощность – 4.6 м.

В отложениях пачки 1 среди остракод обнаружены многочисленные: *Conchoprimitia gammae* Opik 1935, *Collibolbina simplex* (Krause, 1935), *Euprimites reticulogranulatus* Hessland, 1949, *Easchmidtella ivantsovi* sp. nov., *Bromidella zvanckensis* sp. nov., *Longiscula parrectis* Neckaja, 1958, *Sulcon vadosum* Schallreuter, 1993, *Unisulcopleura reticulata* Olempskaja, 1994, *Lembitsarvella* sp., *Aahithis* sp., *Trianguloschmidtella* sp., *Ahlintella* sp., *Baltonotella ledaia* Sidaravichiene, 1975, *Pinnatulites procerus* (Kummerow, 1924), *Tallinnella angustata* (Krause, 1891), *Eobromidella cicatriosa* (Sarv 1959).

Пачка 2. Известняки сиреневато-серые, в верхней части светло-зеленовато-серые, плотные, волнистослоистые со слабой комковатой отдельностью и частыми узкими вертикальными норками зарывания. В 0.05 м ниже кровли пачки проходит слабо выраженная поверхность перерыва с темно-серой окраской кровли подстилающей породы и с редкими следами сверления. На высоте 0.05 м и 0.15 м от подошвы пачки найден *Asaphus (Neoasaphus) laevisimus* F. Schmidt. Видимая мощность – 0.25 м.

В кровле симанковской свиты продолжают встречаться остракоды: *Longiscula parrectis* Neckaja, 1958, *Baltonotella ledaia* Sidaravichiene, 1975 и появляется *Elliptocyprites? nonumbonatus* (Hessland, 1949).

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА У ДЕР. ЗВАНКА ПО ТРИЛОБИТАМ

Волховский горизонт, слои с *A. (A.) lepidurus*. В обнажении вскрывается только верхняя часть слоев. Стратиграфически высокие *A. (A.) lepidurus* найдены на расстоянии 0.55 м ниже верхней поверхности перерыва хамонтовской пачки.

Кундаский горизонт. Предлагаемое в настоящей работе разделение кундаского горизонта на слои с трилобитами заметно отличается от принятого в Решениях... (1987). Наибольшим изменением подвергся верхний подгоризонт, соответствовавший слоям с *A. (Neoasaphus) sulevi*. Под наименованием "*A. (N.) sulevi* Jaanusson" (= *A. eichwaldi* F. Schmidt) обычно объединяются три вида: *A. (N.) sulevi* Jaanusson, *A. (N.) ingrianus* Jaanusson, *A. (M.) knyrkoi* F. Schmidt. Поскольку эти виды существовали в разное время, интервал стратиграфического распространения *A. (N.) sulevi* s. 1. является очень широким. Кроме интервалов распространения названных видов, он включает и промежуток между ними. Наиболее значительный промежуток имеется между интервалами распространения *A. (M.) knyrkoi* F. Schmidt и *A. (N.) sulevi* Jaanusson. В нем род *Asaphus* представлен двумя сменяющими друг друга видами – *A. (N.) minor* F. Schmidt и *A. (N.) pachyophthalmus* F. Schmidt. Кроме того, в верхней части кундаского горизонта, выше интервала распространения *A. (N.) ingrianus* Jaanusson, род *Asaphus* представлен весьма характерным видом *A. (N.) laevisimus* F. Schmidt. Благодаря массовой встречаемости остатков и очень узкому интервалу распространения (не более 0.3 м в самых полных восточных разрезах), слои с *A. (N.) laevisimus* являются четким маркирующим уровнем, отмечающим кровлю кундаского горизонта.

Слои с *A. (A.) expansus*. Е.А. Балашова и З.Г. Балашов (1959, с. 133) проводят нижнюю границу слоев на р. Волхов в 3.0 м ниже подошвы нижнего

чечевичного слоя. Однако мощность нижнекундаских отложений изменчива и увеличивается вдоль реки от южных обнажений к более северным. В данном случае первое появление *A. (A.) expansus* отмечается в 1.90 м ниже подошвы силлаорусской свиты (нижнего чечевичного слоя) в трилобитово-брахиоподовом ракушняке над верхней поверхностью перерыва в хамонтовской пачке. Эту поверхность перерыва следует считать нижней границей слоев и горизонта.

Слои с *A. (A.) "ganiceps"* и *A. (A.) striatus*. Первые находки *A. (A.) "ganiceps"* отмечены в оолитовых известняках непосредственно выше поверхности перерыва, принятой за нижнюю границу силлаорусской свиты. *A. (A.) striatus* (Boek) (= *A. major* F. Schmidt в понимании К.А. Балашовой (1953)) присутствует лишь в третьей и четвертой пачках обуховской свиты. К верхней части третьей пачки приурочены и самые нижние находки *A. (M.) knyrkoi*, т.е. отсюда должны были бы начинаться слои с *A. (N.) sulevi* при широком понимании вида.

Слои с *A. (N.) minor* и *A. (N.) pachyophthalmus*. Самый нижний экземпляр, предположительно относящийся к виду *A. (N.) minor*, найден в 0.05 м ниже подошвы синявинской свиты. Здесь, по-видимому, нужно проводить нижнюю границу слоев.

Слои с *A. (N.) sulevi* и *A. (N.) ingrianus*. Самый нижний экземпляр *A. (N.) sulevi* Jaanusson встречен в данном обнажении на высоте 0.95 м ниже поверхности перерыва второй пачки симанковской свиты, но, как показывает изучение обнажений у плотины Волховской ГЭС, где этот уровень представлен лучше, нижняя граница слоев должна проходить еще на 0.50 м ниже.

Слой с *A. (N.) laevisimus*. Многочисленные остатки трилобитов этого вида приурочены к средней части второй пачки симанковской свиты, интервалу 0.05–0.15 м ниже поверхности перерыва. Сопоставление с обнажением у плотины Волховской ГЭС дает возможность проводить нижнюю границу слоев в 0.25 м ниже этой поверхности.

Азериский горизонт, слои с *A. (N.) platyurus*. К азерискому горизонту должна относиться верхняя часть второй пачки симанковской свиты, расположенная выше поверхности перерыва (Иванцов, 1993), но в данном обнажении, в связи с малой мощностью и небольшой площадью выхода, остатки трилобитов не обнаружены.

АНАЛИЗ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСТАТКОВ ОСТРАКОД В ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗАХ

Из разрезов в карьере Бабино обработано 25 образцов, содержащих остатки остракод. Распространение остракод по разрезу более или менее равномерное. Стратиграфический анализ (рис. 1), показал, что систематический состав остракод практически не меняется в пределах всего

волховского горизонта и поэтому проводить более дробное расчленение волховского горизонта по остаткам остракод пока не удастся. Ведущее положение в волховском комплексе остракод занимают *Conchoprimitia gammae*, *Miniconchoides minutus* и *Tallinnellina viridis*.

Из разреза на левом берегу р. Волхов возле северной окраины дер. Званка обработано 20 образцов с остракодами. Распространение остатков остракод по разрезу неравномерное (рис. 2). Наибольшее число находок остракод приурочено к отложениям лыннской, силлаоруской, обуховской свит и к верхней половине пачки 1 симанковской свиты. Наиболее характерными остракодами для этой части разреза являются *Conchoprimitia gammae*, *Miniconchoides minutus*, *Asteussloffia acuta*, *Hesslandella macroreticulata*, *Tallinnella angustata*, *Eobromidella cicatriosa*, *Euprimites reticulogranulatus*, *Longiscula parrectis*. Отложения синявинской свиты практически не содержат остатки остракод. Здесь встречаются единичные *Conchoprimitia gammae*. Отложения кундаского горизонта в разрезе у дер. Званка по остаткам остракод расчленить более дробно также не удастся. Кроме того, следует отметить, что *Pinnatulites procerus*, являющийся зональным видом для кундаского горизонта (Сидаравичене, 1976), в данном разрезе встречен лишь в единичных экземплярах.

ОПИСАНИЕ ОСТРАКОД

Род *Conchoprimitia* Opik, 1935

Conchoprimitia volkhovensis Melnikova, sp. nov.

Табл. II, фиг. 5

Название вида от р. Волхов.

Голотип – № 4474/79, раковина; Ленинградская область, правый берег р. Волхов, карьер возле дер. Бабино; нижний ордовик, волховский горизонт, волховская свита, пачка “желтяки”.

Описание. Раковина средних размеров, постплетного очертания, высокая, умеренно выпуклая, неравностворчатая: левая створка слабо охватывает правую вдоль брюшного края. Замочный край прямой, лежит в неглубокой ложбинке, расположенной на расстоянии $2/3$ длины спинного края ближе к заднему концу. Передний и задний концы почти одинаково выдаются за линию спинного края. Передний конец немного ниже заднего. На боковой поверхности створок ближе к переднему концу, чуть отступя от спинного края, развит короткая, мелкая борозда, перед которой наблюдается нечетко выраженный бугорок. Максимальная выпуклость находится в средней части раковины. Вдоль заднего конца развито уплощение. Поверхность раковины гладкая.

Размеры, в мм	l	h	w
Голотип № 4474/79	1.05	0.65	0.4

Изменчивость. Незначительно меняется степень уплощения вдоль заднего конца.

Сравнение. От наиболее близкого вида *Conchoprimitia zonata* (Opik, 1935), отличается более короткой и мелкой бороздой, которая развита ближе к спинному краю, чем у *C. zonata*. От остальных конхопримитий новый вид отличается расположением линии спинного края в неглубокой ложбинке.

Распространение. Нижний ордовик, волховский горизонт; Ленинградская область.

Материал. Около 30 раковин хорошей сохранности.

Род *Easchmidtella* Schallreuter, 1967

Easchmidtella ivantsovi Melnikova, sp. nov.

Табл. II, фиг. 15

Название вида в честь Андрея Юрьевича Иванцова.

Голотип – ПИН, № 4474/156, раковина; Ленинградская область, левый берег р. Волхов, северная окраина дер. Званка; средний ордовик, кундаский горизонт, обуховская свита.

Описание. Раковина средних размеров, амплетного очертания, сильно выпуклая, неравностворчатая. Левая створка охватывает правую вдоль всего свободного края, причем охват более значительный по брюшному краю. Замочный край длинный, лежит в углублении, образованном приподнятыми срединными участками спинного края. Спинные углы тупые, передний немногим больше заднего. Передний и задний концы равномерно закругленные и равные по высоте. Боковая поверхность обеих створок ближе к брюшному краю круто перегибается, образуя широкую уплощенную брюшную сторону; на правой створке боковой перегиб более резкий, килевидный. Максимальная выпуклость находится посередине. Поверхность раковины гладкая.

Размеры, в мм	l	h	w
Голотип № 4474/156	1.3	0.85	0.8

Изменчивость. Незначительно меняется степень расширения брюшной стороны.

Сравнение. От известных ранее видов *Easchmidtella* отличается перегибом боковой поверхности ближе к брюшному краю.

Распространение. Средний ордовик, кундаский горизонт; Ленинградская область.

Материал. Семь раковин хорошей сохранности.

Род *Bromidella* Harris, 1931

Bromidella zvankensis Melnikova, sp. nov.

Табл. II, фиг. 4

Название вида от дер. Званка

Голотип – № 4474/145, правая створка самки; Ленинградская область, левый берег р. Волхов,

северная окраина дер. Званка; средний ордовик, кундаский горизонт, обуховская свита.

Описание. Раковина крупная, амплетного очертания, умеренно выпуклая. Спинной край прямой, длинный, брюшной – умеренно выпуклый. Передний и задний концы примерно одинаково выдаются за линию спинного края. В середине створки, немного ближе к переднему концу расположена широкая и глубокая аддукторная ямка, перед которой развит округлый, широкий срединный бугорок. Сзади и сверху ямка окаймлена четкой, низкой подковообразной лопастью. Спинное ребро довольно широкое, передний конец его загибается вниз, а задний достигает заднеспинного угла. Поверхность раковины мелкобугорчатая.

Велярная структура на раковинах самок представлена довольно широким выпуклым долоном, который начинается немного ниже переднеспинного угла, охватывает брюшной край и доходит до заднебрюшного края. Раковины самцов не обнаружены.

Размеры, в мм	l	h
Голотип № 4474/145	1.5	1.02

Сравнение. От всех бромидел новый вид отличается длинным выпуклым долоном. Кроме того, от *Bromidella kohtlensis* (Opik, 1937), с которым новый вид сближает строение спинного ребра, отличается более четкой подковообразной лопастью.

Распространение. Ленинградская область; средний ордовик, кундаский горизонт.

Материал. Две створки хорошей сохранности и несколько фрагментов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашова Е.А., Балашов З.Г.* К стратиграфии глауконитовых и ортоцератитовых слоев ордовика Северо-запада Русской платформы // Учен. зап. ЛГУ. № 268. Сер. геол. 1959. Вып. 10. С. 127–154.
- Дмитровская Ю.Е.* Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Московской синеклизы. Ст. 2, ордовик и силур // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 2. С. 82–94.
- Дмитровская Ю.Е.* Нижний палеозой Московской синеклизы // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ПИН РАН, 1991. 60 с.
- Дронов А.В., Иванцов А.Ю.* Органогенные постройки в нижнеордовикских карбонатных отложениях окрестностей Санкт-Петербурга // Вестн. СПбГУ. 1994. Сер. 7. Вып. 1. (№ 7). С. 23–30.
- Дронов А.В., Савицкий Ю.В., Цыганова Е.А.* Карбонатный ордовик окрестностей С.-Петербурга: стратиграфия “дикарей” // Вестн. СПбГУ, 1993. Сер. 7. Вып. 3 (№ 21). С. 36–42.
- Иванцов А.Ю.* Кундаский и азерский горизонты (ордовик) на р. Волхов // Фауна и экосистемы геологического прошлого. М.: Наука, 1993. С. 90–97.
- Ламанский В.В.* Исследование в области Балтийско-Ладожского глинта летом 1900 года // Изв. Геол. ком-та. 1901. Т. 20. С. 233–277.
- Ламанский В.В.* Древнейшие слои силурийских отложений России // Тр. Геол. ком-та, нов. сер. 1905. Т. 20. 203 с.
- Мяги С.О.* Стратиграфия и фауна онтикаских отложений // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Таллинн: АН ЭстССР, 1984а. 29 с.
- Мяги С.О.* Характеристика стратотипа онтикаской подсерии // Изв. АН ЭССР. Геология. 1984б. Т. 33. № 3/4. С. 104–112.
- Мянниль Р.М., Рьымусокс А.К.* Ревизия литостратиграфической схемы расчленения ордовика северной Эстонии // Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллинн: АН ЭстССР, 1984. С. 52–62.
- Орвику К.К.* Литофациальные особенности ордовикских горизонтов Волхов (В_{II}), Кунда (В_{III}), Азери (С_{1a}) в северной части Эстонской ССР // Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. XXI сес. Междунар. геол. конгр., докл. сов. геол. Л., 1960а. С. 71–82.
- Орвику К.К.* О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии // Тр. ИГ АН ЭССР. 1960б. Т. V. С. 45–88.
- Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г. и др.* Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритонесной оболовой толщи на северо-западе Русской платформы. Л.: Наука, 1989. 222 с.
- Решения межведомственного совещания по ордовик и силуру Восточно-Европейской платформы 1984 г. с региональными стратиграфическими схемами. Л., ВСЕГЕИ, 1987. 114 с.
- Сидаравичене Н.В.* Зональное расчленение нижнего и среднего ордовика в разрезах Восточной Литвы по острокодам // Изв. АН ЭССР. Сер. геол. 1976. № 8. С. 48–56.
- Dronov A., Savitsky Yu., Fedorov P. and Tsyganova E.* Detailed lithostratigraphy of the Ordovician lower Volkhovian limestone along the eastern part of the Baltic – Ladoga Gint, northwestern Russia // GFF, 1996. V. 118 (pt. 1). Stockholm. P. 19–24.
- Nielsen A.T.* Trilobite systematics, biostratigraphy and palaeoecology of the Lower Ordovician Komstad Limestone and Huk Formations, Southern Scandinavia // Fossil & Strata, 1995. V. 38. Scandinavian University Press, Oslo. 374 p.
- Mannil R.* The Ordovician of Estonia // Field Meeting Estonia. An excursion Guidebook // Tallinn: Inst. Geol. Estonian Acad. Sciences, 1990. С. 11–20.

Рецензенты Т.Н. Корень, А.Ю. Розанов

УДК 551.763.3(517.3)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕНОМАН-САНТОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ (МОНГОЛИЯ)

© 1998 г. **Г. Г. Мартинсон***, **Н. Н. Верзилин***** *Институт озероведения РАН, 196199 Санкт-Петербург, ул. Севастьянова, 9, Россия*** *Институт Земной коры Санкт-Петербургского государственного университета,
199034 Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия*

Поступила в редакцию 25.06.96 г., получено после доработки 02.10.96 г.

В статье дается описание и анализ ранее не опубликованного разреза сеноман-сантонских отложений юго-западного района Монголии Заалтайской Гоби. Эти отложения по литологическим особенностям, ископаемым остракодам, моллюскам и харовым водорослям сопоставляются с аналогичными толщами баинширэнской свиты в Хара-Хутульском опорном разрезе Восточной Гоби. Приведенный разрез баинширэнской свиты является наиболее полным для западной части Заалтайской Гоби и может считаться опорным.

Ключевые слова. Верхнемеловые континентальные отложения Монголии, пресноводные моллюски и остракоды, сеноман-сантон Монголии, стратиграфия, корреляция.

Территория Монголии в мезозойское время представляла собой внутриконтинентальный регион, в пределах которого происходило интенсивное накопление осадочных толщ юрского и мелового возраста. Особенно широкое распространение получили позднемеловые отложения в гобийской части страны. В них найдены многочисленные скелетные остатки динозавров, крокодилов, черепах, рыб, раковины моллюсков, остракод, конхострак, а также харовых водорослей, остатки древесины, шишки и плоды субтропических растений.

Впервые верхнемеловые отложения Монголии были расчленены И.Е. Турищевым (1955), Н.А. Мариновым (1957) и В.Г. Васильевым и др. (1959) на сайншандинскую (сеноман) и баинширэнскую (сеноман-турон) свиты. Детальные геолого-палеонтологические исследования, проведенные участниками Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, позволили уточнить и решить основные вопросы стратиграфии и корреляции мезозойских континентальных толщ Монголии. Для верхнемеловых отложений Монголии Г.Г. Мартинсоном, А.В. Сочавой и Р. Барсболдом (1969) были выделены следующие свиты: сайншандинская (альб-сеноман), баинширэнская (сеноман-турон-сантон), барунгойотская (кампан) и нэмэгэтинская (маастрихт). В то время сложилось впечатление, что в Восточной Гоби распространены, преимущественно, отложения сайншандинской и баинширэнской свит, значительно слабее в ней представлены отложения барунгойотской (названной в Восточной Гоби "джибхалантской") свиты. В Заалтайской Гоби, наоборот, присут-

ствуют лишь барунгойотские и нэмэгэтинские отложения. В палеогеографическом плане, таким образом, получалось, что бассейны седиментации в Восточной Гоби возникли значительно ранее Заалтайских и раньше же прекратили свое существование, а в Заалтайской Гоби процесс седиментации начался лишь в кампанское время и продолжалось до конца маастрихта. Существенным открытием оказались результаты работ В.Ф. Шувалова (1976), впервые обнаружившего на юге Восточной Гоби, в широкой котловине Байшин-Цава, помимо сайншандинских и баинширэнских отложений, фаунистически датированные отложения барунгойотской и нэмэгэтинской свит, аналогичные осадочным толщам Заалтайской Гоби. В дальнейшем в этой западной части Гоби были описаны небольшие выходы сеноман-сантонских отложений (Станкевич, 1980), охарактеризованные фаунистическими остатками. Проведенные позже авторами данной статьи исследования Заалтайской Гоби позволили обнаружить и описать более полный разрез отложений баинширэнской свиты на северных склонах г. Онгон-Улан-Ула, содержащий богатый комплекс остракод, моллюсков и харовых водорослей, что позволяет считать этот разрез опорным для баинширэнской свиты в Заалтайской Гоби. Подробное описание и анализ этого разреза приводится впервые в данной статье. Однако прежде, чем перейти к этому описанию, следует остановиться на характеристике тех разрозненных баинширэнских отложений, известных ранее в этом районе Монголии.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ БАЙНШИРЭЙНСКОЙ СВИТЫ В ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ

Во время исследований Г.Г. Мартинсоном, В.Ф. Шуваловым и А.В. Сочавой верхнемеловых осадочных толщ Заалтайской Гоби, среди широко распространенных барунгойотских и нэмэгэтинских отложений, были встречены небольшие разрозненные выходы пестроцветных осадков, отличавшиеся по своему литологическому составу и фаунистическим комплексам от вышележащих свит. Состав остракод по Е.С. Станкевич (1980, 1982) и моллюсков по Г.Г. Мартинсону (1982) оказались характерными для байнширэйнской свиты сеноман-сантонского возраста.

Среди разрозненных обнажений в Заалтайской Гоби А.В. Сочавой (1975) описан небольшой разрез в юго-восточной части урочища Хэрмин-Цав (рис. 1), отнесенный им к саиншандинской свите. Эти отложения в результате изученных комплексов остракод были отнесены Е.С. Станкевич к байнширэйнской свите. Отложения эти представлены пачками глин коричневого цвета, с прослойками пестрых глин и горизонтами песчаников. Венчает разрез пачка мощностью 16 м мелкогалечных конгломератов, гравелитов и песчаников, несогласно перекрытых четвертичными конгломератами. Разрез по А.В. Сочаве (1975) и Е.С. Станкевич (1980) следующий:

1. На песчаниках палеозоя залегает известковистый светло-коричневый песчаник с карбонатными конкрециями. Мощность 2 м.
2. Глины пестрые. Мощность 3 м.
3. Плотный коричневый песчаник. Мощность 0.2 м.
4. Коричневые глины. Мощность 1.5 м.
5. Зеленоватые и зелено-голубые глины и алевролиты с прослоями карбонатов, переполненными давленными ядрами *Eucypris hermitsabica* St. Мощность 1.5 м.
6. Светло-голубые глины с красными пятнами. Мощность 0.8 м.
7. Коричневые неслоистые глины. Мощность 2 м.
8. Зеленовато-серые и розовые тонкослоистые глины с прослоями серых карбонатов, переполненных раковинами остракод: *Cypridea aff. profusa* Lub., *Eucypris hermitsabica* St. et Kh., *Lycoperocypris bagataratschensis* St. et Kh., *Cypria elata* (St. et Kh.), *Mongolianella* sp. Мощность 3.2 м.
- 9–10. Коричневые и желтые глины. Мощность 14.2 м.
11. Коричневые глины с остракодами *Eucypris hermitsabica* St., *Lycoperocypris bagataratschensis* St. et Kh., *Mongolianella* sp. Мощность 8 м.
- 12–13. Коричневые глины с прослоями серых и розовых песчаников. Мощность 13.5 м.

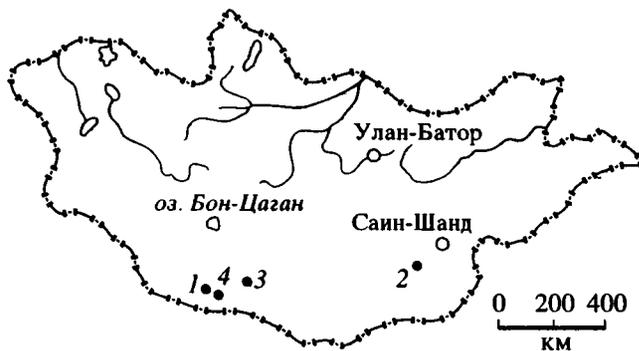


Рис. 1. Схема расположения разрезов байнширэйнских отложений, рассматриваемых в работе. 1 – Онгон-Улан-Ула, 2 – Хара-Хутул, 3 – Ширэгин-Гашунская впадина, 4 – юго-восточнее Хэрмин-Цав.

14. Мелкогалечные конгломераты, гравелиты и песчаники с карбонатными конкрециями. Мощность 16 м.

Как отмечено в работе Е.С. Станкевич (1980), в западной части урочища Хэрмин-Цав В.Ф. Шуваловым был описан сходный разрез мощностью в 50 м, представленный пестроцветной пачкой глин, песчаников и песчанистых глин. В глинах обнаружен комплекс остракод, состоящий из *Cypridea aff. profusa* Lub., *Cypridea* sp., *Eucypris hermitsabica* St., *Mongolianella* sp., *Lycoperocypris bagataratschensis* St. et Kh., *Timiriasevia martinsoni* St., *Candonella* sp.

Несколько северо-восточнее байнширэйнские отложения были обнаружены в небольшой брахиантиклинали в центре Ширэгин-Гашунской впадины (рис. 1), расположенной севернее горных массивов Алтан-Ула и Нэмэгэту-Ула. Эти отложения были ошибочно отнесены А.В. Сочавой (1975) к барунгойотским и нэмэгэтинским отложениям. Однако богатый комплекс ископаемой фауны оказался характерным для байнширэйнской свиты. Состав фауны следующий: остракоды (Станкевич, 1980) – *Mongolianella* sp., *Lycoperocypris bagataratschensis* (St. et Kh.), *Cypridea elata* (St., et Kh.). Моллюски (Мартинсон, 1982) – *Pseudohyria cardiiformis* (Martins.), *P. corbiculensis* Martins. Из позвоночных обнаружены фрагменты скелетов анкилозавра – *Syrmosaurus disparoseratus* Maleev и крокодила *Shamosuchus gradilifrons* (Konz.). Найдены также крупные шишки *Araucaria* sp. и плоды тропических растений (Красилов, Мартинсон, 1982). Байнширэйнские отложения в Ширэгин-Гашунской впадине сложены чередованием пачек светло-серых песчаников (в подошве с псевдогравийными зернами или линзами псевдогравелитов) и красноцветных глин. Грубообломочные породы в ней не встречаются. Границы этих отложений с барунгойотской свитой не вскрыты.

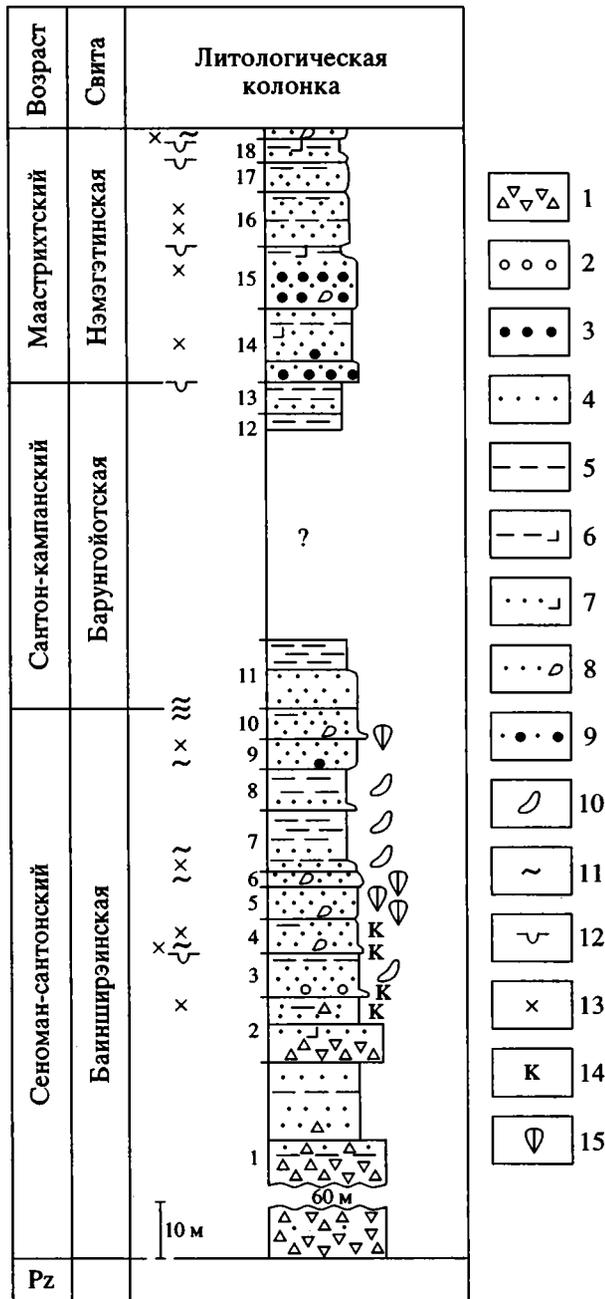


Рис. 2. Разрез сеноман-сантонских отложений севернее горы Онгон-Улан-Ула.

1 – брекчии; 2 – конгломераты; 3 – гравелиты; 4 – песчаники и алевролиты; 5 – глины; 6 – глины с конкрециями карбонатного материала; 7 – песчаники с конкрециями карбонатного материала; 8 – псевдогравелиты и разнозернистые песчаники с гравийными зернами из карбонатного и глинистого материала; 9 – чередование примерно одинаково распространенных пород; 10 – находки остракод и харофитов; 11–13 – следы: оползания (11), внедрений (12), ползанья донных животных (13); 14 – находки костей; 15 – находки моллюсков.

Цифры слева от литологической колонки – номера пачек согласно описанию разреза в настоящей работе.

В западных районах Заалтайской Гоби В.Ф. Шуваловым был описан разрез, расположенный на северо-западном склоне г. Онгон-Улан-Ула (рис. 1), где на палеозойских породах залегают конгломераты, покрытые пачкой пестроцветных глин и песчаников. В разрезе преобладают серые и бурые тона. Суммарная мощность этих отложений не превышает 40–50 м. В разрезе были найдены крупные раковины моллюсков байнширэнской свиты (Мартинсон, 1982), представленные *Plicatotrionioides chamarinensis* Martins., *P. gobiensis* Martins., *Pseudohyria* cf. *cardiiformis* (Martins.), *Parreysia* sp. Остракоды представлены (Станкевич, 1980) *Cypridea* aff. *profusa* Lub., *Mongolianella distilata* (St.), *Eucypris* cf. *hermitsavica* St., *Cypridea elata* (St. et kh.). Перекрывает эти отложения десятиметровая пачка серо-зеленых глин, на которой залегают красноцветные отложения барунгойотской свиты. К сожалению, этот разрез не был опубликован и лишь приведен в работе Е.С. Станкевич (1980).

В последующие годы в результате повторного исследования западных районов Заалтайской Гоби авторами данной статьи было обнаружено в северной части горы Онгон-Улан-Ула новое крупное обнажение, значительно более полное по сравнению с описанным ранее В.Ф. Шуваловым на северо-западном склоне этой горы. Новое обнажение мощностью в 162 м и содержащее богатый состав ископаемой фауны, может рассматриваться как опорное для байнширэнских отложений в Заалтайской Гоби. Описание этого опорного разреза дается в следующем разделе данной статьи.

ОПИСАНИЕ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА БАЙНШИРЭЙНСКОЙ СВИТЫ ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ

Разрез описан по северному склону г. Онгон-Улан-Ула (рис. 1, 2). Слагающие его отложения залегают почти горизонтально, причем ложатся непосредственно на породы палеозойского возраста, погребая под собой выработанный в них ярко выраженный эрозионный рельеф, иногда с превышениями несколько более 100 м.

1. Сероцветные разнообломочные брекчии, дресвяники, песчано-дресвяные породы. Постепенно вверх отложения приобретают рыжевато-коричневую окраску, в них увеличивается примесь глинистого материала, в верхней трети присутствуют пласты до 1.5 м мощности красноцветных глин. На границе нижней и средней третьей пачки встречены остатки раздавленных яиц динозавров. Мощность пачки 78 м.

В ряде глубоких промоин видно соотношение этих отложений с подстилающим комплексом палеозойских пород. В целом отмечается примыкание их к поверхностям древнего рельефа, четко

видны первичный наклон напластования, выклинивание прослоев и пластов. Эти данные свидетельствуют о том, что в начале позднего мела на месте современной г. Онгон-Улан-Ула существовала сильно расчлененная область сноса, поставившая селевыми потоками в зону осадконакопления большие массы неотсортированного и неокатанного грубообломочного материала.

Песчаники среднезернистые и разноезернистые, желтовато-оранжевого цвета, часто с включениями дресвянных зерен и обломков до 3 см, с прослоями брекчий и редкими пластинами красноцветных глин. Мощность 14 м.

2. Брекчии разнообломочные красного цвета с прослоями песчаников и желваковых песчано-карбонатных пород или брекчие-глино-песчано-карбонатных пород. Мощность 7 м.

Песчаники крупнозернистые и разноезернистые, светло-красные, обычно с гравийными зернами и карбонатными желваками, с прослоями и линзами брекчий. В верхней части преобладают песчаники желтовато-розовые с реликтами ходов ползания животных. В кровле (около 1 м) чередуются глины, содержащие карбонатные желваки и брекчии. В средней части пачки встречены обломки костей динозавров. Мощность 5 м.

3. Конгломерат с псевдогравийными карбонатными зернами (вымытыми из донных осадков и переотложенными карбонатными желваками) темно-серый с поверхности, переходящий вверх в песчаник. Встречаются обломки костей позвоночных, размером до 15 см. Мощность 0.3 м.

Песчаники (преимущественно мелкозернистые) и алевролиты; те и другие светло-желтые и розовые, изредка загипсованные, в кровле (около 1 м) ярко-красные глины с остатками харовых водорослей *Mesochara shuvalovii* Kjan.-Rom. Мощность 13 м.

4. Песчаники крупно-среднезернистые, серые, иногда с розовым оттенком, со следами внедрений в подстилающие глины, подводных оползаний и оплывания осадков и ходами ползания животных. Иногда в основании присутствуют псевдогравелиты из карбонатных желваков с обломками костей рептилий. Мощность пачки до 1 м.

Песчаники разноезернистые, розовато-серые, серые, желтовато-коричневые. Иногда с обилием ходов червей, обычно с оползневыми текстурами. Изредка линзы омарганцованных дресвяно-гравелитов встречаются с обломками костей рептилий до 10 см. Мощность 1.2 м.

Песчаники среднезернистые, желтые и розовые с мульдвидной перекрестной слоистостью, иногда с подводно-оползневыми деформациями. Мощность 3.5 м.

Алевролиты пестрые, переходящие вверх в красные глины. Мощность 0.3 м.

5. Песчаники мелкозернистые, желтовато-оранжевые, часто со слоистостью типа знаков ряби, местами с ходами ползания животных. Мощность 1.7 м.

Чередование желтых, розовых песчаников (средне- и мелкозернистых) и алевролитов, в подошве иногда встречаются псевдогравелиты с обилием раковин пелеципод *Parreyisia gobiensis* Martins., *Sainshandia unegetensis* Martins., *Sainshandia* sp., *Plicatotrionioides* sp., а ниже кровли 1.5 м – линзочка песчаника с гравийными зернами, включениями глин с единичными гастроподами *Lioplax* sp. Мощность 4.5 м.

6. Песчаники разноезернистые темно-серые с поверхности и грязно-красные внутри, иногда с псевдогравийными карбонатными зернами до 2 см и обилием раковин пелеципод, аналогичных встреченным в вышележащем пласте и дополнительного вида *Gobiola kharachutulica* Martins. Есть следы оползания и оплывания осадка. Мощность 0.2 м.

Песчаники мелко- и среднезернистые, желтовато-розовые с прослоями алевролитов и глин. Мощность 3 м.

7. Песчаники в основном среднезернистые, голубовато-светло-серые, местами с ходами ползания червей. Мощность 0.6 м.

Глины в нижних горизонтах коричневые и в верхней – пестрые, с харовыми водорослями *Mongolichara paucicostata* Kjan.-Rom. и остракодами *Candoniella altanica* St., *Cypridea cavernosa* St., *Eucypris hermitsavica* St. et Kh. Мощность 1.6 м.

Алевролиты голубовато-серые, чередующиеся с прослоями перемешанного песчаного и алевролитового материала (подводно-оползневые текстуры). Мощность 0.8 м.

Глины коричневые, часто засоленные, внизу загипсованные с остатками тех же видов харовых водорослей и остракод. Мощность 8 м.

8. Песчаники ярко-голубовато-серые от крупнозернистых в подошве до мелкозернистых в кровле. Мощность 1 м.

Глины малиново-красные, изредка загипсованные, с харофитами и остракодами *Mongolichara paucicostata* Kjan.-Rom., *Paracypridea mongolica* Szech., *Mongolianella* sp. Редкие прослои песчаников мелкозернистых, голубовато-светло-серых. Мощность 6.5 м.

9. Песчаники крупнозернистые с гравийными и псевдогравийными зернами, голубовато-серые, иногда со следами оплывания осадка. Мощность 0.3 м.

Песчаники среднезернистые, оранжево-красные с редкими прослоями плитчатых песчаников с ходами ползания червей, близ кровли – глинистые. Мощность 5 м.

10. Псевдогравелиты с примесью гравийных зерен светло-красного цвета, иногда с крупными

раковинами пелеципод – *Plicatotrionioides gobiensis* Martins., размерами до 20 см. Мощность 0.5 м.

Песчаники среднезернистые, оранжево-красные и желто-оранжевые с редкими прослоями крепких тонкоплитчатых пород. Мощность 3.0 м.

Чередование песчаников средне- и мелкозернистых, оранжевых с прослоями перемятых голубовато-светло-серых песчаников, алевролитов и красноцветных глин с немногочисленными харофитами и остракодами. Мощность 2.0 м.

Общая мощность отложений баинширэнской свиты – 162 м.

Выше, вероятно, судя по литологическому составу и облику пород – распространение песчаников мелко- и среднезернистых, ярко-оранжевого цвета и красноцветных глин – залегают отложения барунгойотской свиты мощностью до 65 м. Они перекрываются более разнообразными по набору и окраске породами нэмэгэтинской свиты мощностью около 44 м. Нэмэгэтинская свита представлена чередованием песчаников разной зернистости в основном светло-серыми и желтовато-серыми, гравелитами и псевдогравелитами, глинами красноцветными и пестрыми.

Следует подчеркнуть, что граница баинширэнской свиты с вышележащей барунгойотской свитой в описанном разрезе проводится несколько условно в виду отсутствия резких изменений литологического состава пород и постепенной смены харовых водорослей и остракод. Более обоснованным представляется выделение границы по присутствию в верхних горизонтах баинширэнской толщи таких очень крупных двустворчатых моллюсков, как *Plicatotrionioides*, которые в вышележащих континентальных отложениях ни в Монголии, ни в Китае, Тайланде или Лаосе (где они в поздне меловое время существовали) не встречаются (Kobayashi, 1968, Ma Qi-hong, 1989 и др.). По данным палеобиогеохимических исследований Ч.М. Колесникова (1982) вышележащая фауна моллюсков характеризует среднегодовую температуру с баинширэнское время в гобийской части Монголии в пределах 17–18°C, а степень минерализации в этих бассейнах приближалась к хлоридно-карбонатной (11–12‰).

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ БАИНШИРЭНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПЛОЩАДИ

Выше было охарактеризовано строение баинширэнской свиты в районе западной периферии ее распространения, где она представлена в полном объеме. Залегание ее на палеозойских толщах с погребением выработанного в них эрозионного рельефа, конечно, обусловило значительно большую грубозернистость нижней части этой свиты по сравнению с районами, где она ложится

на барунбаянскую свиту. Однако общая закономерность в повышенной грубозернистости низов свиты, по-видимому, характерна для всех районов, где она представлена в полном объеме. В этом отношении интересно обратиться к строению ее в Хара-Хутульском разрезе (рис. 1, 3), типичном для восточной периферии распространения верхнемеловых отложений Гобийского района, который расположен примерно в 800 км восточнее описанного выше разреза. Описание этого разреза уже ранее приводилось (Верзилин, 1980; Верзилин, Калмыкова, 1993), поэтому укажем лишь общие его черты.

Разрез баинширэнской свиты здесь начинается пачкой в основном ярко-светло-желтого цвета гравелитов, конгломератов и песчаников, залегающей со следами размыва на барунбаянской свите. Мощность пачки 20 м. В ней присутствуют обломки костей рептилий размером до 0.5 м и остатки окремнелой древесины. Выше отмечается чередование желтовато-серых и светло-серых песчаников и гравелитов с пепельно-серыми, светло-зелеными и пестроцветными глинами, верхняя часть около 16 м мощностью сложена почти одними песчаниками светло-серого и белого цвета. По всему разрезу встречаются обломки костей динозавров и остатки черепов, указывающие, по заключению Л.А. Несова, на сеноман-раннетуронский возраст осадков. Общая мощность всей нижней части баинширэнской свиты 80 м.

Вышележащая часть свиты, мощностью около 150 м, сложена чередованием пачек и пластов песчаников и глин, причем в нижней ее половине в основании пачек песчаников обычно присутствуют линзы или пласты псевдогравелитов с остатками раковин пелеципод, обломками костей и обилием плодов растений (Красилов, Мартинсон, 1982), а в верхней – гравелиты. Песчаники преимущественно светло-серые, а глины красноцветные. Разрез сверху ограничен размывом, однако почти сразу на эти отложения ложится красноцветная толща барунгойотской свиты. Остатки черепов, присутствующие в этой верхней части баинширэнской свиты (по Л.А. Несову) свидетельствуют об поздне туронском-сантонском ее возрасте, а отпечатки раковин двустворчатых моллюсков, встреченные на четырех стратиграфических уровнях, являются характерными для баинширэнской свиты других разрезов. Наиболее типичными формами являются – *Sainshandia unegutensis* Martins., *S. bainshirensis* Martins., *S. kharchutulica* Martins., *Plicatotrionioides chamarinensis* Martins., *P. gobiensis* Martins., *Gobiola multicostata* (Barsb.), *G. elliptica* Martins., *Pseudohyria corbiculoides* Martins., *P. cardiiformis* (Martins.), *Parreysia gobiensis* Martins. (Мартинсон, 1982).

При сравнении литологических особенностей баинширэнской свиты района Онгон-Улан-Ула

и Хара-Хутула выясняется общая большая красноватость отложений в первом районе и широкое распространение в низах их брекчий, отсутствующих во втором разрезе. Хара-Хутульский разрез характеризуется большей монотонностью состава, отражающей стабильное положение областей сноса, поставляющих осадочный материал. Разрез же на склонах Онгон-Улан-Ула имеет ярко выраженный трансгрессивный характер, отвечающий постепенному выравниванию областей сноса. Однако наряду с этим, отмеченная в том и другом разрезе повышенная зернистость нижней их части связана, несомненно, с региональными изменениями интенсивности тектонических движений. Характерно, что литологические особенности одноименных разностей пород в столь удаленных разрезах обладают значительным сходством, однотипны и условия их формирования. Отмечаемые незначительные изменения в составе осадочных толщ, возможно, связаны с различиями в климатической обстановке районов. Так, в Хара-Хутульском разрезе среди глинистых минералов не встречена примесь палыгорскита и отмечается распространение щелочноземельного монтмориллонита. В Онгон-Улан-Улинском же разрезе примесь палыгорскита часто встречается, а монтмориллониты преимущественно представлены щелочными разностями (Верзилин, Калмыкова, 1994). Все это позволяет считать, что во время формирования рассматриваемых отложений восточная часть обширных внутриконтинентальных бассейнов, располагавшихся на территории нынешней Гобийской пустыни, обладала меньшей минерализацией вод, чем западная. Это, вероятно, отражало несколько большую аридность климата западных районов Монголии по сравнению с восточными.

Очень своеобразным являются отложения баинширэнской свиты, вскрытые к юго-западу и западу от урочища Хэрмин-Цав (Станкевич, 1980), охарактеризованные выше в настоящей статье. Для них типичен почти исключительно глинистый состав, несмотря на залегание прямо на палеозойских породах. При этом богатый комплекс остракод, отвечающий верхам баинширэнской свиты, встречен в них всего в 11 м выше границы с палеозоем. Эти данные показывают, что тенденция выравнивания областей сноса в течение сантонского времени, отразившаяся в особенностях строения опорных Онгон-Улан-Улинского и Хара-Хутульского разрезов, проявлялась и в районах, располагавшихся между ними. Кроме того, они подчеркивают существенные фациальные изменения свиты и ее трансгрессивный характер.

На палеогеографических картах, составленных В.Ф. Шуваловым (1982, 1994), показаны границы распространения озер и озерно-аллювиальных равнин в сантонское время. Вырисовывается весьма обширная область озерной седиментации. Опи-

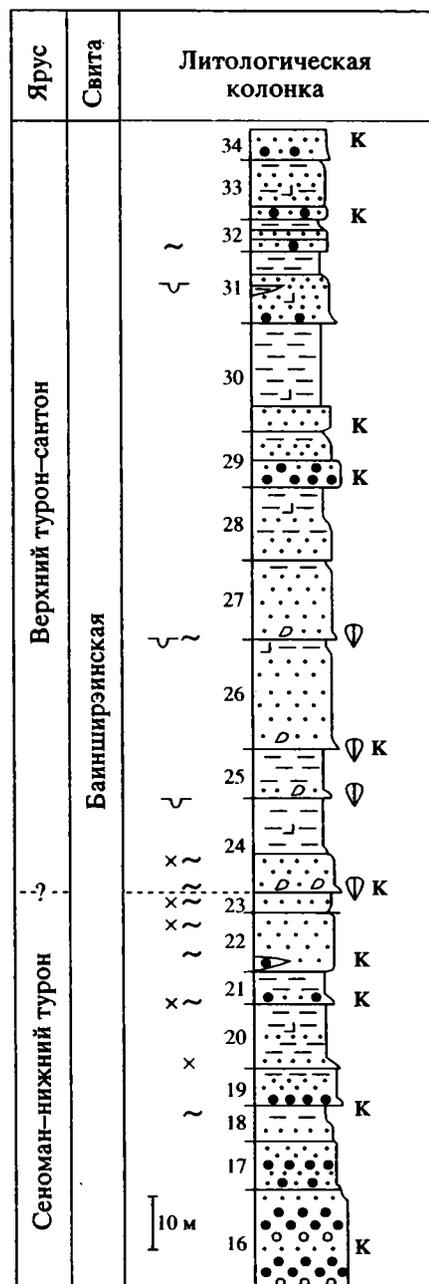


Рис. 3. Разрез баинширэнских отложений в районе хребта Хара-Хутул.

Условные обозначения см. на рис. 2. Цифры слева от литологической колонки – номера пачек согласно описанию разреза в работе Н.Н. Верзилина, Н.А. Калмыковой (1993).

санный в статье Онгон-Улан-Улинский разрез относится к самой западной ее части, тогда как Хара-Хутульский – к восточной. Баинширэнская озерная система обладала чрезвычайно изрезанными границами и обилием островов, служившими местными областями сноса, что обусловило пестроту состава отложений. Однако вошедшие в геолог

ческий разрез осадки отлагались преимущественно на глубинах, которых не достигало волновое воздействие, о чем свидетельствует плохая отсортированность терригенного материала, частое присутствие песчаных пород с псевдогравийными карбонатными зернами и захоронением двусторчатых моллюсков с сомкнутыми створками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все вышеприведенные данные свидетельствуют о том, что в пределах территории Заалтайской Гоби по литологическим и фаунистическим данным баинширэнская свита представлена довольно широко, хотя в большинстве случаев эти отложения перекрыты мощными толщами барунгойотской и нэмэгэтинской свит. В приводимом полном разрезе северного склона г. Онгон-Улан-Ула нижняя часть свиты характеризуется повышенной грубозернистостью и залеганием на эрозионном рельефе, выработанном в палеозойских породах, что свидетельствует о трансгрессивном характере свиты в рассматриваемой области.

Сравнение сеноман-сантонских отложений Заалтайской Гоби с аналогичным осадочным комплексом Хара-Хутульского разреза в Восточной Гоби, приводимое в статье, способствует решению стратиграфии и корреляции верхнемеловых отложений Гобийской части Монголии.

Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам В.А. Красилову и А.Г. Пономаренко за конструктивные замечания, сделанные при внимательном просмотре данной статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильев В.Г., Волхонин В.С., Гришин Г.Л. и др.* Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л.: Недра, 1959. 494 с.
- Верзилин Н.Н.* Новые данные о стратиграфии и тектонике меловых отложений Южной Монголии // Вестник Ленингр. ун-та, 1980, сер. 7. № 12. С. 5–9.
- Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А.* Цеолитовые мезозойские отложения Юго-Восточной Монголии // СПб.: Изд-во СПбгу. 1993. 160 с.
- Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А.* Эволюция озерного литогенеза на территории Монголии в мезозое // Лимнология и палеолимнология Монголии. СПб.: Наука. 1994. С. 181–200.
- Колесников Ч.М.* Биохимическое изучение гидрохимии и термике меловых лимнических водоемов Монголии // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 101–125.
- Красилов В.А., Мартинсон Г.Г.* Плоды из верхнемеловых отложений Монголии // Палеонтологич. журн. 1982. № 1. С. 113–135.
- Кянсеп-Ромашкина Н.П.* Распространение харовых водорослей в мезозойских озерных бассейнах Монголии // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 158–180.
- Маринов Н.А.* Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М.-Л.: Недра, 1957. 268 с.
- Мартинсон Г.Г.* Поздне меловые моллюски Монголии // Тр. Совм. Сов.-Монгол. палеонтол. эксп. М.: Наука, 1982. Вып. 17. 82 с.
- Мартинсон Г.Г., Сочава А.В., Барсболд Р.* О стратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Монголии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189. № 5. С. 1081–1084.
- Сочава А.В.* Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений Южной Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии Тр. Совм. Сов.-Монгол. геол. эксп. 1975. Вып. 13. С. 113–182.
- Станкевич Е.С.* Пресноводные остракоды баинширэнской свиты юго-запада Заалтайской Гоби // Лимнобиос древних озерных бассейнов Евразии. Л.: Наука, 1980. С. 65–71.
- Станкевич Е.С.* Остракоды верхнего мела и особенности их обитания // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука., 1982. С. 145–157.
- Турищев И.Е.* К вопросу о условиях накопления осадков мела в юго-восточной части Монголии // Геол. сб. № III (IV). Л.: ВНИГРИ, 1955. С. 90–107.
- Шувалов В.Ф.* Верхний сенон юго-востока Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 58–62.
- Шувалов В.Ф.* Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18–80.
- Шувалов В.Ф.* Палеогеография озер Монголии // Лимнология и палеолимнология Монголии. СПб.: Наука, 1994. С. 148–181.
- Kobayashi T.* On the cretaceous San Na Yo Fauna of east Thailand with a note on the distribution of Nippononaia, Trigonoides, Plicatounio // Jap. Journ. Geol. and Geogr. Tokyo. 1963. V. XXXIV. № 1. P. 121–132.
- Ma Qi-hong.* Evolution, Classification of Trigonoidacea (Bivalvia) and its distribution in China // Acta paleontol. Sinica. Nanjing. 1989. V. 28. № 5. P. 249–294.

Рецензенты В.А. Красилов, А.Г. Пономаренко

УДК 551.781.3(571.66)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ РАННЕГО ПАЛЕОГЕНА ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

© 1998 г. Ю. Б. Гладенков, А. Е. Шанцер, А. И. Челебаева, В. Н. Синельникова

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

Поступила в редакцию 04.10.96 г.

Приводится новая стратиграфическая схема палеоцена Западной Камчатки с выделением двух серий (улэвенейской и чемурнаутской) и в их пределах семи свит и толщ. Выделяются четыре горизонта по морским остаткам и четыре фитогоризонта. Дано палеонтологическое обоснование их возраста и корреляции. На этой основе построена серия палеогеографических карт и календарь геологических событий. Дан анализ тектонических, биотических, палеогеографических, вулканических и климатических явлений.

Ключевые слова. Стратиграфия, палеоцен, Камчатка, палеогеография, вулканизм, седиментация, палеобиота, палеоклимат, корреляция.

ВВЕДЕНИЕ

В течение ряда лет сотрудники Геологического института РАН проводят комплексное изучение палеогеновых и неогеновых отложений Дальнего Востока – Камчатки, Сахалина и Корякского Нагорья, относящихся к активной окраине Северо-Восточной Азии. Цель этих исследований – разработать более совершенные стратиграфические схемы и восстановить особенности палеогеографии и геологического развития упомянутого региона. В рамках этих проблем были изучены эоценовые и олигоценовые разрезы Западной Камчатки, палеогеновые и миоценовые толщи ее северо-восточной части (Ильпинский п-ов, залив Корфа), неогеновые отложения Западной (Тигильский и Кавранский р-ны) и Восточной (о. Карагинский) Камчатки и др. Многие материалы уже опубликованы, в том числе в виде монографий и обобщающих статей (Гладенков и др., 1985, 1991; Волобуева и др., 1994; Челебаева, Шанцер, 1985; и др.). В них, в частности, значительное внимание было уделено обоснованию регионального стратиграфического перерыва в палеогене (раннем-среднем эоцене), а также характеристике верхнего структурного этажа (снатольский и ковачинский горизонты) с рассмотрением различных аспектов осадконакопления среднего-позднего эоцена. Настоящая статья посвящена материалам по изучению опорных разрезов нижнего структурного этажа, к которому относятся нижнепалеогеновые толщи. В число их вошли разрезы Тигильского района (долины рек Тигиль, Снатол, Ковачина, побережье Утхолокского п-ва), Паланского района (побережье от мыса Кахтанинского до устья р. Анадырки и мыса Кинкильского), где развиты преимущественно континентальные отложения, и разрезы Пенжинского района (побережье от бухты р. Подкагерной

на юге до бухты Чемурнаут и мыса Большого на севере), представленные морскими, прибрежно-морскими и континентальными фациями.

Географическое расположение изученных нами разрезов показано на рис. 1. В настоящее время по материалам изучения нижнепалеогеновых толщ подготовлена к печати книга, где приведен анализ и монографическое описание морской биоты (В.Н. Синельникова с участием А.Э. Олейника, В.Н. Беньямовский, С.И. Ступин с участием Н.А. Фрегатовой) и континентальной флоры (А.И. Челебаева с участием Г.Б. Чигаевой). В книге значительное место уделено седиментации (Б.В. Полянский с участием К.Г. Казакова) и вулканизму (А.Е. Шанцер, П.И. Федоров), а также тектонике, палеогеографии, истории геологического развития (Ю.Б. Гладенков, А.Е. Шанцер) и сейсмостратиграфии (Ю.Б. Гладенков, М.П. Антипов). В предлагаемой статье приводится лишь краткая стратиграфическая характеристика разрезов, а основной упор делается на анализ геологических событий раннего палеогена Западной Камчатки.

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО ПАЛЕОГЕНА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Разрез и стратиграфические подразделения. В настоящей статье мы не рассматриваем историю создания стратиграфических схем региона, отсылая читателей к соответствующим публикациям (Геология СССР, 1964; Решения..., 1982 и др.). Проведенное нами изучение разрезов Западной Камчатки позволило выделить здесь улэвенейско-чемурнаутский комплекс, который включает морские и континентальные образования от дна (возможно, маастрихта) до низов эоцена и от-

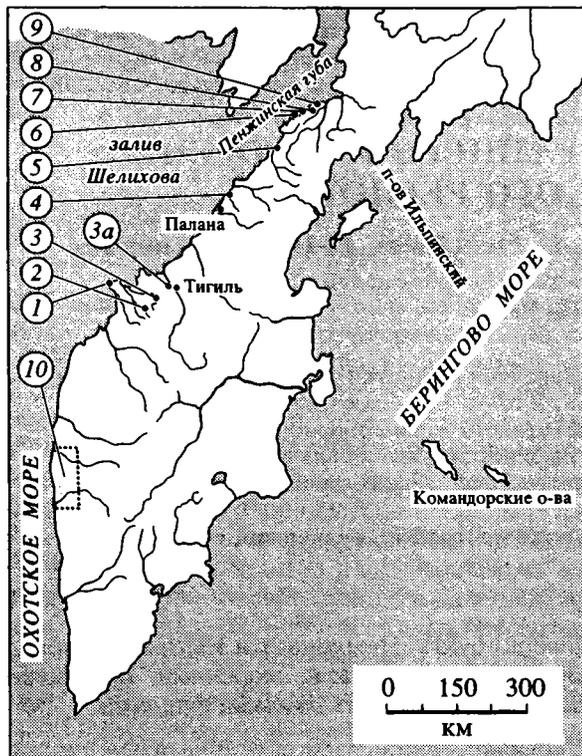


Рис. 1. Схема расположения изученных объектов.

1 – разрезы п-ва Утхолокского; 2 – разрезы по р. Ковачине; 3 – разрезы по р. Снатол; 3а – Тигильский угольный карьер; 4 – разрезы в устье р. Анадырки; 5 – разрезы в устье р. Шаманки; 6 – разрез бухты Тануингинан; 7 – разрезы от мыса Геткиллин до мыса Ребро; 8 – разрезы по р. Эвраваем; 9 – разрезы бухты Чемурнаут; 10 – район бурения параметрических скважин.

деляется от более молодых толщ угловым несогласием и размывом. Комплекс состоит из двух серий: нижней – улэвенейской и верхней – чемурнаутской. Первая развита в основном в Тигильском районе, вторая – в Пенжинском (рис. 2).

Наиболее древние слои установлены в Тигильском районе, где они объединены в улэвенейскую серию. Низы ее представлены утхолокским вулканогенным комплексом мощностью до первых сотен метров. Он включает базальты, андезиты, липариты известково-щелочного ряда и соответствующую им пирокластику. Для верхней части комплекса характерны линзы и пачки тефроидов, нередко с отпечатками растений. Возраст утхолокских вулканитов по К-А методу определен как поздний маастрихт – ранний даний (от 64 ± 4 до 60 ± 4 млн. лет – изотопная лаборатория треста “Аэрогеология”). Вулканиты постепенно сменяются терригенной континентальной флороносной толщей свиты мыса Зубчатого (700–750 м), которая, по-видимому, согласно перекрывается хулгунской свитой (670–675 м), хотя непосредственные их взаимоотношения не зафиксированы.

Хулгунская свита также терригенная и наряду с континентальными фациями, охарактеризованная флорой, сходной с флорой свиты мыса Зубчатого, содержит прослои с солонатоводными моллюсками. Верхняя часть улэвенейской серии, выделяемая нами в сосопханскую свиту (около 1000 м), сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, часто угленосными, изобилует макроостатками растений и включает несколько прослоев с морскими моллюсками и бентосными фораминиферами.

К уровню сосопханской свиты, скорее всего, относится континентальная анадырская свита Паланского района. Все перечисленные свиты отнесены к датскому ярусу.

Чемурнаутская серия Пенжинского района, нижняя граница которой не вскрыта, подразделяется на три свиты. Нижняя – геткиллинская (до 1000 м) сложена преимущественно алевролитами с остатками морских моллюсков, фораминифер и изредка растений. В залегающей на ней камчикской свите (1000 м) преобладают песчаники и алевролиты, многочисленны остатки морской биоты и макрофлоры.

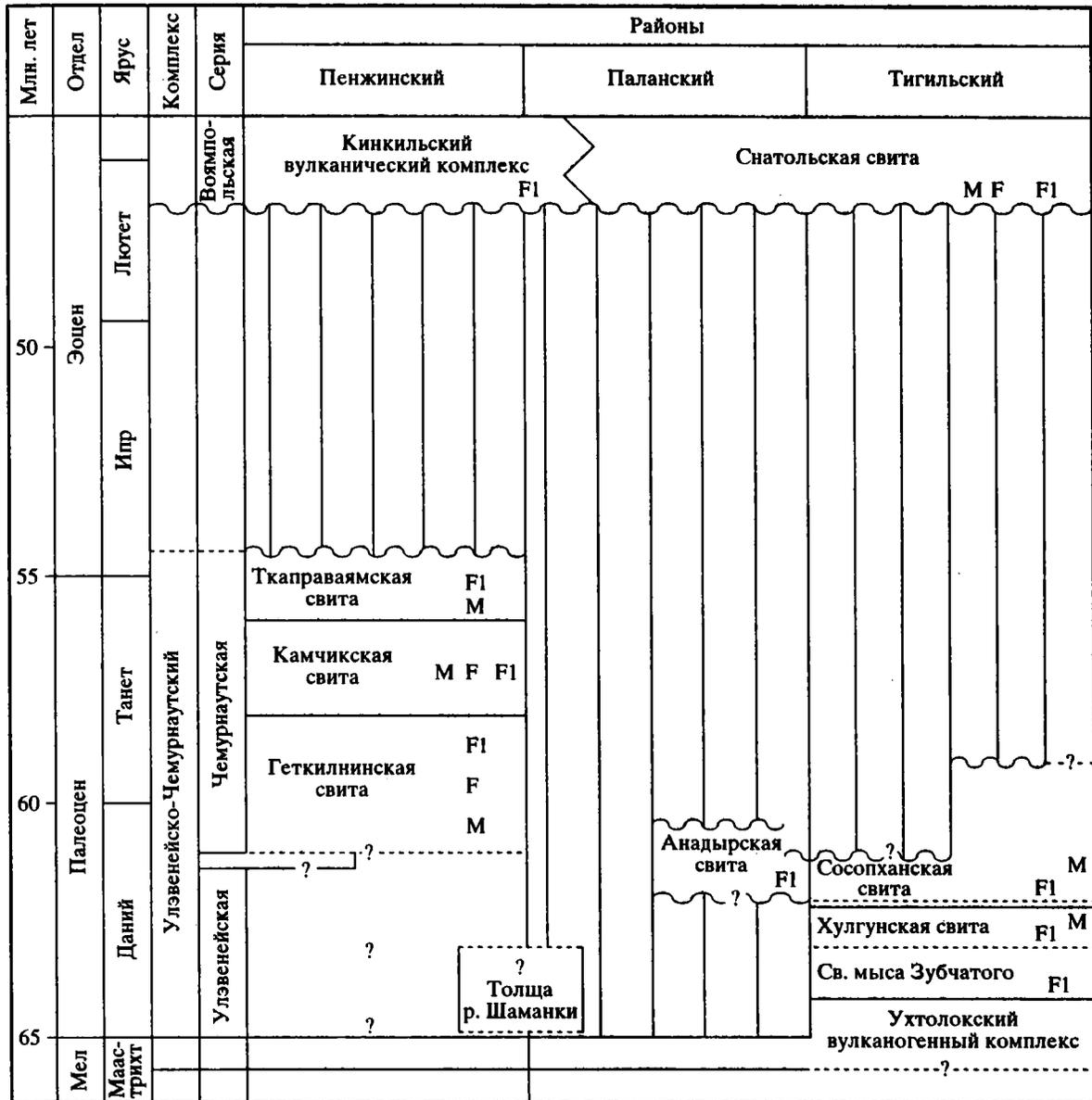
Верхняя – ткаправаямская свита (более 1000 м) имеет более грубообломочный состав, в ней часты пачки песчаников и конгломератов, особенно распространенные в разрезе на р. Эвраваем, где обнажены самые верхние слои (континентальная пачка мощностью до 900 м). В ткаправаямской свите остатки моллюсков и флоры особенно многочисленны, при этом морская фауна связана главным образом с нижней половиной свиты. Ткаправаямская флора характеризуется крупнолистностью и видовым разнообразием. Все названные свиты относятся к верхам датского яруса и в основном к танетскому ярусу.

Не исключено, что отмеченный в Паланском районе вулканический комплекс мыса Кахтанинского (с радиометрическими датами по К-А около 49–50 млн. лет) может рассматриваться в качестве верхней части чемурнаутской серии (низы эоцена).

Специфика разреза раннего палеогена Западной Камчатки состоит в том, что он в целом представляет трансгрессивно-регрессивный цикл седиментации. Соотношение серий и свит даны на рис. 2.

Горизонты нижнего палеогена. Синтез стратиграфических данных позволил пересмотреть прежние стратиграфические схемы и предложить новое подразделение на региоярусы (горизонты). С учетом всех палеонтологических материалов можно выделить следующие горизонты (в стратиграфической последовательности).

Нижний – улэвенейский горизонт в объеме улэвенейской серии. Редкие остатки морской фауны не дают оснований для точной дати-



M – моллюски, F – фораминиферы, F1 – флора

Рис. 2. Положение свит нижнего палеогена в различных районах Западной Камчатки.

ровки, хотя вероятно их принадлежность к палеоцену (рис. 3).

По макрофлоре эта серия подразделяется на два фитогоризонта: раннеулзевнейский (ухтолокские вулканиты, свита мыса Зубчатого, хулгунская свита) и позднеулзевнейский (сосопханская свита), возраст которых рассматривается в пределах дания и, возможно, начала танета. В целом теплоумеренная мезофильная улзевнейская флора обнаруживает постепенное увеличение роли терфосильных элементов, более резко проявившееся на границе нижнего и верхнего фитогоризонтов (в основании сосопханской свиты). Ес-

ли доля видов с цельнокрайними листьями в раннеулзевнейском фитогоризонте возрастает от 8 до 14%, то в низах позднеулзевнейского она составляет 20%, хотя выше не превышает 15%. В целом эта флора в сравнении с раннеулзевнейской более крупнолистная.

Геткилнинский горизонт принимается в объеме одноименной свиты. Он содержит три слоя с моллюсками (*Nuculana spheniopsis* – *Amauropsis fetteri*; *Periploma eodiscus* – *Eocernina hespericosta* – *Molopophorus aequicostatus*; *Nuculana gabbii* – *Margarites semiornata*) и слои с фораминиферами (*Silicosigmoilina californica* – *Kolchidina*

Млн. лет	Отдел	Ярус	Комплекс	Серия	Горизонт	Слой с			Фитогоризонты
						моллюс-ками	форами-ниферами	спорой и пылью	
50	Эоцен	Лютет	Улэвенейско-Чемурнаутский	Чемурнаутская	Снатольский				
		Ипр							
55	Палеоцен	Танет	Улэвенейско-Чемурнаутский	Чемурнаутская	Ткаправаямский	VIII VII	4	V	Эвраваямский
					Камчикский	VI	3	IV	Чемурнаутский
						V			
						IV			
					Геткилнинский	III	2	II	III
I									
60	Даний	Улэвенейская	Улэвенейский	Улэвенейская	?	?	I	Позднеулэвенейский	
							?	Раннеулэвенейский	
66	Мел	Маастрхт	?	?					

Рис. 3. Горизонты (региоярусы) и биостратиграфические подразделения нижнего палеогена Западной Камчатки.

danica; *Bulimina rozenkrantzi* – частично). По морской фауне возраст горизонта определяется как верхний даний – нижний танет.

Остатки растений здесь редки и недостаточно изучены. Условно геткилнинский горизонт вклю-

чается в низы чемурнаутского фитогоризонта. Вполне вероятно, что стратиграфически он соответствует верхам улэвенейского горизонта.

Камчикский горизонт имеет объем одноименной свиты и согласно надстраивает гет-

киллинский горизонт. В нем выделены три слоя с моллюсками (*Thyasira* – *Lucina*; *Ostrea ornata* – *Siphonalia bicarinata*; *Portlandella kilanskensis* – *Gilbertina porpene*) и слои с фораминиферами (*Bulimina resenkrantzii* частично захватывают и геткиллинский горизонт – и *Spiroplectammina paleocenica*).

Континентальные и субконтинентальные фацции охарактеризованы крупнолистной теплолюбивой флорой, содержащей до 26–27% видов двудольных с цельнокрайними листьями. В целом, комплексы фауны и флоры свидетельствуют о танетском возрасте камчатского горизонта.

Верхний – ткаправаямский горизонт охватывает одноименную свиту, залегает согласно и включает два слоя с моллюсками (*Venericardia hornii* – *Eocernina hannibali*; *Modiolus spesiosus* – *Potamides penjica*) и один с фораминиферами (*Nonionidea*). Флора нижней части горизонта мало отличается от флоры средней части чемурнаутского фитогоризонта, которому она и принадлежит.

В самостоятельный фитогоризонт (эвраваамский) выделяется флора континентальных верхов ткаправаямской свиты, вскрытых на р. Эвраваам. Эвраваамская флора несет признаки уменьшения атмосферной влажности и повышения температурного режима. Доля видов с цельнокрайней пластинкой достигает 36%.

Палеонтологические комплексы позволяют датировать ткаправаямский горизонт в пределах верхней части танета или верхов танета – начала ипра. Однако ипрская флора Аляски (раннеравнианская), отражающая терминальную часть раннепалеогенового оптимума на севере Пацифики, содержит до 65% видов с цельнокрайними листьями и имеет заметно более узколистный облик. В свете этого можно предполагать, что флора эвраваамского фитогоризонта, наиболее поздняя в разрезе раннего палеогена Западной Камчатки, скорее всего, еще относится к танету. Выделение горизонта приведены на рис. 3.

Определенную помощь в стратиграфических корреляциях оказывают палеоклиматические данные. Выявленные по флорам климатические изменения в палеоцене Камчатки в целом совпадают с ходом изменений климата Северной Пацифики, установленным по планктону (Wolfe, Poore, 1982). При этом раннесосопханский оптимум может быть сопоставлен с датским оптимумом на границе зон P1 и P2, тогда как продолжительный чемурнаутский оптимум с наибольшей вероятностью соответствует танетскому оптимуму зоны P4.

Материалы по морским группам также свидетельствуют о достаточно устойчивом температурном режиме в течение улэвенейско-чемурнаутского времени. Наличие в морских комплексах моллюсков и фораминифер, отеченных на калифорнийских и тетических широтах, говорит в

пользу существования на Западной Камчатке субтропических или близких к ним условий. Самые термофильные элементы палеобиоты встречаются в ткаправаямском горизонте. По-видимому, они маркируют начало самого значительного климатического оптимума раннего палеогена (конец палеоцена–начало эоцена).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

На основе новой стратиграфической схемы палеоцена Западной Камчатки ниже дается анализ основных проблем геологической истории региона и сопредельных территорий, включая: характер границы мела и палеогена и события, приуроченные к этому рубежу; размещение областей седиментации и денудации – Охотская суша; проявление вулканической активности; изменение палеогеографических обстановок и характер связи западнокамчатских бассейнов с океаническими; тектоническая позиция Камчатки в палеоцене. Большинство геологических событий сведено в своеобразный геологический календарь – событийную стратиграфическую схему (рис. 4).

Граница мела и палеогена: особенности тектоники, вулканизма, осадконакопления. Принято считать, что практически повсеместно нижний палеоген перекрывает мел с резким угловым несогласием и разрывом, которые связывались с ларамийским орогенезом на востоке Азии и в Северной Америке. Большинство геологов, изучавших Западную Камчатку, придерживаются такой позиции до сих пор. Основывается это на наблюдаемых контактах, где континентальные слабоугленосные толщи, повсеместно относимые к палеоцену, действительно несогласно залегают на теригенно-кремнистых верхнемеловых образованиях.

Однако изучение некоторых эталонных контактов показало, что обычно на мелу залегают континентальные образования, формационно сходные с палеоценовыми угленосными толщами, но охарактеризованными эоценовым комплексом палеофлор.

Последние данные показали также, что собственно палеоценовые формации (свита мыса Зубчатого, хулгунская и сосопханская свиты) входят в состав раннепалеогенового трансгрессивно-регрессивного цикла седиментации, а фацциально сходные эоценовые образования обычно слагают базальную часть следующего эоцен-олигоценевого трансгрессивного цикла.

Непосредственный контакт верхнего мела и палеоцена наблюдался нами фактически лишь в одной точке – в устье р. Анадырки (Паланский район). Здесь на вулканогенно-осадочной морской паланской свите (возраст определен по редким радиоляриям как кампан-маастрихтский)

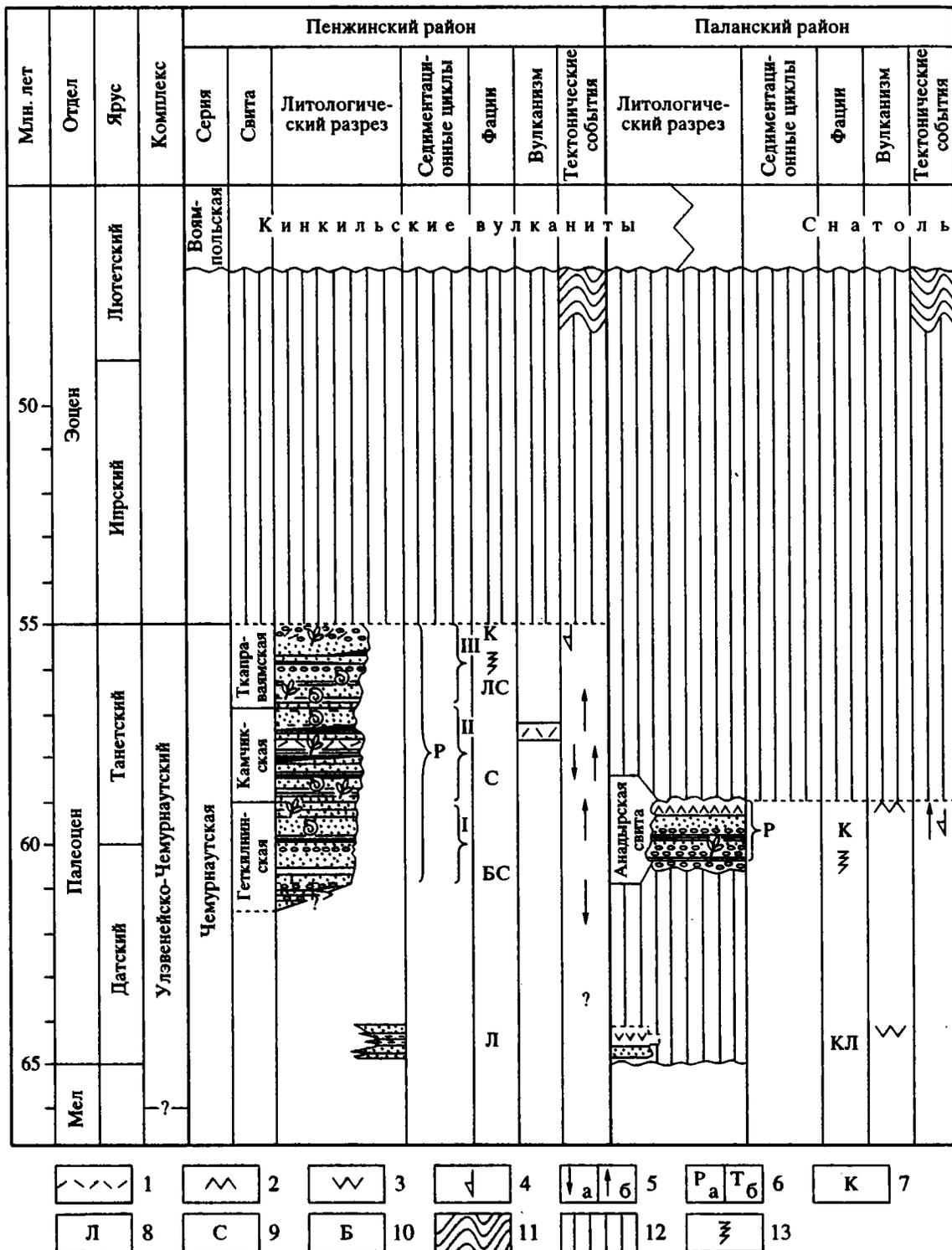


Рис. 4. Событийно-стратиграфическая схема палеоцена Западной Камчатки.

1 – прослой вулканических пеплов; 2 – преимущественно кислый вулканизм; 3 – преимущественно основной вулканизм; 4 – грабенообразование на фоне поднятия; 5 – вертикальные движения: а – прогибание, б – поднятие; 6 – седиментационные циклы: а – регрессивные мегациклы, б – трансгрессивные мегациклы; 7–11 – макроциклы: 7 – континентальные осадки, 8 – осадки литорали, 9 – осадки сублиторали, 10 – осадки баттали, 11 – складчатость; 12 – перерывы в осадконакоплении; 13 – лавинная седиментация.

тия); севернее сходные литологически породы датируются палеоценом (стратотип геткилнинской свиты).

Следует отметить, что субаркозовый (преимущественно кварц-полевошпатовый) состав присущ как раннепалеоценовым толщам (свита мыса Зубчатого, геткилнинская свита в стратотипе), так и верхнемеловым толщам, таким, например, как лесновская свита (в пределах Лесновского поднятия). Правда, в отдельных разрезах раннего палеоцена отмечаются породы вулканомиктового и смешанного состава, а также чередование их с субаркозовыми разностями. Примером может служить нижняя часть разреза свиты мыса Зубчатого, согласно, но с небольшим размывом, залегающая на маастрихт-датских наземных вулканитах п-ва Утхолокского. Нижний контакт этих вулканитов не вскрыт, однако в среднем течении р. Хайрюзовой на ирунейской свите верхнего мела (по-видимому, маастрихт) согласно залегают андезитовые порфириды, туфобрекчии и вулканомиктовые песчаники, по описаниям очень сходные с утхолокскими вулканитами (Геология СССР, 1964).

Обращаясь к сравнительному анализу характера дислоцированности меловых и палеогеновых толщ, следует заметить, что складчатые и складчато-разрывные дислокации как в позднем мелу, так и в палеогене, да и вообще в кайнозое на территории Западнокамчатского субрегиона и Камчатки в целом проявлены крайне неравномерно. Неравномерность дислокаций фиксируется и в крест простирания основных камчатских структур, и вдоль их простирания. Так, если в верхнемеловой лесновской свите на севере региона часто (но далеко не повсеместно) наблюдаются системы сжатых наклонных складок, то в вероятных аналогах этой свиты южнее (например, "щеки" р. Правая Напана) складки достаточно простые и симметричные. Крайне неравномерно дислоцированы в южной части Камчатского Среднего хребта ирунейская (маастрихт) и кирганикская (маастрихт-даний) свиты: напряженная складчатость, смятость до плейчатости в бассейнах рек Ичи и Богдановской сменяется к югу (бассейны рек Адриановки, Евсейчики, Жупанки) крупными, часто открытыми, складками, симметричными или слабо запрокинутыми на восток.

То же можно отметить и в раннепалеогеновых толщах Западной Камчатки. Так, наибольшая степень дислоцированности в них наблюдается в достаточно узкой полосе крайнего запада региона. Здесь фиксируются надвиги с амплитудой перемещения в первые километры, быстро выклинивающиеся по простиранию, а также системы напряженных, часто опрокинутых (вплоть до лежащих) складок, в замках которых (так же как и в складках меловых толщ) отчетливо проявлен

клинаж. Напряженная складчатость фиксируется и в осевой части Тигильского поднятия, где в грубых псефитах (хулгунская, сосопханская свиты) наблюдаются крутые складки, субвертикальные залегания пород, а гальки конгломератов часто кливажированы. На крыльях же поднятия наблюдаются обычно простые как симметричные, так и наклонные складки и моноклинали.

Приведенные данные могут, видимо, говорить в пользу того, что непосредственно на границе мела и палеогена в Западнокамчатском субрегионе, по всей вероятности, не было крупных структурных перестроек. Освещению этой проблемы в масштабах всей Камчатки помогают некоторые сравнительные материалы по другим структурно-формационным зонам.

В Центральной Камчатке (южная часть камчатского Среднего хребта) на ирунейской свите маастрихтского возраста согласно залегают толща субазерально-субаквальных вулканитов (кирганикская свита), которые также согласно перекрыты терригенными осадками преимущественно вулканомиктового состава. По радиоляриям, выделенным из терригенной части разреза, возраст кирганикской свиты трактуется как маастрихт-датский (Зинкевич и др., 1993). По изотопному возрасту интрузии габбро-пироксенитов, комагматичных кирганикским вулканитам (Флеров, Колосков, 1976), относятся к палеогену (определения сделаны в лаборатории изотопного возраста ИГЕМ РАН: по биотиту – $85.2 \pm 3, 55 \pm 3, 53 \pm 1$ млн. лет; по валовому составу – 56 ± 4 млн. лет). Перечисленные данные позволяют сделать предположение, что граница мела и палеогена проходит или внутри кирганикской толщи, или в ее подошве, что в любом случае исключает какие-либо несогласия на этом рубеже в Центральной Камчатке. Интересно, что так же, как и на Западной Камчатке фиксируется резкое угловое несогласие в подошве среднеэоценовых образований, перекрывающих кирганикскую свиту.

В пределах Восточнокамчатских хребтов еще в 60-е годы был описан сплошной мел-палеогеновый разрез (Шанцер, 1966). В 80-е годы по комплексу радиолярий удалось датировать голубовскую свиту низов этого разреза в Валагинском хребте как поздемаастрихтскую. Голубовская свита по литологии во многом схожа с ирунейской свитой Центральной и Западной Камчатки. Она согласно перекрыта субазерально-субаквальными вулканитами китильгинской свиты, которая также согласно надстраивается терригенной флишоидной тальниковской свитой, содержащей небогатые комплексы фораминифер датско-танетского возраста. Таким образом, непрерывный характер разреза между мелом и палеогеном на Восточной Камчатке не вызывает сомнений. На восточных склонах Восточного

хребта (хребты Валагинский, Кумроч) фациальным аналогом тальниковской свиты, возможно, является ветловская свита (ветловский комплекс), из фрагментов разреза которой (обычно в надвиговых чешуях) выделены комплексы планктонных фораминифер танетского и раннеипрского возраста. Меловые и раннепалеогеновые образования Восточных хребтов с резким угловым несогласием перекрыты терригенными толщами позднего–среднего эоцена (Бахтеев и др., 1994).

Таким образом, в пределах всего Камчатского п-ва нет оснований предполагать масштабный тектоногенез, связанный непосредственно с разделом между мелом и палеогеном, хотя исключить перерывы в осадконакоплении и внутриформационные размывы на этом рубеже вряд ли возможно.

Сходный характер граница между мелом и палеогеном имеет в смежных с Камчаткой регионах Северной Пацифики. Так, в Олюторской зоне и на юге Корякского нагорья (соответственно в разрезах Ильпинского п-ва и хр. Майны Какыйне) наблюдается согласное залегание датских отложений на маастрихтских. Наличие на этом уровне конгломератов и грубых псефитов может говорить, скорее всего, о достаточно резком изменении гидродинамики в бассейне седиментации, что не исключает дискретности в осадконакоплении с выпадением из разреза отдельных фаунистических зон. Размывы без видимых угловых несогласий на этом уровне фиксируются в разрезах Чукотки и Аляски (Burk, 1965), а на Сахалине на границе мела и палеогена различные исследователи отмечают как согласные залегание, так и параллельные или локальные угловые несогласия (Ковтунович, 1969).

Однако приведенные данные не означают, что мы имеем дело с повсеместным непрерывным осадконакоплением. Во многих случаях наблюдается достаточно мощный размыв с накоплением пачек конгломератов, не исключены значительные блоковые движения с образованием горсто- и грабенообразных структур, в которых накапливались прибрежно-морские и континентальные осадки. Это особенно характерно для Западной Камчатки, где вместе с тем активно проявился субаквально-субаэральный вулканизм. Такой тип вулканизма в интервале позднего маастрихта–данья характерен для большей части Камчатского региона. На крайнем западе, по-видимому, по краю Охотской суши был типичен известково-щелочной вулканизм, который здесь унаследованно проявился и в более позднее время – в среднем и позднем эоцене. В Центральной Камчатке преобладают вулканы абсарокит-шошанитовой ассоциации. На востоке региона (Восточные хребты), по данным разных исследователей, встречаются как островодужные толеиты и известково-ще-

лочные породы, так и такие “экзоты” для окраины континента, как мейчемиты, коматиты и пикриты субщелочного состава, а минеральные ассоциации в некоторых вулканитах иногда близки к кимберлитовым (Селиверстов, Гречин, 1979). Сказанное позволяет предположить, что в маастрихт-датское время на большей части региона проявился вулканизм типа ареального: на западе в пределах суши, на востоке, по всей вероятности, в пределах островного мелкого моря. Хотя не исключено, что к этому времени наметились три вулканические зоны – западная, центральная и восточная, связанные с развитием глубоких разломов северо-восточного простирания.

Как следует из изложенного, на границе мела и палеогена масштабный тектоногенез, видимо, не проявлялся; к ней приурочены лишь такие геологические события, как вулканизм, блоковые подвижки и обмеление морского бассейна с дискретным (за счет подводных разломов) осадконакоплением. Можно предположить, что в позднемеловое–раннепалеоценовое время в пределах Камчатки существовала система тесно связанных между собой бассейнов седиментации. Чтобы понять причину образования тех или иных палеоценовых формаций данного региона, а также тип и возраст фундамента, на котором накапливались эти формации, следует рассмотреть некоторые события позднего мела и особенности геологического развития Охотоморского региона.

Охотская суша в позднем мелу и палеогене. На юге Срединного хребта Камчатки расположен выступ метаморфических сложно дислоцированных пород, часть которых, а именно, химкинскую и хейванскую свиты, последнее время принято считать меловыми. В этом же районе (бассейн рр. Облуковины и Ичи) на метаморфические образования с размывом и резким угловым несогласием налегает барабская свита, сложенная преимущественно конгломератами и конглобрекчиями, по палеофлоре датируемая средним–верхним кампаном. В верхах свиты, где континентальные фации сменяются морскими, определен комплекс компан-маастрихтских радиоларий (Шапиро и др., 1986). Перерыв и угловое несогласие в кампане зафиксировано и в Восточном хребте (устное сообщение В.А. Селиверстова).

Угловые несогласия, перерывы в осадконакоплении и континентальные толщи в кампане фиксируются и в других регионах северного обрамления Тихого океана: в Корякском Нагорье, на Чукотке и Аляске, а также на Сахалине (Герман, Лебедев, 1991; Burk, 1965). Наряду с этим, некоторыми исследователями отмечается несогласие в подошве маастрихта (Волобуева, Красный, 1979) – так называемый маастрихтский неавтохтон в Корякском Нагорье. По устному сообщению Г.И. Жегаловой, в одной из скважин, пробуренной

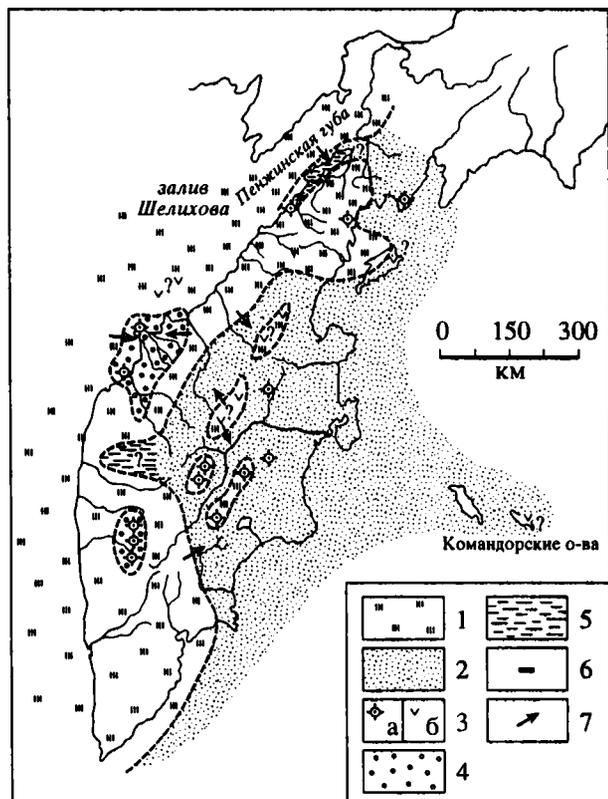


Рис. 5. Палеогеографическая схема для раннего дания.

1 – суша; 2 – море; 3 – выявленные вулканические проявления (а), предполагаемые вулканические проявления (б); 4 – континентальные бассейны осадконакопления; 5 – осадконакопление в застойных мелководных водоемах; 6 – угленакопление; 7 – направление сноса обломочного материала.

на Колпаковской площади Западной Камчатки, на сложноскладчатом фундаменте предполагаемого мелового возраста залегает толща, по фауне датированная маастрихтом. С другой стороны, по северному и северо-западному обрамлению Охотского моря не известны морские кампан-маастрихтские образования, а лишь наземные в основном вулканогенные толщи в пределах Охотско-Чукотского пояса. В скважине, пробуренной на Магаданском шельфе, на предполагаемом складчатом мелу залегают сразу среднеэоценовые образования, так что наблюдается весьма большой разрыв в возрасте чехла и фундамента Охотского моря. Это подтверждается и многими сейсмопрофилями в Охотской акватории (Шаинян и др., 1989), хотя в отдельных местах отмечаются нижнепалеогеновые, видимо, континентальные (?) осадки.

Из этих данных следует, что в кампане отмечаются региональные угловые несогласия, которые обусловлены крупными тектоническими событиями. Вполне вероятно, что именно в это время сформировалась как поднятая складчатая об-

ласть Охотская суша. В результате ее размыва в зародившиеся восточнее в позднем кампане и развивающиеся вплоть до позднего палеоцена–раннего эоцена бассейны обильно поступал как аркозовый, так и вулканомиктовый материал, о чем, в частности, говорят находки в палеоценовых терригенных толщах Западной Камчатки многочисленных галек метаморфических пород и вулканитов, не встреченных в камчатском позднем мелу. Активный размыв и выравнивание Охотской суши происходили вплоть до среднего эоцена, до первой в кайнозое обширной морской трансгрессии, в результате которой начал формироваться осадочный чехол Охотской платформы. Оговоримся, что большую часть современной Охотской акватории мы, вслед за рядом исследователей (Удинцев, 1981 и др.), трактуем как молодую кайнозойскую платформу с мезозойским складчатым основанием, которая тектонически активизировалась в миоцене с образованием глубоководных впадин (в том числе с корой океанического типа) и отдельных поднятий.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ В ПАЛЕОЦЕНЕ

Как говорилось выше, к границе мела и палеогена на Западной Камчатке приурочено проявление субаэрального, возможно, местами, субаквального вулканизма известково-щелочного состава. Однако в этой зоне отмечаются и щелочные породы – трахибазальты и трахиандезиты. Эти раннепалеогеновые вулканиты являются южным звеном Западно-Камчатско-Корякского вулканогенного пояса, который на север протягивается через Корякское нагорье к Анадырской впадине. Для сравнения отметим, что в более восточных районах Камчатки в данном возрастном интервале проявился субаквально-субаэральный вулканизм. Выше уже говорилось, что распространение вулканов на площади было ареальным или, возможно, они были приурочены к трем линейным зонам северо-восточного простирания. Однако и в том, и в другом случае вулканическая деятельность проходила в условиях резкого обмеления морского бассейна и возникновения вулканических и невулканических островов.

Таким образом, в позднем маастрихте (?) – раннем дании Камчатку (за исключением крайнего юга полуострова) можно представить как область преимущественного развития субаэрально-субаквального вулканизма (рис. 5), хотя сведения о ней неполные, так как в настоящее время в Центральной Камчатке она перекрывается мощным чехлом миоцен-четвертичных отложений, а на западе – водами акватории Охотского моря.

Вполне вероятно, что именно в это время возник барьер островной суши между Западно-Кам-

чатским бассейном и более восточными акваториями. Одновременно на Западной Камчатке и, видимо, по краю Охотской суши заложилась крупная система линейных разломов северо-восточного простирания, в зоне которой происходили дифференцированные блоковые подвижки с образованием грабенов и горстов, что приводило, вероятнее всего, к частичному осушению западнокамчатского морского бассейна с формированием отдельных выступов, сложенных меловыми образованиями. Примером может служить залегание на таком выступе анадырской свиты поднедатско-танетского возраста. В этой же зоне в более позднее время, а именно, в среднем и верхнем эоцене проявлялся субаэральный вулканизм унаследованно по отношению к маастрихт-датским вулканитам. Раннепалеогеновый (и вообще палеогеновый) западнокамчатский вулканизм, как и всего Западнокамчатско-Корякского пояса в целом, по-видимому, следует связывать с образованием системы рифтов (или просто грабенов), причем отличия в составе вулканитов Западной Камчатки от типичных рифтовых структур обусловлены положением южного окончания этой системы вблизи края континента (окраинно-континентальный пояс).

Западно-Камчатский морской бассейн можно рассматривать как остаточный по отношению к позднемеловым бассейнам седиментации. На юге, по данным бурения, он замыкался на широте р. Колпаковой (южная часть Западной Камчатки в то время представляла собой сушу, сложенную меловыми и более древними, в том числе метаморфическими, образованиями), а на севере – на широте Ильпинского п-ва. С запада бассейн ограничивался интенсивно размывающейся Охотской сушей, а с востока, по всей вероятности, – грядой островов с мелкими, периодически возникающими, проливами. Наиболее устойчивая связь его с восточными акваториями существовала, видимо, в позднем дании – раннем танете как в южной, так и в северной его части, где, в частности, распространена типично морская геткильнинская свита (рис. 6). Снос терригенного материала осуществлялся как с запада (преимущественно аркозый и субаркозовый материал), так и с востока – с предполагаемой островной суши, сложенной, по всей видимости, вулканогенными и терригенными образованиями позднего мела. Возможно, этим объясняется зачастую смешанный аркозово-вулканомиктовый состав терригенных толщ Западно-Камчатского бассейна.

Моллюски и фораминиферы в этот полузамкнутый бассейн проникали, в основном, видимо, через периодически открывавшиеся проливы с востока. В поднедатское и танетское время морские условия были особенно характерны для северной части бассейна, где глубины моря достигали временами нижней сублиторали – батииали.

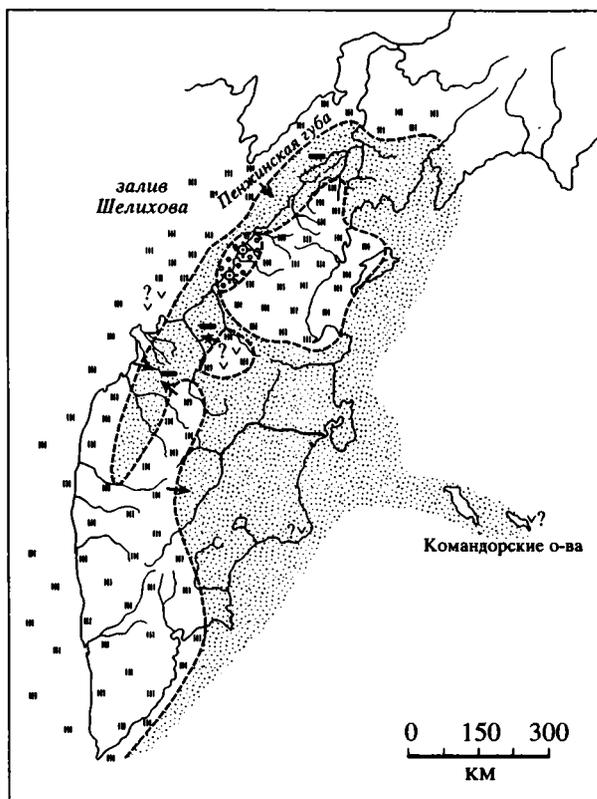


Рис. 6. Палеогеографическая схема для позднего дания – раннего танета. Условные обозначения см. на рис. 5.

Этот (северный) бассейн был сравнительно небольшим и, видимо, полузамкнутым. В отдельные отрезки времени он, возможно, соединялся с южной акваторией Западно-Камчатского бассейна, а также имел связь через мелководные проливы в северной части Камчатки с океанской акваторией. О такой связи свидетельствуют характерные для чемурнаутских толщ комплексы морских моллюсков и фораминифер, которые имеют сходство с комплексами многих районов Северной Пацифики (в том числе Калифорнии) и даже Атлантики и Тетиса. Наличие среди них в основном относительно мелководных сообществ (сублиторальных и, частично, батииальных) свидетельствует о широких миграциях этих группировок в пределах шельфовых зон Тихого океана в раннем палеогене.

Однако в развитии южной и северной частей бассейна намечаются существенные различия. Осадконакопление в южной части бассейна началось несколько ранее, чем в северной, представляя собой, в целом трансгрессивный цикл седиментаций, предшествующий или частично совпадающий с началом морского осадконакопления в северной части (геткильнинская свита). Тем самым, можно предполагать, что в раннем дании се-

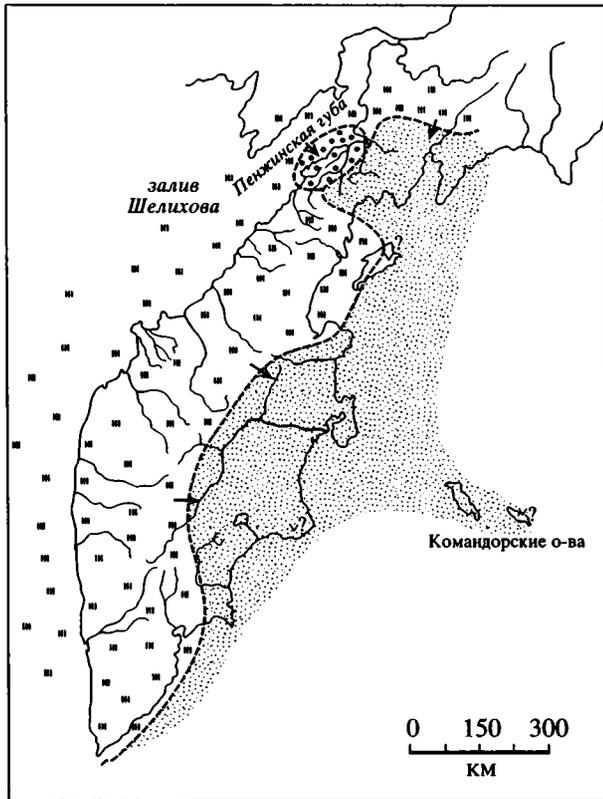


Рис. 7. Палеогеографическая схема для позднего танета–раннего ипра. Условные обозначения см. на рис. 5.

верная часть Камчатки (от широты р. Паланы на юге до широты устья р. Пустой на севере) представляла собой относительно поднятый блок, где на поверхность были выведены верхнемеловые образования. Район же Тигильского поднятия напротив был относительно опущенным блоком, куда с востока периодически проникало мелкое море (рис. 6). Здесь же в позднем дании (возможно, в самом начале танета) дискретно проявлялся преимущественно кислый вулканизм, что зафиксировано в осадках сосопханской свиты. Возможно, к этому же времени относятся вулканы южной части северного блока (анадырская свита и др.). Северный блок обособился от южного, по-видимому, по разлому северо-западного простирания, пересекающего Камчатку от устья р. Паланы на западе до п-ва Озерного на востоке. Движения по нему неоднократно возобновлялись в эоцене и в миоцене. По нашим представлениям он является северо-восточной частью системы разломов, по которой в позднем палеоцене заложилась Алеутская островная дуга.

Вероятнее всего, в пределах северного блока Западной Камчатки море появилось лишь в позднем дании–танете после резкого ослабления вулканической деятельности – в морской геткилинской свите не улавливаются следы вулканизма.

Здесь намечается отчетливый регрессивный цикл с уже чисто континентальными фациями в верхах разреза (ткаправаямская свита и эврава-ямские слои (рис. 7).

Так как собственно танетские морские отложения в южном блоке Западной Камчатки фактически не обнаружены (возможно, эродированы при последующем поднятии), то можно лишь предполагать существование единого морского бассейна на Западе Камчатки в это время. Вполне также вероятно, что южный блок был несколько ранее вовлечен в поднятие и стал областью денудации, в то время как в северном блоке локально происходило грабенообразование с накоплением мощных континентальных толщ (рис. 7).

В целом раннепалеогеновые западно-камчатские формации можно охарактеризовать как молассы, часто угленосные и близкие к параличским. Наличие в разрезах многочисленных флорноносных слоев с преимущественно автохтонным типом захоронения растений, а также как пресноводной и эвригалинной, так и типично прибрежно-морской фауны, характерные текстурные особенности пород (наличие косой, косоволнистой, перекрестной слоистости) говорят об осадконакоплении в условиях приморской равнины и мелкого шельфа. Вместе с тем нахождение остатков типичных склоновых растительных сообществ могут свидетельствовать и о достаточно расчлененном рельефе на отдельных участках Западной Камчатки (Буданцев, 1989). На это, в частности, может указывать и лавинная седиментация, приводившая к образованию проградационных серий, особенно присущих ткаправаямской свите севера субрегиона. Такой тип седиментации связан с достаточно быстрым формированием контрастных структур (грабенов и горстов), что приводило к резкому увеличению выноса реками обломочного материала в отдельные переуглубления бассейна с накоплением осадков значительной мощности. Если говорить о более широких палеогеографических построениях, то анализ палеофлор указывает на широкий флористический обмен между Северной Америкой и Восточной Азией, который начался в период высокого стояния суши в кампане и, возможно, с некоторыми перерывами продолжался вплоть до начала среднего эоцена. Таким образом, мы можем предположить существование в палеоцене – раннем эоцене достаточно обширной Берингийской суши или мелководных шельфов с архипелагами островов (Челебаева, Шанцер, 1993).

К концу танета в результате прогрессирующего поднятия вся Западная Камчатка сформировалась как суша, и морской бассейн, существовавший здесь в течение палеоцена, практически закрылся. Однако восточнее, на территории современной Камчатской депрессии, Восточных

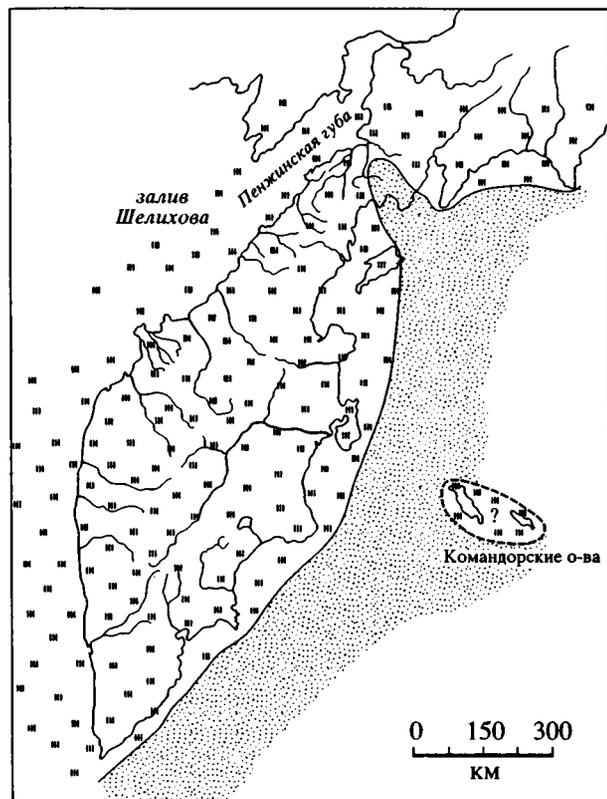


Рис. 8. Палеогеографическая схема для конца ранне-го–начала среднего эоцена. Условные обозначения см. на рис. 5.

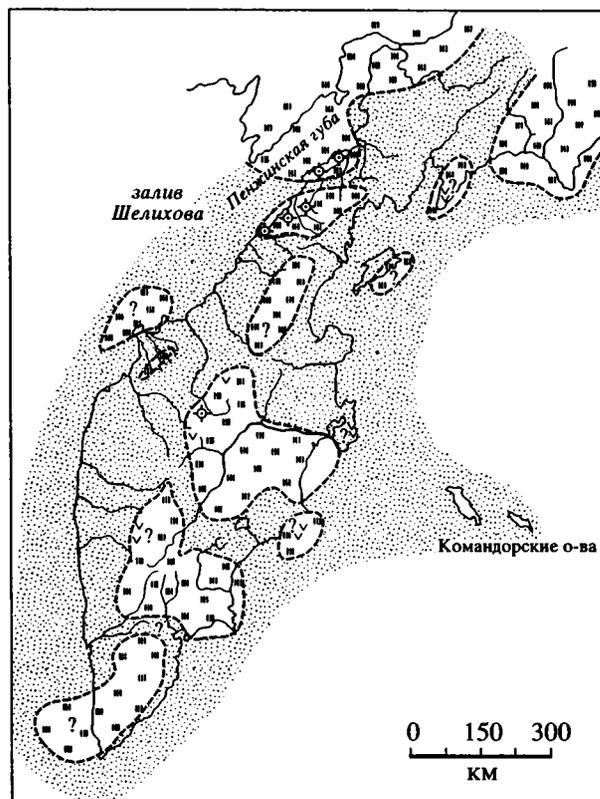


Рис. 9. Палеогеографическая схема для конца средне-го–начала позднего эоцена. Условные обозначения см. на рис. 5.

хребтов и восточного побережья Камчатки продолжалось морское осадконакопление. Об этом свидетельствуют позднепалеоценовые относительно мелководные толщи, вскрытые бурением в Центральной Камчатской депрессии (Берсон и др., 1981). С другой стороны, в Восточных хребтах развиты терригенные субаркзовые флишеидные формации, которые частично можно отождествлять с турбидами континентального склона и его подножья. Еще далее на восток они переходили в фации относительно глубокого моря с накоплением кремнисто-известковистых илов и проявлением близкого к океаническому вулканизму (ветловская свита).

Однако такой палеогеографический профиль можно предположить лишь для центральной части региона в широтах от п-ва Озерного на севере до п-ва Шипунского на юге. Представляется, что эту часть региона, включая Западную Камчатку, можно рассматривать в танете (возможно, в начале ипра) как континентальную окраину, близкую к пассивной.

Активизация континентальной окраины, связанная с общим поднятием региона в начале среднего эоцена, выразилась в формировании складчато-надвиговой структуры, в которую были во-

влечены как позднекампан-маастрихтские, так и палеоцен-раннеэоценовые формации (рис. 8). Вслед за разрывом и выравниванием рельефа в конце среднего эоцена последовала обширная морская трансгрессия, захватившая значительную часть Камчатки и палеоценовой Охотской суши (рис. 9).

Все приведенные палеогеографические построения проводились без палинспастических реконструкций (за отсутствием необходимых для этого данных), поэтому здесь не рассматриваются различные геодинамические концепции эволюции континентальной окраины.

ВЫВОДЫ

Изучение нижнего палеогена Камчатки привело к следующим результатам.

1. Составлена новая стратиграфическая схема палеоцена Западной Камчатки с выделением в пределах дания – танета четырех регионарусов (горизонтов). На этой основе построен календарь геологических событий.
2. Составлены палеогеографические схемы разных временных срезов раннего палеогена, которые отразили деградацию морских бассейнов с

нарастанием суши на востоке от дания к позднему танету.

3. Выявлено, что палеоклиматические события на Камчатке в целом коррелируются с такими Северной Пацифики.

4. Высказано предположение, что на границе мела и палеогена в Западно-Камчатском регионе не происходили крупные структурные перестройки и изменения палеогеографии, однако отмечались блоковые движения и субазральный вулканизм. Палеоэновые седиментационные бассейны могут рассматриваться как остаточные по отношению к маастрихтским.

5. Установлено, что Охотская суша формировалась с верхнего кампана и оставалась областью денудации вплоть до среднего эоцена. Образование осадочного чехла Охотского моря связано с первой в палеогене (вторая половина среднего эоцена) широкой морской трансгрессией, последовавшей за этапом тектогенеза и размыва.

6. В палеоэновой истории Камчатка может рассматриваться как континентальная окраина, по типу близкая к пассивной.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 96-65-64703).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бахтеев М.К., Беньямовский В.Н., Брагин Н.Ю. и др. Новые данные по стратиграфии мезозоя-кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 77–84.

Берсон В.Л., Смирнов В.Н., Драновский Я.А. и др. Новые данные о строении осадочного чехла Козыревского прогиба (Центральная Камчатка) // Кайнозой Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ, 1981. С. 47–55.

Буданцев Л.Ю. Ископаемая флора и фито-стратиграфия палеогена Западной Камчатки // Вопросы палеофлористики и стратиграфии. Л.: Наука, 1989. С. 17–31.

Волбуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н. и др. Опорный разрез морского палеогена севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Магадан: СВКНИИ, 1994. Ч. 1. 63 с.

Волбуева В.И., Красный Л.Л. Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979. 82 с.

Геология СССР. Т. XXXI, ч. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1964. 729 с.

Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 189 с.

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Палеоген Камчатки. Новые подходы к расчленению // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. М.: ГИН РАН, 1985. Ч. 1. С. 45–55.

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.

Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. и др. Тектоника восточного обрамления Центрального Камчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1993. № 6. С. 80–98.

Ковтунович Ю.М. О взаимоотношении верхнего мела и палеогена Сахалина // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969. С. 59–63.

Решения II Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Командорских островов и Сахалина, г. Петропавловск-Камчатский, 1974 // Магадан: СВКНИИ, 1982. 131 с.

Селиверстов В.А., Гречин В.И. Петрохимия мел-палеогеновых геосинклинальных вулканитов Камчатки // Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 182–204.

Удинцев Г.Б. Геоморфология и динамика развития впадины Охотского моря // Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. С. 145–168.

Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 148 с.

Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Новые данные по раннему палеогену Западной Камчатки // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов СССР. М.: Наука, 1985. С. 135–148.

Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Этапность развития флор в палеогене Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. № 4. С. 73–77.

Шашнян С.Х., Большаков А.К., Сальников Б.А. и др. Стратиграфия кайнозойских образований Северо-Охотского прогиба по био- и сейсмостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 23–34.

Шанцер А.Е. О вулканогенной и терригенной формациях мелового (?) возраста Восточного хребта Камчатки // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С. 10–14.

Шapiro М.Н., Разницин Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Среднего хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–20.

Burk C.A. Geology of the Alaska Peninsula: Islands and continental margin (Part 1) // Geol. Soc. Amer. Mem. 99 (Part 1), 1965. 250 p.

Wolfe J.A., Poore R.Z. Tertiary marine and nonmarine climatic trends // Climate in Earth History. Nat. Acad. Sci. Studies in Geophysics. Washington, 1982. P. 154–158.

Рецензенты М.А. Ахметьев, В.А. Селиверстов

УДК 551.781.5:563.12(571.66)

ИЗВЕСТКОВЫЙ ПЛАНКТОН ОЛИГОЦЕНА КРОНОЦКОГО ПОЛУОСТРОВА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

© 1998 г. С. И. Ступин*, М. Я. Серова**, Е. А. Щербинина*,
Д. И. Витухин*, Н. В. Цуканов***, А. С. Пачкалов***

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

** Палеонтологический институт РАН, 117321 Москва, ул. Профсоюзная, 123, Россия

*** Институт океанологии РАН, 117581 Москва, ул. Красикова, 23, Россия

Поступила в редакцию 22.10.96 г., получена после доработки 10.06.97 г.

Впервые в разрезе позднего палеогена п-ва Кроноцкий (Восточная Камчатка) наряду с бентосными фораминиферами обнаружены планктонные фораминиферы и известковый наннопланктон, позволяющие отнести вмещающие отложения к зоне *Globigerina ampliapertura* зональной шкалы Г.М. Болли (Bolli, Saunders, 1985) по планктонным фораминиферам и интервалу наннопланктонных зон CP17–CP18 нижнего олигоцена. Эпизодическое появление известкового планктона в олигоценовых отложениях высоких широт связано, видимо, с повышением уровня Мирового океана и относительным климатическим потеплением.

Ключевые слова. Дальний Восток, Восточная Камчатка, фораминиферы, наннопланктон, зона, олигоцен.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из актуальных проблем геологии и стратиграфии кайнозоя Дальневосточного региона России и, в частности, Восточной Камчатки является корреляция выделенных здесь региональных стратиграфических подразделений с зональными шкалами, разработанными по разным группам планктонных организмов. Подобные попытки, как правило, осуществляются двумя путями. Первый – это корреляция подразделений, основанных на бентосной фауне (моллюски, бентосные фораминиферы), с таковыми Японии или Северной Америки, где наряду с бентосом встречен и планктон. Второй – целенаправленные поиски остатков планктонных организмов в дальневосточных разрезах и прямой выход на океаническую зональную шкалу. В первом случае возрастная датировка отложений может изменяться в зависимости от оценки возраста соответствующих стратиграфических подразделений Японии или Америки. Недостаток второго метода заключается в относительно слабой охарактеризованности кайнозойских отложений Дальнего Востока России остатками планктонных организмов, особенно с карбонатным скелетом. Редкие находки последних хотя и не позволяют проводить детальную стратификацию толщ, что является основным достоинством бентосных групп фауны, дают возможность получить ряд жестких стратиграфических реперов. Установлению одного из таких реперов – зоны *Globigerina ampliapertura* в разрезе кайнозойских отложений п-ва Кроноцкого (Восточная Камчатка) посвящена настоящая статья.

В 1994 г. Н.В. Цукановым и А.С. Пачкаловым проводились геологические исследования кайнозойских отложений Тюшевского прогиба (Кроноцкий п-ов, Восточная Камчатка) в бассейне р. Ракитинская (рис. 1). Ими были отобраны образцы на микрофауну и дана литостратиграфическая характеристика изученных разрезов. Помимо этого нами использованы образцы, отобранные В.Н. Синельниковой (ГИН РАН) из отложений раkitинской свиты при полевых работах 1989 г., проводившихся в том же районе совместно с М.Е. Бояриновой (ПГО Камчатгеология). Работа между другими авторами статьи распределялась следующим образом: М.Я. Серовой и С.И. Ступиным изучены фораминиферы, Е.А. Щербининой – наннопланктон, Д.И. Витухиным предпринимались попытки извлечения остатков радиолярий и диатомей, а также рассмотрена история выделения и установления возраста раkitинской свиты.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА И ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ РАКИТИНСКОЙ СВИТЫ

Ракитинская свита развита в пределах Тюшевского прогиба, который протягивается в северо-восточном направлении узкой (60–80 км) полосой от п-ва Шипунского на юге до п-ва Камчатский мыс на севере. Он разделяет систему Восточно-Камчатских поднятий и полуостровов Восточной Камчатки и выполнен терригенными и туфогенно-терригенными отложениями кайнозоя. Строение прогиба ассиметрично: мощные отложения западного борта сильно дислоцированы и ослож-

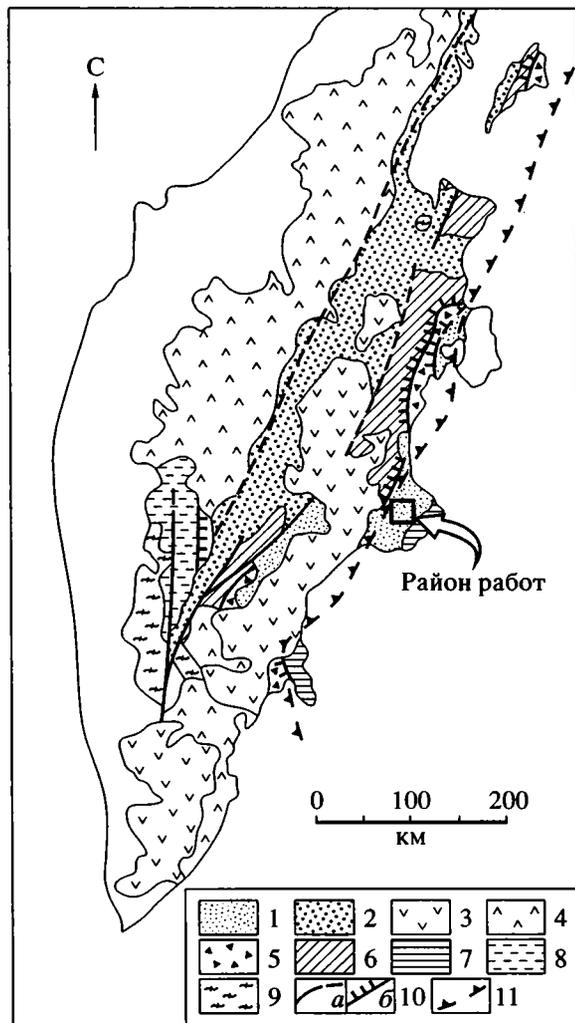


Рис. 1. Тектоническая схема Камчатки (по Зинкевич, Цуканов, 1992).

1, 2 – кайнозойские терригенные отложения: 1 – Тюшевского прогиба, 2 – Центрально-Камчатского грабена; 3, 4 – вулканогенные образования: 3 – Восточно-Камчатского пояса (N_2-Q), 4 – Центрально-Камчатского пояса (P_3-N_1); 5 – ветловский комплекс ($K_2-P_2^2$); 6 – вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенные образования Восточно-Камчатской зоны (K_2-P_1); 7 – сложнодислоцированные образования террейнов Восточных полуостровов; 8 – вулканогенно-осадочные и терригенные отложения Центрально-Камчатской зоны; 9 – метаморфические образования ($Mz-Kz$); 10 – разломы недифференцированные, установленные и предполагаемые (а); надвижки, установленные и предполагаемые (б); 11 – ветловский коллизионный шов.

нены надвижками; одновозрастные им отложения восточного борта слагают разбитую сбросами пологую моноклиаль.

Первые исследователи Кроноцкого п-ва Б.М. Штемпель, Н.М. Лазаренко и Л.А. Гречишкин (Гречишкин, 1935) выделяли здесь (снизу

вверх) кроноцкую, богачевскую и тюшевскую свиты, охватывающие возрастной интервал от палеогена до миоцена включительно. Дальнейшая история изучения этого района показывает, что ввиду литологической неоднородности пород, их сильной дислоцированности, слабой палеонтологической изученности стратиграфические схемы, предлагавшиеся для их расчленения, были противоречивы и неоднократно пересматривались.

Впервые раkitинская свита как самостоятельное стратиграфическое подразделение выделена И.Б. Плешаковым и Д.С. Несвитом (1958) в ранге подсвиты тюшевской свиты (позднее она была переведена в ранг свиты в составе тюшевской серии). По схеме этих авторов в пределах Кроноцкого района стратиграфически снизу вверх выделялись три свиты: богачевская, ивановская и тюшевская, подразделявшиеся на ряд подсвит. По их данным раkitинская подсвита представлена флишвидным переслаиванием туфогенных опоконидных аргиллитов и песчаников общей мощностью около 400 м. Конкретный стратотип подсвиты не указан¹, отмечено, что ее отложения развиты вдоль оси Раkitинской синклинали, простирающейся по перешейку Кроноцкого п-ва от бухты Ольга на северо-восток к устью р. Малая Чажма. По представлениям И.Б. Плешакова и Д.С. Несвита (1958) раkitинская подсвита венчает миоценовый разрез района и является аналогом выделенной ранее по р. Тюшевка свиты Горячих Ключей, датируемой плиоценом (Двали, 1955). Однако в этой же публикации (Плешаков, Несвит, 1958) А.П. Ильина и И.Г. Пронина, изучившие фауну моллюсков раkitинской подсвиты, пришли к выводу о ее средне-(верхи среднего) – позднемiocеновом возрасте. Объяснения несоответствия возрастной оценки стратона в данной работе не приводится.

В дальнейшем возраст раkitинской свиты трактовался по-разному – в пределах от нижнего миоцена до плиоцена. На Охинском стратиграфическом совещании (Унифицированные стратиграфические схемы..., 1961) он был принят как позднемiocеновый-раннеплиоценовый. А.П. Ильина (1963) определяла возраст свиты поздним миоценом, а И.Г. Пронина (1969) – средним миоценом. В 1978 г. И.Г. Пронина и Г.Л. Берсон (1978) поместили раkitинскую свиту в нижнюю часть миоцена.

В работе А.С. Арсанова (1978), изучавшего геологическое строение Кроноцкого района в 1963–1966 гг., отмечено, что помещение раkitинской свиты в верхи миоценового разреза ошибочно. По его данным раkitинская свита с размывом залегает на базальтах кроноцкой серии и с раз-

¹ И.Г. Пронина (1969) указывает, что стратотипический разрез раkitинской свиты расположен в верховьях р. Раkitинской, без дальнейшего уточнения его местоположения.

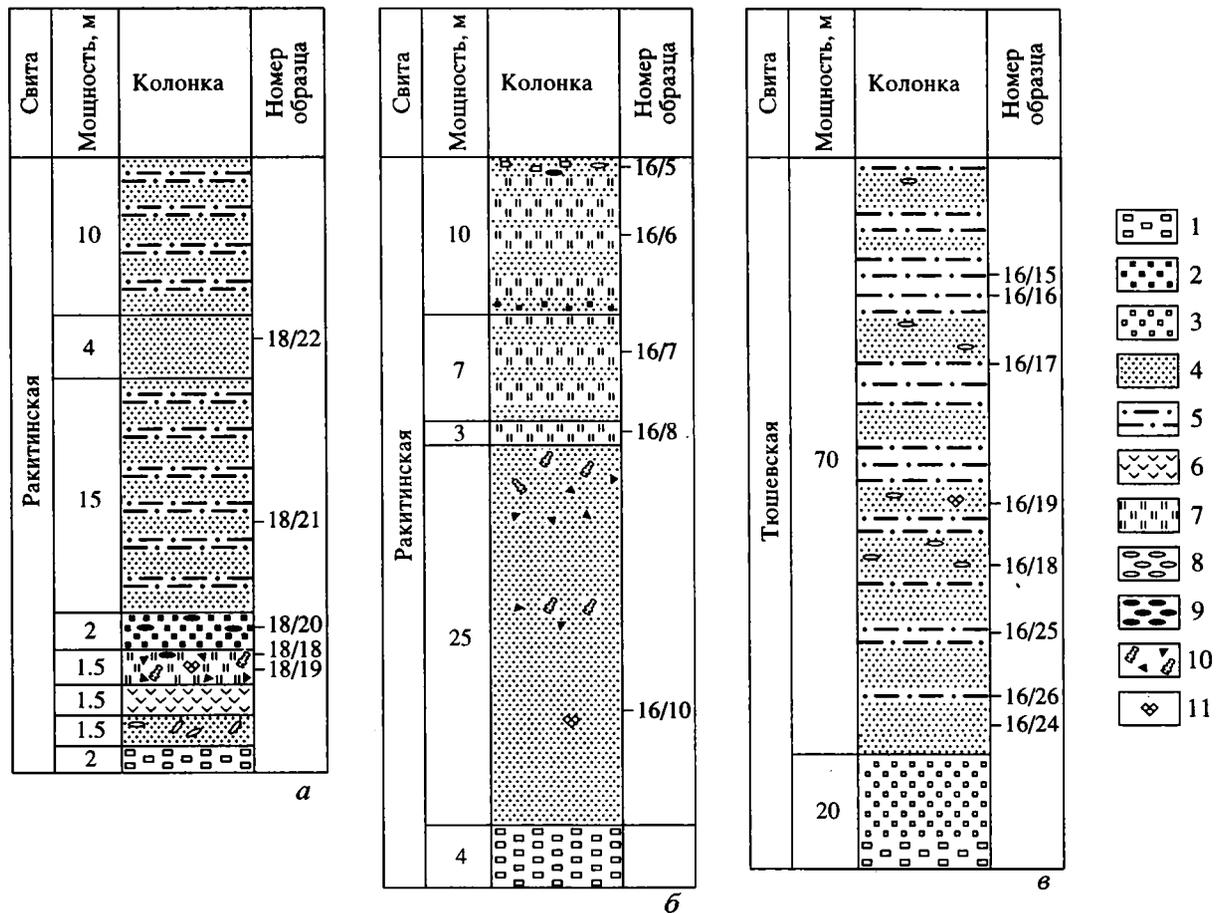


Рис. 3. Изученные разрезы ракигинской свиты и тышевской серии:

a – разрез по руч. Водопадному (точка 18/19 на геологической схеме), *б* – разрез по соседнему ручью (точка 16/10), *в* – разрез по соседнему распадку (точка 16/19). 1–2 – конгломераты: 1 – крупногалечные, 2 – мелкогалечные; 3 – гравелиты; 4 – песчаники; 5 – алеволиты; 6 – ракушняки; 7 – опоки; 8 – галька; 9 – конкреции карбонатные; 10 – отдельные раковины моллюсков; 11 – места находок известкового планктона.

4. Опоки неяснослоистые (обр. 18/18, 18/19). Содержат комплекс фораминифер: *Globigerina ampliapertura* Bolli, *G. ciperoensis angustiumbilitata* Bolli, *G. praebulloides* Blow subsp. indet., *Globocassidulina subglobosa* (Brady), *Islandiella exavata* (Volosh.), *Cibicidoides pulensis* Ten Dam et Reinhold, *C. tenellus* (Reuss), *Melonis shimokinensis* (Asano), *Bolivina marginata adeloidana* Cush. et Kleinpell, *Angulogerina gracilis germanica* Cush. et Edwards, *A. gracilis tenuistriata* (Reuss), *Pullenia bulloides* (d'Orb). Мощность 1.5 м.

5. Гравелиты серовато-зеленые с галькой до 1–2 мм. Мощность 2 м.

6. Плотные туфопесчаники с карбонатным цементом, рыжие на выветрелой поверхности (обр. 18/21). Мощность 15 м.

7. Песчаники плотные, зеленоватые, плохо сортированные (обр. 18/22). Мощность 4 м.

8. Песчаники рыхлые, разнозернистые. Мощность 10 м.

В разрезе по безымянному ручью ракигинская свита с сорванным нижним контактом лежит на

флишoidных туфогенно-терригенных отложениях богачевской (?) серии². Здесь она снизу вверх, сложена следующими пачками (рис. 3б):

1. Мелкогалечные конгломераты, сменяющиеся в верхней части гравелитами. Мощность 4 м.

2. Песчаники светло-серые с розоватым оттенком, содержат рассеянные обломки раковин моллюсков (обр. 16/10). Определен только один вид наннопланктона *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade). Мощность 25 м.

3. Плотные розоватые опоки с многочисленными обломками раковин моллюсков (обр. 16/8). Мощность 3 м.

4. Опоки светло-серые с тонкой примесью песчаного материала и прослоями серых массивных песчаников (обр. 16/7). Мощность 7 м.

² Здесь и далее в тексте: данные отложения отнесены Н.В. Цукановым и А.С. Пачкаловым к богачевской серии с долей условности. От пород ракигинской свиты и тышевской серии они отличаются большей степенью литификации и дислоцированности.

5. Неравномерное переслаивание серых среднезернистых массивных песчаников и опок, содержащих редкую гальку эффузивов и карбонатные конкреции (обр. 16/5, 16/6). Мощность 10 м.

Чуть севернее, в соседнем от безымянного ручья распадке, раkitинская свита из разреза исчезает, и на турбидитах богачевской (?) серии залегают отложения, отнесенные Н.В. Цукановым и А.С. Пачкаловым к тюшевской серии (рис. 3в). В основании они сложены мелкогалечными конгломератами и гравелитами общей мощностью 20 м. На них залегают груборитмичная пачка мелкозернистых полевошпат-граувакковых песчаников (обр. 16/24) с редкими маломощными (до 5 см) прослоями граувакковых алевролитов (обр. 16/26, 16/25). Выше они сменяются песчанистыми, желвакоподобными, комковатыми алевролитами (обр. 16/17, 16/16, 16/15) с прослоями граувакковых мелкозернистых песчаников и опок (обр. 16/19). В опоках отмечены: *Globocassidulina subglobosa* (Brady), *Cibicidoides tenellus* (Reuss), *Gavelinella californiensis* (Cush. et Hobson), ?*Alabamina tangentialis* (Clodius), *Melonis pompilioides* (Fichtel et Moll), *Bolivina marginata adeloidana* Cush. et Kleinpell, *B. fastigia* Cush.; кроме того, здесь встречены единичные переотложенные меловые планктонные фораминиферы *Globotruncana* sp. indet. и *Heterohelix* sp. indet. Среди наннопланктона определены: *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Cycliargolithus floridanus* (Roth et Hay), *C. abisectus* (Muller), *Reticulofenestra* cf. *minuta* Roth. Песчаники имеют градационную слоистость, к ним приурочены карбонатные конкреции глинистых алевролитов (обр. 16/18). В целом пачка имеет ритмичное строение: 30–40 см – алевролиты и 5–10 см – песчаники. Ее общая мощность 70 м.

Разрозненные обнажения раkitинской свиты наблюдались по левому борту долины р. Раkitинская ниже впадения ручья Водопадный. Здесь обнажаются породы, сходные по литологическому составу с отложениями, вскрытыми по ручью Водопадный. В основном преобладают мелкозернистые песчаники с линзами алевролитов, опок и рассеянными обломками раковин моллюсков (обр. 21/9 взят из опок в двух километрах ниже по течению от устья ручья Водопадный – см. рис. 2). В опоках встречены: *Globigerina ampliapertura* Bolli, *G. ciperensis ciperensis* Bolli, *G. praebulloides praebulloides* Blow, *Globorotalia opima nana* Bolli, *Fissurina soldanii* Seguenza, *Obliquina* cf. *hexagona* (Williamson), *O. semistriata* (Williamson), *O. substriata* (Williamson), *Globocassidulina subglobosa* (Brady), *Cibicidoides* aff. *elmaensis* Rau, *C. lopjanicus* Mjatl., *Gavelinella californiensis* (Cush. et Hobson), *Discorbis* aff. *globularis* (d'Orb.), *Valvulineria* aff. *willapaensis* Rau, *Bolivina marginata adeloidana* Cush. et Kleinpell, *Angulogerina gracilis germanica* Cush. et Edwards, *Islandiella exavata* (Volosh.), *Uvigerina* cf. *galloway blakeleyensis* Fulmer, *Pullenia bulloides*

(d'Orb). Наннопланктон представлен видами *Cycliargolithus floridanus* (Roth et Hay) и *Reticulofenestra* cf. *minuta* Roth.

В целом отложения раkitинской свиты и тюшевской серии залегают спокойно, с преимущественными углами падения 10°–15° и только вблизи разломов наблюдаются интенсивные дислокации. Так, по левому борту р. Раkitинская установлены опрокинутые залегания отложений раkitинской свиты, а по ручью безымянному отмечались рассланцованность пород вблизи разрывных нарушений и мелкие складки с вергентностью осей к северо-западу.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Микроскопическое изучение шлифов, изготовленных из опок, показало, что они в основном состоят из перекристаллизованных остатков диатомей, радиолярий и губок (50–70% от общей массы обломочного материала). Спикулы губок имеют намного лучшую сохранность, чем остатки кремневого планктона. Возможно, в ряде случаев опоки были описаны А.С. Арсановым (1978) как спонголиты (по нашим наблюдениям количественное соотношение остатков планктона с кремневым скелетом и губок в опоках примерно равное). Выделить из пород и конкреций определяемые остатки диатомей и радиолярий нам не удалось.

Наибольший интерес в описанных выше разрезах представляет прослой опок, обогащенный биогенным карбонатным материалом, который составляет около 30% от общей массы обломочного материала (обр. 18/19, 16/10, 16/19, 21/9) и состоит из хорошо сохранившихся раковин фораминифер и наннопланктона.

Ввиду большой твердости опок традиционная методика отмычки на фораминиферы (по которой обрабатывались остальные образцы) оказалась невозможной. Фораминиферы были выделены путем замещения известкового вещества их раковин флюоритом при обработке образцов концентрированной плавиковой кислотой (HF). При этом не были нарушены структура и строение раковин. Наннопланктон выделялся по стандартной методике и изучался в препаратах на световом микроскопе.

Остатки планктонных и бентосных фораминифер и известкового наннопланктона были обнаружены в четырех образцах (обр. 18/19, 16/10, 16/19, 21/9) из сборов Н.В. Цуканова и А.С. Пачкалова и девяти образцах из сборов В.Н. Синельниковой (обр. 1031г/1, 1031/4, 1035/12, 1036/2, 1036/4, 1037/3, 99а, 103, 107).

АНАЛИЗ КОМПЛЕКСОВ ФОРАМИНИФЕР И НАННОПЛАНКТОНА И ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ

Прежде чем перейти к анализу встреченных нами комплексов отметим, что выделенные раковины планктонных фораминифер имеют ряд морфологических особенностей, характерных для кайнозойского планктона высокоширотных областей (Asano, Natai, 1967; Серова, 1978а; Крашенинников и др., 1988). Глобигерины в этом комплексе, так же, как и в палеоцен-эоценовых отложениях северо-запада Тихоокеанской провинции, имеют не шаровидные, а более плоские камеры и характеризуются более плотной их упаковкой по сравнению с теми же видами тропических и субтропических областей. Пупочные углубления у них более узкие, а устья менее открытые.

Совместное нахождение видов планктонных фораминифер *Globigerina ampliapertura* Bolli и *G. ciproensis ciproensis* Bolli свидетельствует о соответствии вмещающих отложений зоне *Globigerina ampliapertura* (верхняя часть нижнего олигоцена) или, что наиболее вероятно, какой-либо части этой зоны (таблица).

Отмеченные нами виды бентосных фораминифер образуют единый комплекс; некоторые отличия систематического состава в разных образцах могут быть обусловлены различными бионическими обстановками.

Многие виды бентосных фораминифер, входящие в данный комплекс, широко распространены в олигоценовых отложениях Дальнего Востока. Вид *Gavelinella californiensis* (Cush. et Hobson) известен из аманинской, а вид *Fissurina soldanii* Seguenza – из утхолокской свиты Западной Камчатки (Атлас фауны..., 1984). Вид *Globocassidulina subglobosa* (Brady) встречен в аманинской и гакхинской свитах Западной Камчатки (Атлас фауны..., 1984), в геннойшинской свите Западного Сахалина (Серова, 1985), в мутновской и пиленгской свитах Восточного Сахалина; в последних также присутствует вид *Cibicidoides lorjanicus* Mjatl. (Митрофанова, Мелентьева, 1991). Вид *Melonis rompilioides* (Fichtel et Moll) известен из верхней части гаилхавиланской свиты (верхний эоцен) Ильинского п-ва (Опорный разрез... (п-ов Ильинский), 1994), верхов ионайской свиты Коржского нагорья (Серова и др., 1977), борской свиты

Стратиграфическое распространение видов известкового планктона (по Bolli, Saunders, 1985; Perch-Nielsen, 1985), встреченных в олигоценовых отложениях Кроноцкого п-ва (Восточная Камчатка)

Возраст	Зональные шкалы		Планктонные фораминиферы					Наннокоплектон					
	Фораминиферы	Наннокоплектон	<i>Globorotalia opima nana</i>	<i>Globigerina praebulloides praebulloides</i>	<i>G. ciproensis angustumbilicata</i>	<i>G. ampliapertura</i>	<i>G. ciproensis ciproensis</i>	<i>Cydicargolithus floridanus</i>	<i>Coccolithus pelagicus</i>	<i>Dictyococites bisectus</i>	<i>Cydicargolithus abisectus</i>	<i>Reticulofenestra minuta</i>	<i>Pontosphaera multipora</i>
Олигоцен	Поздний	<i>Globorotalia kugleri</i>	CP 19	b	Sphenolithus ciproensis								
		<i>Globigerina ciproensis ciproensis</i>		a									
	<i>Globorotalia opima opima</i>	CP 18	Sphenolithus distentus										
	<i>Globigerina ampliapertura</i>												
	Ранний	<i>Cassigerinella chipolensis-Pseudohastigerina micra</i>	CP 17	Sphenolithus predistentus									
CP 16			c	Helicosphaera reticulata									
	b												
	a												

(олигоцен?–нижний миоцен) Восточного Сахалина (Митрофанова, 1984), а также из формаций Поронаи (верхний эоцен) и Момидзияма (олигоцен) о. Хоккайдо (Япония) (Kaiho, 1984a,b). Вид *Melonis shimokinensis* (Asano) распространен в олигоцен-среднемиоценовых отложениях Западной Камчатки (Серова, 19786; Атлас фауны..., 1984), Ильхатунской свите о. Карагинского (Серова, 19786), в верхах гаилхавиланской и алугинской свите Ильпинского п-ва (Опорный разрез... (п-ов Ильпинский), 1994), в нижней части холмской свиты (олигоцен?–нижний миоцен) Юго-Восточного Сахалина (Опорный разрез... (Макаровский разрез), 1992), в мутновской и пиленгской свитах Восточного Сахалина (Митрофанова, Мелентьева, 1991), в геннойшинской свите Западного Сахалина (Серова, 1985). Вид *Islandiella exavata* (Volosh.) отмечен в олигоцен-миоценовых отложениях Западной Камчатки (Серова, 19786; Атлас фауны..., 1984) и нижней части борской свиты Восточного Сахалина (Митрофанова, 1984; Митрофанова, Мелентьева, 1991).

По наннопланктону вмещающие отложения, скорее всего, не древнее ранней части олигоцена, поскольку вид *Cyclicargolithus abisectus* (Muller), найденный в них, появляется именно в это время.

Отдельно остановимся на микропалеонтологической характеристике образцов, предоставленных нам В.Н. Синельниковой. Эти образцы были отобраны в том же районе в бассейне среднего течения р. Ракитинская в основном по ее правым притокам различного порядка – ручьям Кривому и Бородавкин. Следует отметить, что микрофауна была выделена из образцов, отобранных на малакологический анализ (в основном это песчаники или песчанистые алевролиты с обильными остатками моллюсков).

Во всех образцах встречен единый комплекс бентосных фораминифер и известкового наннопланктона. Бентосные фораминиферы представлены видами: *Fissurina laevigata laevigata* Reuss, *Sigmomorphina* cf. *vaughani* Cush. et Ozawa, *Buccella* sp., *B. ex gr. subconica* Budasheva, *Cibicidoides tenellus* (Reuss), *C. lopjanicus* Mjatl., *Cibicides* cf. *lobatulus* (Walker et Jakob), *C. ex gr. celebrus* Bandy, *Melonis* cf. *shimokinensis* (Asano), *M. affine* (Reuss), *Bolivina marginata adeloidana* Cush. et Kleinpell, *Cassidulina galvinensis* Cush. et Frizzell, *C. depressa* Asano et Nakomura, *C. menneri* Serova, *C. sp.*, *Globocassidulina globosa* (Hantken), *G. subglobosa* Brady, *Cassidulinoides howei* Cush., *C. sp.*, *Islandiella exavata* (Volosh.), *I. sp.*, *Pullenia* ex gr. *salisburyi* R.E. et K.C. Stewart. Кроме того, отмечены единичные планктонные фораминиферы, неопределимые из-за плохой сохранности.

Этот комплекс имеет определенное сходство с вышеописанным, однако отличается бедностью видового состава, присутствием представителей

рода *Buccella* и доминированием *Cassidulinidae*, что, скорее всего, связано с накоплением отложений в несколько различных обстановках, в целом ограниченных зоной внешней сублиторали – верхней батии.

Часть перечисленных видов бентосных фораминифер из образцов, переданных В.Н. Синельниковой, имеет широкий стратиграфический интервал распространения в пределах эоцена–миоцена, однако преобладают формы, известные из верхнепалеогеновых отложений. Так, виды *Sigmomorphina vaughani* Cush. et Ozawa и *Cibicidoides celebrus* Bandy распространены в эоцене Северной Америки и в гакхинской свите (олигоцен) Западной Камчатки, из последней также описан вид *Cassidulina menneri* Serova (Атлас фауны..., 1984). Вид *Cassidulina galvinensis* Cush. et Frizzell известен из эоценовых и олигоценных отложений Северной Америки, ковачинской (эоцен), аманинской и гакхинской (олигоцен) свит Западной Камчатки, алугинской (олигоцен) свиты Восточной Камчатки, краснопольевской (эоцен) и аракайской (олигоцен) свит Сахалина (Атлас фауны..., 1984; Опорный разрез... (п-ов Ильпинский), 1994). Вид *Globocassidulina globosa* (Hantken) встречен в эоцене–олигоцене Северной Америки, ковачинской, снатольской (эоцен) и аманинской (олигоцен) свитах Западной Камчатки, холмской (олигоцен?–нижний миоцен) свите Сахалина (Атлас фауны..., 1984). *Melonis affine* (Reuss) известен из эоцена Северной Америки и аманинской свиты Западной Камчатки (Атлас фауны..., 1984). *Cassidulinoides howei* Cush. встречен в верхней части формации Поронаи (верхний эоцен) и в формации Нуибецу (олигоцен) Хоккайдо (Kaiho, 1984a, b). Приведенные данные по бентосным фораминиферам позволяют говорить об олигоценном возрасте вмещающих отложений.

Среди известкового наннопланктона в этих же образцах определены: *Reticulofenestra minuta* Roth, *Dictyococites bisectus* (Hay, Mohler et Wade), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay), *Pontosphaera multipora* (Kamptner), *Discoaster nodifer* (Bramlett et Riedel), *Coccolithus pelagicus* (Wallich). Набор встреченных видов позволяет утверждать, что возраст этих отложений не моложе поздней части раннего олигоцена, так как последнее появление вида *Discoaster nodifer* (Bramlett et Riedel) отмечается в нижней части зоны CP18 *Sphenolithus distentus* (таблица). Таким образом, по наннопланктону сочетание видов *Cyclicargolithus abisectus* (Muller) и *Discoaster nodifer* (Bramlett et Riedel), обнаруженных в образцах из сборов Н.В. Цуканова, А.С. Пачкалова и В.Н. Синельниковой, соответственно позволяет датировать вмещающие отложения ранним олигоценом, что не противоречит данным по планктонным фораминиферам.

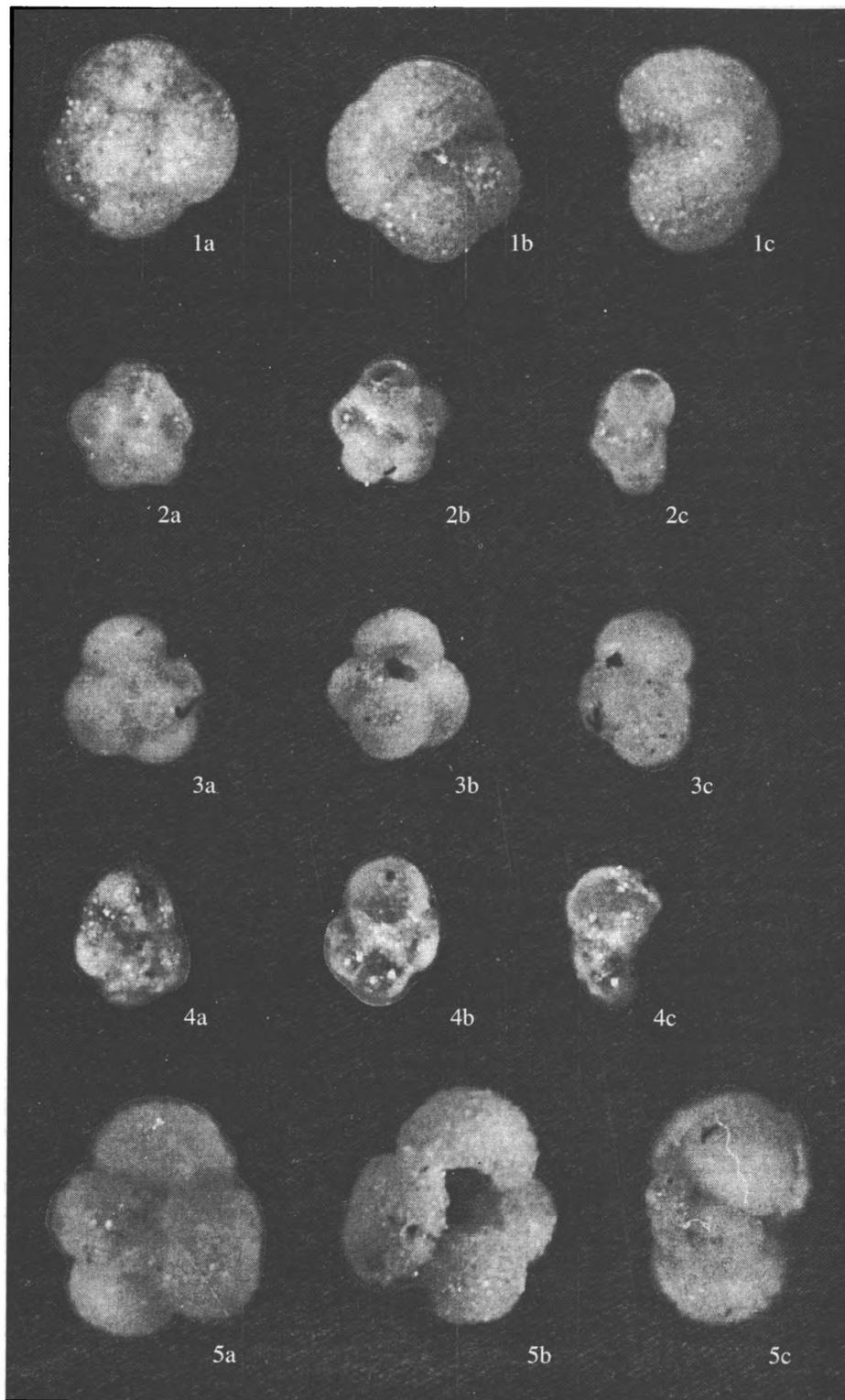


Таблица. Планктонные фораминиферы олигоцена Кроноцкого полуострова. Для всех фигур: а – вид со спиральной стороны, б – вид с пупочной стороны, с – вид с периферического края. Изображения приведены с увеличением в 125 раз. 1 – *Globigerina ciperoensis angustiumblicata* Bolli, обр. 18/19. 2 – *Globigerina ciperoensis ciperoensis* Bolli, обр. 21/9. 3 – *Globigerina ampliapertura* Bolli, обр. 21/9. 4 – *Globorotalia opima nana* Bolli, обр. 21/9. 5 – *Globigerina praebulloides praebulloides* Blow, обр. 21/9.

В целом изучение фораминиферовых комплексов в палеогеновых отложениях Дальневосточного региона показывает, что планктонные фораминиферы появляются в разрезах спорадически и имеют обедненный (по сравнению с тропиками и субтропиками) систематический состав, в котором доминируют представители рода *Globigerina*. Появление планктонных фораминифер в кайнозойских отложениях высоких широт, как правило, приурочено к моментам трансгрессий и относительных климатических потеплений, фиксируемых по изотопам кислорода (Shackleton, Kennett, 1975; Letolle, 1979; Vergnaut–Grazzini, 1984). В палеогене Дальнего Востока эти моменты фиксируются появлением известкового планктона в раннем палеоцене, на рубеже палеоцена и эоцена, в начале раннего и позднего ипра, в лютете, в раннем и позднем бартоне (Серова, 1966; Serova, 1967; Серова, 1969а, б; Крашенинников и др., 1988; Опорный разрез... (п-ов Ильинский), 1994).

В олигоценовых отложениях Дальнего Востока России находки известкового планктона весьма редки. К настоящему времени планктонные фораминиферы встречены в никольской свите о. Беринга (Командорские о-ва), где М.Я. Серовой определен вид *Globorotalia pseudokugleri* Blow (перепределенный позднее как *Gl. gemma* Jenkins (Крашенинников и др. 1988)) и *Gl. sp.* (Шмидт и др., 1973); в низах ильхатунской свиты (о. Карагинский), ею же отмечена *Pseudohastigerina micra* (Cole) (Крашенинников и др., 1988).

В середине олигоцена (в интервале наннопланктонных зон CP17–CP18) по изотопно-кислородным данным пик потепления на фоне общего понижения температур поверхностных вод отмечается в Северной и Южной Атлантике, Индийском океане, Северной и Центральной Пацифике (Борщевский и др., 1993; Corfield, Cartlidge, 1993).

Как было показано недавними исследованиями Е.А. Щербининой (1997), уровни появления наннопланктона в палеогеновых отложениях п-ва Кроноцкий отчетливо коррелируются с трансгрессивными максимумами эвстатической кривой Б. Хака и др. (Haq et al., 1987). Можно предположить, что и в данном случае появление в существенно кремнистой толще прослоя, резко обогащенного биогенным карбонатным материалом с обильными остатками известкового планктона, соответствует трансгрессии второй половины раннего олигоцена.

Небезынтересно отметить, что в составе бентосного комплекса фораминифер этого уровня наряду с традиционными тихоокеанскими видами: *Bolivina marginata adeloidana* Cush. et Kleinpell, *Gavelinella californiensis* (Cush. et Hobson), *Uvigerina* cf. *galloway blakeleyensis* Fulmer, *Valvulineria* aff. *willapaensis* Rau, *Cibicidoides* aff. *elmaensis* Rau, (все эти виды характерны и для формации Блеклей

штата Калифорния (олигоцен) (Fulmer, 1975)), присутствует ряд северо-атлантических форм, характерных для олигоценовых отложений Европы: *Cibicidoides lopjanicus* Mjatl., *C. tenellus* (Reuss), *Alabamina tangentialis* (Clodius), *Globocassidulina subglobosa* (Brady), *Bolivina fastigia* Cush., *Angulogerina gracilis germanica* Cush. et Edwards, *A. gracilis tenuistriata* (Reuss), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Obliquina substriata* (Williamson), *O. semistriata* (Williamson), *Fissurina soldanii* Seguenza. Их присутствие отмечено в фораминиферовых комплексах Карпат (Мятлюк, 1950), в септариевых глинах Северной Германии (Kiesel, 1962), глинах Боом Бельгии (Batjes, 1958), слоях Хамстед Англии (Murray, Wright, 1974).

Явление смешения атлантической и тихоокеанской фаун и появление планктонных форм в олигоцене Дальневосточного региона, видимо, связано с кратковременным потеплением в середине олигоцена и повышением уровня вод Мирового океана, открывшим возможность более широких связей и, соответственно, миграций организмов между двумя океанами – Атлантическим и Тихим. Согласующиеся с нашими предположения были сделаны на основании изучения комплексов радиолярий и диатомей из олигоценовых отложений о. Беринга (Командорские о-ва) (Витухин, 1993; Федорчук и др., 1987).

ВЫВОДЫ

1. Находка представительного для высокоширотных областей комплекса планктонных фораминифер и наннопланктона позволила установить, что в кайнозойском разрезе Кроноцкого п-ва присутствуют отложения верхней части нижнего олигоцена, соответствующие зоне *Globigerina ampliapertura* зональной шкалы по планктонным фораминиферам и зонам CP17–CP18 по наннопланктону.

2. Богатая ассоциация бентосных фораминифер, сопутствующая планктону и состоящая из видов, характерных для позднепалеогеновых отложений Дальнего Востока и сопредельных регионов Тихоокеанской провинции, получила более жесткую привязку к возрастной шкале.

3. В пределах Кроноцкого п-ва Восточной Камчатки установлен важный корреляционный репер, который имеет не только биостратиграфическую, но и, вероятно, событийную природу и может отвечать трансгрессии и кратковременному потеплению середины олигоцена.

Авторы выражают глубокую благодарность сотруднику Института Литосферы РАН И.А. Басову за ряд ценных консультаций при определении планктонных фораминифер и В.Н. Синельниковой (ГИН РАН) за любезно предоставленные образцы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 95-05-14997.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арсанов А.С.* Опыт естественного стратиграфического расчленения разреза олигоцен-миоценовых отложений Кроноцкого района Восточной Камчатки // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. С. 181–191.
- Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока (Точилинский опорный разрез Западной Камчатки). М.: Наука, 1984. 332 с.
- Борщевский Ю.А., Медведовская Н.И., Щербинина Е.А.* Палеогеновые палеотемпературные события в Тихом океане по изотопно-кислородным данным // Стратиграфия отложений и палеоокеанология Мирового океана. М.: Наука, 1993. С. 24–34.
- Витухин Д.И.* Расчленение кайнозоя Дальнего Востока России по радиоляриям. М.: Наука, 1993. 105 с.
- Гречишкин Л.А.* Геологический очерк восточного побережья Камчатки. Л.-М.: НГРИ, 1935. 43 с.
- Двали М.Ф.* Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 268 с.
- Зинкевич В.П., Цуканов Н.В.* Ветловский коллизионный шов Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324. № 3. С. 638–642.
- Ильина А.П.* Моллюски неогена Камчатки. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 242 с.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А.* Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана. М.: Наука, 1988. 144 с.
- Митрофанова Л.И.* Слои с фораминиферами в палеоген-неогеновых отложениях восточного побережья Сахалина // Новые данные по детальной биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 130–136.
- Митрофанова Л.И., Мелентьева О.Н.* О возрасте кайнозойских отложений Лунской впадины (фораминиферы) // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений северо-западной Пацифики. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1991. С. 39–48.
- Мятлюк Е.В.* Стратиграфия флишевых осадков Северных Карпат в свете данных фауны фораминифер // Микрофауна СССР. Сб. IV. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1950. С. 225–288.
- Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез). Спб.: ВНИГРИ, 1992. 358 с.
- Опорный разрез морского палеогена Севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. Ч. 1. 64 с. Ч. 2. 115 с.
- Плешаков И.Б., Несвит Д.С.* Новые данные по геологии и нефтеносности Кроноцкого района восточного побережья Камчатки // Геология и геохимия. 1958. Вып. 2 (8). С. 231–245.
- Пронина И.Г.* Моллюски среднемиоценовых отложений Кроноцкого района восточного побережья Камчатки // Палеонтол. сборник 4. Л.: Недра, 1969. С. 244–261.
- Пронина И.Г., Берсон Г.Л.* К вопросу выделения региональных горизонтов в центральной части Восточной Камчатки // Кайнозой дальневосточных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1978. С. 111–118.
- Решения 2-го Междомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина, г. Петропавловск-Камчатский, 1974. Магадан: Севостгеология, 1982. 131 с.
- Рулева Н.П.* Миоценовые радиолярии Тихоокеанского подвижного пояса // Ископаемые и современные радиолярии. Л.: ЗИН АН СССР, 1979. С. 56–64.
- Серова М.Я.* Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. М.: Наука, 1966. 93 с.
- Серова М.Я.* Зональное расчленение и корреляции палеогеновых отложений Северо-Западной части Тихоокеанской провинции // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя Северо-Западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969а. С. 101–104.
- Серова М.Я.* Среднеэоценовые планктонные фораминиферы Западной Камчатки // Вопр. микропалеонтол. 1969б. Вып. 12. С. 145–167.
- Серова М.Я.* Планктонные фораминиферы палеогена и неогена северной части Тихоокеанской провинции // Вопр. микропалеонтол. 1978а. Вып. 21. С. 162–181.
- Серова М.Я.* Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки. М.: Наука, 1978б. 176 с.
- Серова М.Я.* Морской олигоцен в опорном разрезе палеогена Западного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 86–89.
- Серова М.Я., Волобуева В.И., Устинов Н.В.* Палеоген Корякского нагорья (ионайская свита) // Ископаемая флора и фауна Дальнего Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 83–96.
- Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат, 1961. 339 с.
- Федорчук А.В., Гладенков А.Ю., Дмитриев Д.А.* Вулканоогенно-осадочные серии о-ва Беринга (Командорские острова) и их возраст // Вопросы строения литосферы. М.: Наука, 1987. С. 16–22.
- Шапиро М.Н., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е.* Региональные угловые несогласия в кайнозойе Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 47–60.
- Шмидт О.А., Серова М.Я., Долматова Л.М.* Стратиграфия и палеонтологическая характеристика вулканоогенных толщ Командорских островов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 11. С. 77–87.
- Щербинина Е.А.* Наннопланктон палеогеновых отложений Восточно-Камчатского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 60–70.
- Asano K., Hatai K.* Micro- and macropaleontological Tertiary correlations within Japanese islands and with planktonic foraminiferal sequences of foreign countries // Tertiary correlations and climatic changes in the Pacific. XI Pacif. Sci. Congr. Tokyo, 1967. P. 77–87.
- Batjes D.A.J.* Foraminifera of the Oligocene of Belgium // Inst. Roy Sci. Nat. Belg. Mem. 1958. № 143. P. 1–188.
- Bolli H.M., Saunders J.B.* Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera // Plankton stratigraphy. Bolli H.M.,

- Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (eds.). Cambridge Univ. Press, 1985. P. 155–262.
- Corfield R.M., Cartlidge J.E. Whole-rock oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Paleogene and Cretaceous/Tertiary boundary in Hole 807C // Initial Rep. of the ODP. College Station, TX, 1993. V. 130. P. 259–268.
- Fulmer Ch.V. Stratigraphy and paleontology of the type Blakeley and Blakeley Harbor Formations // Paleogene symposium and Selected technical papers. California, 1975. P. 210–246.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. № 4793. P. 1156–1167.
- Kaiho K. Paleogene Foraminifera from Hokkaido, Japan. Pt. 1. Lithostratigraphy and biostratigraphy including description of new species // Tohoku Univ. Sci. Rep. 1984a. 2nd ser. (Geol.) V. 54. P. 95–139.
- Kaiho K. Paleogene Foraminifera from Hokkaido, Japan. Pt. 2. Correlation of the Paleogene System in Hokkaido and systematic paleontology // Tohoku Univ., Sic. Rep., 1984b. 2nd ser. (Geol.) V. 55. P. 1–74.
- Kiesel Y. Die oligozänen Foraminiferen der Tiefbohrung Dobbertin (Macklenburg) // Freiberg. Forshungsh. Paläontol., 1962. C. 122. P. 1–123.
- Letolle R.R. Oxygen 18 and carbon isotopes from bulk carbonate samples, Leg 47B // Initial Rep. of the DSDP. Wash., 1979. V. 47. Pt. 2. P. 493–496.
- Murray J.W., Wright C.A. Paleogene Foraminiferida and palaeoecology, Hampshire and Paris basins and the English Channel // Spec. Pap. Palaeontol., 1974. V. 14. P. 1–129.
- Perch-Nielsen K. Cenozoic calcareous nannofossils // Plankton stratigraphy. Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (eds.). Cambridge Univ. Press, 1985. P. 427–554.
- Shackleton N.J., Kennett J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analysis in DSDP site 277, 279 and 281 // Initial Rep. of the DSDP. Wash., 1975. V. 29. P. 743–756.
- Serova M.Ya. The zonal scale of the paleogene deposits of the Northwestern part of the Pacific province and their correlation to the Tethys deposits // Tertiary correlations and climatic changes in the Pacific. XI Pacif. Sci. Congr. Tokyo, 1967. P. 21–27.
- Vergnaut-Grazzini C. Major Cenozoic climatic changes: the stable isotope record of marine carbonates in the world ocean – A review // Paleobiol. Continentale 1984. V. 14. № 2. P. 433–473.

Рецензенты А.С. Алексеев, В.А. Крашенинников

УДК 551.807:551.796(470.111)

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙДАРАЦКОЙ ГУБЫ В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

© 1998 г. А. А. Андреев*, П. Е. Тарасов**, Ф. А. Романенко**,
Л. Д. Сулержицкий***, **К. И. Терехов***

* Институт географии РАН, 109017 Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

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

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

Поступила в редакцию 20.06.96 г., получена после доработки 07.04.97 г.

В статье обсуждаются результаты палинологического анализа разреза рыхлых отложений 12-метрового берегового уступа Байдарацкой губы (68°51' с.ш., 66°54' в.д.), расположенного в юго-восточной части Югорского полуострова. Нижняя часть разреза представлена минеральной – песчано-суглинистой, сильно льдистой толщей, накопившейся, судя по-всему, в позднеледниковое время. Верхняя – торфянистая толща – непрерывно накапливалась в интервале от 8 до 4 тысяч лет назад. Неровная, со следами криотурбаций граница между торфом и старичными суглинками свидетельствует о перерыве в осадконакоплении, имевшем место в интервале 10.9–8.2 тысяч лет назад. Определения возраста отложений базируются на данных радиоуглеродного анализа. Результаты палинологического анализа позволяют выделить несколько фаз развития растительного покрова в исследуемом районе и уточнить их временные границы. Мы считаем, что потепление аллерада благоприятнее, чем среднеголоценовое, сказалось на развитии древесно-кустарничковой растительности в районе, в настоящее время занятом типичными тундрами. Это может быть связано с направленным подъемом уровня океана в конце позднего плейстоцена и первой половине голоцена до отметок, несколько превышающих современные, и, как следствие, с усилением океанического влияния на климат и растительность.

Ключевые слова. Рыхлые отложения, террасы, торфяник, пыльцевой анализ, радиоуглеродное датирование, изменения растительности, колебания уровня моря, поздний плейстоцен, голоцен.

ВВЕДЕНИЕ

Югорский полуостров и западное побережье Байдарацкой губы до сих пор остаются одним из слабо изученных районов Российской Арктики. Вместе с тем, географическое положение на границе Европы и Азии в пределах возможного влияния позднеплейстоценовых ледников полярного Урала и Пай-Хоя позволяет рассматривать его как один из ключевых для реконструкции развития природы арктического побережья Евразии. Новые данные, полученные в результате разностороннего исследования органо-минеральной толщи рыхлых отложений разреза “Байдара” дают возможность существенно дополнить имеющиеся представления о развитии растительного покрова и природных процессах в регионе, происходивших с конца позднего плейстоцена до 4 тысяч лет назад.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проводились на юго-западном побережье Байдарацкой губы (рис. 1), которая представляет собой мелководный залив Карского моря, глубоко вдающийся в сушу между полу-

островами Югорский и Ямал. Террасированная поверхность прибрежной равнины – плоская или полого-наклонная, заболоченная и заозеренная. Среди четвертичных осадков преобладают пески с прослоями суглинков, растительного детрита и торфа. Северные отроги Полярного Урала с абсолютными отметками 500–1300 м, и Пай-Хоя (467 м) находятся всего в 50–80 км к юго-западу и западу от разреза, несколько ослабляя влияние атлантических воздушных масс. По данным расположенной в 100 км к северо-западу метеостанции Усть-Кара, средняя температура воздуха в июле – около 7°C, в январе – –22°C, продолжительность безморозного периода – 67 суток. В июле выпадает около 50 мм осадков, а в среднем за год – 425 мм (Справочник по климату СССР, 1967, 1969). Учитывая, что 50-метровая изобата располагается в 150–200 км к северу, на выходе из губы, можно предполагать, что континентальность климата в окрестностях разреза усиливалась в самом конце позднего плейстоцена в период низкого состояния уровня Мирового океана. Низкие летние температуры и относительно высокая влажность определяют бедность современного растительного покрова, представленного моховыми, травянистыми и кустарничковыми тундрами. Ближайшие

участки предтундровых редколесий из ели сибирской и древовидных берез расположены в 200 км к юго-юго-востоку от разреза, а кустарниковая ольха встречается на Пай-Хое и Полярном Урале.

Образцы для палинологического, ботанического и радиоуглеродного анализов были отобраны из разреза “Байдара” (68°51' с.ш., 66°54' в.д.) в сентябре–октябре 1993 г. Он представлял собой верхнюю, десятиметровую органо-минеральную толщу 12-метрового берегового уступа Байдарацкой губы, активно размываемого волновой абразией. Нижняя часть уступа была перекрыта осыпью, и отбор образцов из нее не проводился. Разрез расположен в краевой части древнеозерной котловины, поверхность которой срезана в северной части морской абразией, а в восточной – боковой эрозией небольшой речки, текущей с юга на север. Еще одна река – Нгоюяха, берущая начало на склонах Полярного Урала, впадает в Байдарацкую губу в 3 км к западу от разреза. В приривочной части поверхности берегового уступа рассеяны трещинами (ширина до 0.8 м, глубина до 0.6 м), образующимися над вытаивающими жилами льда.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

При изложении полученных результатов мы придерживались параллельного описания литолого-геохимических характеристик отложений и состава спорово-пыльцевых спектров, полагая, что такой подход позволяет не только лучше понять особенности осадконакопления, но и объяснить происхождение содержащихся в осадках пыльцы и спор.

Позднеледниковье

Нижняя часть разреза на глубине 6.2–10.3 м (рис. 2) представлена преимущественно серыми и желтовато-серыми тонко-, мелко- и среднезернистыми песками с прослоями грубозернистого песка и гравия, или плотного сизого суглинка. По всему слою наблюдается субгоризонтальная слоистость (мощность прослоев до 1 см). Вызывает интерес происхождение прослоев гравия. Предположительно, их источником могут быть дочетвертичные конгломераты, выходы которых отмечены нами в основании береговых обрывов. Изменение по разрезу гранулометрического состава осадков, чередование гравийно-песчаных и суглинистых прослоев и относительно высокое содержание ионов SO_4^{2-} , HCO_3^- и Ca^{2+} в водной вытяжке указывает на континентальный генезис этих отложений. К подобному же заключению пришли М.А. Коняхин с соавторами (1991), исследовавшие отложения 8–15 метровой террасы между разрезом “Байдара” и устьем р. Нгоюяха. По их мнению, низкое содержание в водной вы-

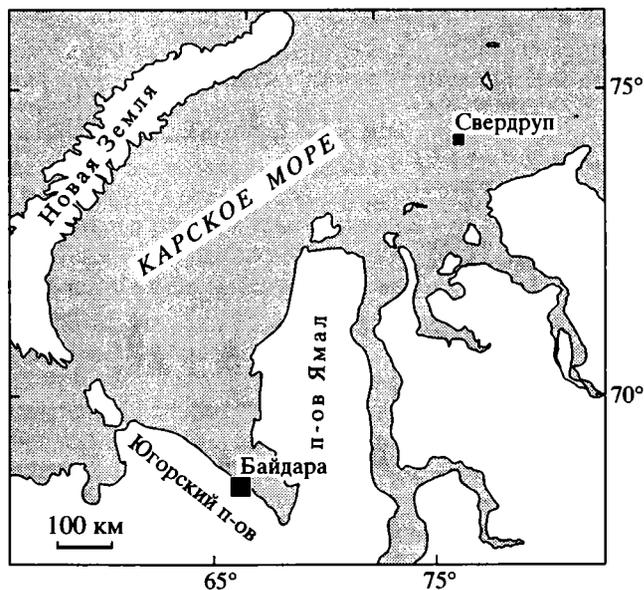


Рис. 1. Схематическая карта региона с указанием местоположения разрезов “Байдара” и “Свердруп”.

тяжке легкорастворимых солей (от 0.045% в песках, до 0.345% в глинах) исключает морское происхождение грунтов. З.В. Алешинская (устное сообщение), опираясь на состав диатомовых водорослей в образцах, взятых из нижней части разреза, сделала вывод об аллювиальном происхождении толщи.

Спорово-пыльцевые спектры из отложений на глубине 6.2–10.3 м (рис. 2) содержат значительное количество пыльцы *Betula sect. Albae*, *Abies*, *Picea*, *Pinus s/g Haploxyton*, *Pinus s/g Diploxyton*, *Tilia*, *Corylus*, *Juglans*. Спектры сходного состава описаны в отложениях микулинского (казанцевского) времени на Пай-Хое (Дурягина и Коноваленко, 1993), что наводит на мысль о возможности переотложения значительной части пыльцы и спор из более древних плейстоценовых отложений. Часть пыльцевых зерен (например, *Juglans*) может иметь дочетвертичный возраст. “Загрязнение” отложений ледниковых эпох переотложенной из межледниковых осадков пыльцой термофильных растений – явление, много раз отмечавшееся в литературе, в частности, для Русской равнины (Чеботарева и Макарычева, 1974). Критерием для выделения переотложенной пыльцы обычно является ее экологическая несовместимость с пыльцой местных растений: карликовой березки, осок, полыни, злаков, вересковых и некоторых других, которая присутствует в спектрах в небольших количествах.

Возможности для датирования описанного слоя – довольно ограничены. М.А. Коняхин и др. (1991) определяют возраст 8–15-метровой террасы предположительно как позднеплейстоценовый

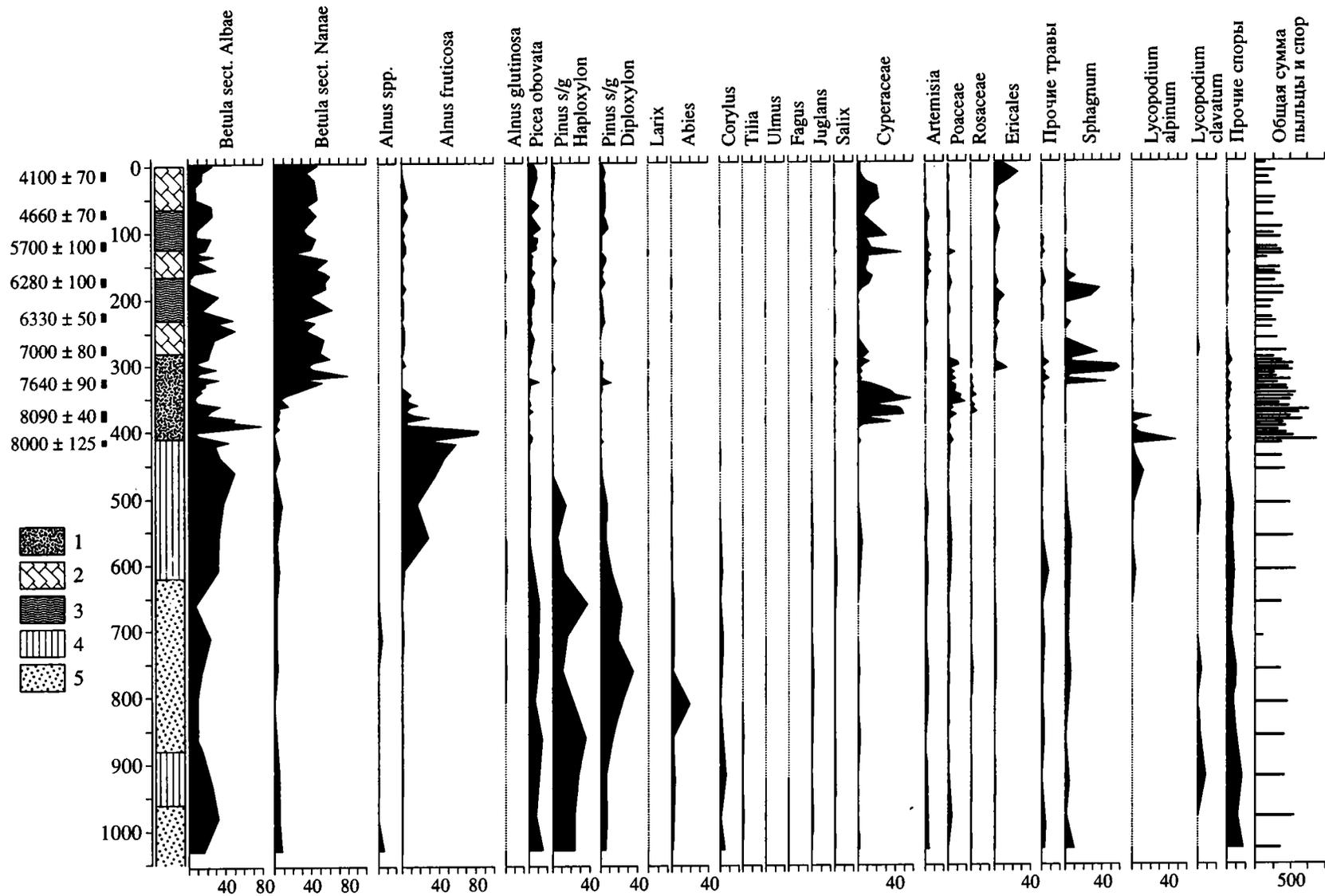


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза "Байдара".

Процентное содержание пыльцы и спор рассчитано от суммы всех таксонов в спектре, принятой за 100%. 1 – сфаговый торф; 2 – осоково-сфагновый торф; 3 – осоковый торф; 4 – алевроито-пелитовые осадки (суглинки и супеси); 5 – пески с прослоями гравия.

(сарганский). В основании этой террасы ими обнаружены погребенные пластовые льды, вскрывающиеся на значительном протяжении берега. Максимальная мощность льда 5 м, видимое простирание до 70–80 м. В разрезе “Байдара” пластовые льды не были вскрыты, что может свидетельствовать о более молодом, позднеледниковом возрасте исследованных нами отложений.

Наличие 18–20 тысяч лет назад на Пай-Хое и Полярном Урале центра оледенения, из которого ледники распространились вплоть до юго-западного Ямала, реконструируется многими авторами (Развитие ландшафтов ..., 1993). Вопросы же, касающиеся дегляциации и времени полного исчезновения ледникового покрова в регионе, остаются открытыми.

Вероятнее всего, юго-восточное побережье Югорского полуострова в позднеледниковое время (16–12 тысяч лет назад) представляло собой открытые ландшафты, типа современных арктических пустынь. В условиях сурового климата крайне разреженная растительность не продуцировала достаточно пыльцы для того, чтобы она доминировала в спектрах. Таяние горных ледников способствовало увеличению речного стока, а низкое положение уровня океана – активному врезанию эрозионной сети, размыву и переотложению более древних, в том числе и дочетвертичных осадков, о чем свидетельствуют прослойки гравийников и присутствие пыльцы термофилов.

Аллеред

Выше по разрезу на глубине 4.2–6.2 м залегают алеврито-пелитовые осадки, для которых характерна мелкооскольчатость и значительная льдистость (волнисто-линзовидная криотекстура), дающие основание предполагать их накопления в старичном или озерном водоеме, в достаточно суровых климатических условиях.

Для слоя в целом характерно значительное содержание пыльцы ольховника (*Alnus fruticosa* Rupr), древовидных берез и спор плауна альпийского (*Lycopodium alpinum* L.). Одновременно значительно сокращается доля переотложенной древесной пыльцы и спор (рис. 2).

Верхний горизонт описываемого слоя на значительном участке берега представлен тонкими линзами суглинков и супесей, обогащенных древесными остатками – стволиками и ветками ольховника диаметров до 4–6 см. По большей части они окатаны и представляют собой материал, обработанный водой. Значительное количество во вмещающих отложениях пыльцы ольховника делает маловероятным переотложение древесного материала из более древних осадков. Радиоуглеродный возраст одной из веток (диаметром около 6 см) из сборов 1991 г. оказался 10900 ± 120 лет

назад (МГУ-1362), что позволяет отнести слой алеврито-пелитовых осадков к аллереду. Неровная со следами криотурбаций граница с вышележащим слоем торфа заставляет подумать о перерыве в осадконакоплении, имевшем место в старичном водоеме с начала позднего дриаса. Причиной перерыва могла быть локальная перестройка гидросети и спуск озера в условиях похолодания и иссушения климата в сочетании с низким положением базиса эрозии.

Согласно нашей интерпретации состава спорово-пыльцевых спектров, в аллереде (около 12–11 тысяч лет назад) в окрестностях разреза существовали разреженные березовые леса, лесотундрового типа, со значительным участием ольховника. Карликовые березки (*Betula pana* L.) также принимали значительное участие в формировании растительного покрова. Как отмечалось выше, древесная растительность в настоящее время появляется гораздо южнее.

Голоцен

Алеврито-пелитовый слой перекрыт довольно мощным пластом торф (0.0–4.2 м). В береговых обрывах юго-западной части Байдарацкой губы торф не прослеживается в качестве единого непрерывного слоя, но встречается линзами протяженностью до нескольких десятков метров. Радиоуглеродный возраст образцов из нижней части торфяного слоя с глубины 4.1–4.15 м – 8000 ± 125 лет назад (WAT-2924); с глубины 3.7–3.85 м – 8210 ± 110 лет назад (ГИН-7862а), 8120 ± 90 лет назад (ГИН-7862б) и 8090 ± 40 лет назад (ГИН-7862в) свидетельствует, что накопление торфа началось около 8000–8200 лет назад. Таким образом, фиксируемый нами стратиграфический перерыв укладывается в интервал между 10900 и 8200 лет назад.

Пыльцевые спектры на глубине 3.4–4.2 м довольно близки по составу к аллередским. Следует лишь отметить значительное сокращение участия пыльцы *Alnus fruticosa* и спор *Lycopodium alpinum* при одновременном увеличении доли *Syringaceae*, *Roaceae* и *Rosaceae*.

Радиоуглеродная датировка 7640 ± 90 лет назад (ГИН-7869), позволяет отнести слой торфа на глубине 3.4–4.2 м к концу бореального – началу атлантического периода голоцена (около 8200–7700 лет назад). Практически полное исчезновение из состава спектров пыльцы ольховника фиксируется около 7700 лет назад. Согласно пыльцевым данным, в это время в растительном покрове исследуемого района по-прежнему доминировали березовые леса лесотундрового типа, но в отличие от аллереда, участие ольховника в них значительно снизилось, что связано, на наш взгляд, помимо климатических причин, с заболе-

чиванием территории. В пользу последнего заключения свидетельствует накопление низинного, преимущественно осокового торфа. Уровень моря к началу атлантического периода практически достиг современных отметок (Попов и др., 1988), что вызвало повышение базиса эрозии и подъем уровня грунтовых вод. Наряду с этим, активизация процессов торфообразования и рост скоростей торфонакопления в атлантическом периоде характерны для Северной Евразии в целом и объясняются оптимальным соотношением тепла и влагообеспеченности (Хотинский, 1977).

Начиная с глубины 3.40 м и до поверхности разреза, в спектрах доминирует пыльца карликовых берез, что отражает господство кустарниковых ценозов на поверхности торфяника. Пыльца ольховника постоянно присутствует в небольшом количестве, отражая его незначительную роль в растительном покрове после 7700 лет назад. Хотя макроостатки ольховника, обнаруженные на глубине 2.2–2.3 м, в слое торфа, датированном 6330 ± 50 лет назад (ГИН-7868), свидетельствуют о его произрастании на поверхности торфяника.

Содержание пыльцы древовидных берез в спорово-пыльцевых спектрах периодически колеблется, постепенно снижаясь вверх по разрезу. Минимальное содержание приходится на слой 1.65–1.75 м, датированный радиоуглеродным методом 6280 ± 100 лет назад (ГИН-7860). Мы полагаем, что колебания содержания пыльцы древовидных берез отражают степень их участия в растительном покрове региона и контролируются главным образом температурным режимом. Так минимум, отмеченный около 6300 лет назад, хорошо согласуется в заметным похолоданием, фиксируемым по палинологическим данным и в других районах Северной Евразии (Андреев и др., 1989; Андреев и Климанов, 1991). Пики пыльцы *Betula sect. Albae* отмечены также в слоях торфа, отнесенных нами к последней трети атлантического периода голоцена 4500–6000 лет назад. Радиоуглеродные даты с глубины 1.15–1.25 м, – 5700 ± 100 лет назад (ГИН-7867), и с глубины 0.65–0.75 м, – 4660 ± 70 лет назад (ГИН-7868) позволяют сопоставить эти пики с потеплениями около 6000, 5500, 5200 и 4600 лет назад. На глубине 0.25–0.5 м фиксируется еще одно значительное сокращение содержания пыльцы берез *sect. Albae*, которое мы сопоставляем с похолоданием около 4500 лет назад (Хотинский, 1977). Еще одно потепление, фиксируемое ростом содержания пыльцы древовидных берез, имело место около 4000 лет назад.

Изменения в составе пыльцы травянистой растительности и спор отражают изменения в составе болотных ценозов на поверхности торфяника. Большое участие спор сфагновых мхов, наряду с пыльцой осок и вересковых, в торфе на глубине

1.75–3.40 м говорит о господстве сфагновых мхов в период накопления этого слоя торфа, около 6300–7700 лет назад. Заключительная часть атлантического периода характеризуется почти полным исчезновением спор сфагнума из спектров и доминированием пыльцы осок. Начиная с 6300 лет назад, на поверхности торфяника вновь господствовали осоковые ценозы. Пик пыльцы вересковых в верхнем 20-сантиметровом слое торфа (дата с глубины 0.15–0.2 м – 4140 ± 70 лет назад, WAT-2895) свидетельствует о еще одной смене ценозов на поверхности торфяника. Она, видимо, была обусловлена изменением гидрологического режима, вызвавшим осушение торфяника и прекращение торфонакопления около 4000 лет назад.

Из числа заносной, отметим пыльцу ели, которая постоянно встречается в спектрах из слоя торфа. Ее содержание возрастает в последнюю треть атлантического периода, что может отражать продвижение границ ареала ели к северу.

По всей вероятности, растительный покров в окрестностях торфяника в среднем голоцене представлял собой разреженные березовые редколесья и кустарничковые тундры, чередующиеся с открытыми, сильно заболоченными пространствами.

Серия радиоуглеродных датировок: 7000 ± 80 лет назад (ГИН-7864), 6390 ± 50 лет назад (ГИН-7865), 6280 ± 100 лет назад (ГИН-7860), 5700 ± 100 лет назад (ГИН-7867), 4660 ± 70 лет назад (ГИН-7868) и 4140 ± 70 лет назад (WAT-2895), полученных для образцов торфа с различной глубины, свидетельствует о том, что торфонакопление шло непрерывно в течение всего атлантического периода, со скоростью около 1 мм/год и прекратилось около 4000 лет назад.

Б.А. Попов с соавторами (1988) выделяет в юго-западной части Карского моря трансгрессивную фазу 6000–4500 лет назад, когда уровень моря предположительно был на 2–3 м выше современного, а также регрессивную фазу – 4500–2000 лет назад. В условиях высокого уровня моря и потепления климата в атлантическом периоде происходило образование обширных заболоченных участков, большинство которых было осушено в связи с суббореальной регрессией.

ВЫВОДЫ

Данные палинологического анализа разреза “Байдара”, позволяют уверенно говорить об изменениях растительного покрова юго-восточной части Югорского полуострова в конце позднего плейстоцена и в среднем голоцене. На смену господствовавшим в позднеледниковое время открытым ландшафтам с разреженной растительностью (типа современных арктических пустынь)

в аллереде пришли редкостойные березовые леса лесотундрового типа, со значительным участием ольховника и карликовой березки.

Перерыв в осадконакоплении, имевший место в интервале 10900–8200 лет назад, не позволяет говорить о составе растительности в это время.

На рубеже бореального и атлантического периодов голоцена в растительном покрове все еще доминировали древовидные и кустарничковые березы, но участие ольховника резко сократилась. Возможно, последнее связано с заболачиванием территории.

На протяжении большей части атлантического и в начале суббореального периода (7700–4000 лет назад) растительность представляла собой разреженные березовые тундры и редколесья, чередующиеся с открытыми, сильно заболоченными пространствами, занятыми преимущественно осоковыми и сфагновыми ассоциациями.

Торфонакопление прекратилось около 4000 лет назад с началом суббореальной регрессии Карского моря. В настоящее время в окрестностях разреза распространены типичные тундры.

Мы полагаем, что реконструированные изменения растительности определялись не только общим ходом климатического процесса, но и положением уровня моря. Эффект потепления климата в аллереде при достаточно низком уровне Мирового океана, когда обширные участки мелководного шельфа Карского моря оставались сухой, больше сказался на продвижении древесно-кустарниковой растительности к северу, чем потепление в период атлантического оптимума, когда уровень моря превышал современный. Подобное явление уже отмечалось нами для острова Свердруп (Карское море), где в настоящее время отмечена лишь разреженная растительность арктической пустыни. Палинологические данные, полученные из погребенного торфяника, указывают на существование травяных и кустарничковых тундр в интервале 12–9.5 тысяч лет назад (Тарасов и др., 1995).

Короткопериодические колебания климата (в первую очередь, колебания летней температуры, ослабленные охлаждающим влиянием моря) прослеживаются по палинологическим данным и в среднем голоцене. Нами выделены и датированы радиоуглеродным методом потепления, имевшие

место около 6000, 5500, 5200, 4600 и 4000 лет назад и разделяющие их похолодания.

Авторы признательны О.Н. Успенской за определения ботанического состава торфа, а А.М. Камалову, В.А. Совершаеву, А.М. Фирсову, М. Довбне, С. Мусорину и В.П. Селиванову за помощь в организации и проведении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев А.А., Климанов В.А., Сулержицкий Л.Д., Хотинский Н.А. Хронология ландшафтно-климатических изменений Центральной Якутии в голоцене // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 116–121.
- Андреев А.А., Климанов В.А. Изменение растительности и климата междуречья рек Унгра и Якокит (Южная Якутия) в голоцене // Ботанический журнал. 1991. Т. 76. № 3. С. 334–351.
- Дурагина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена Северо-Востока европейской части России. Санкт-Петербург: Наука, 1993. 124 с.
- Коняхин М.А., Амплеева Т.В., Николаев В.И. Находка ледяных льдов в позднеледниковых отложениях уральского побережья Байдарацкой губы // Материалы гляциологических исследований. Тр. Ин-та географии АН СССР. 1991. Вып. 72. С. 227–228.
- Попов Б.А., Совершаев В.А., Новиков В.Н. и др. Береговая зона морей Печорско-Карского региона // Исследование устойчивости геосистем Севера. М.: Изд-во МГУ, 1988. С. 176–190.
- Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен; элементы прогноза. М.: Наука, 1993. 102 с.
- Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеониздат, 1967. Вып. 21. Ч. II. 503 с. 1969. Ч. IV. 402 с.
- Тарасов П.Е., Андреев А.А., Романенко Ф.А. и др. Палиностратиграфия верхнечетвертичных отложений острова Свердруп (Карское море). Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 2. С. 98–104.
- Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
- Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 215 с.

Рецензенты М.А. Ахметьев, С.А. Лаухин

УДК 56:551.734(470.11.6+517)

КОМПЛЕКСЫ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ МЕЛКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНА ЕВРАЗИИ (ЕВРОПЕЙСКАЯ РОССИЯ, МОНГОЛИЯ)

© 1998 г. В. А. Аристов

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

Поступила в редакцию 20.03.96 г., получена после доработки 09.07.97 г.

Ключевые слова. Девон, фаунистические комплексы, палеобиота, Русская платформа, Монголия.

Мелководные отложения эпиконтинентальных морей палеозоя на древних платформах, а также шельфовых бассейнов на краях палеоматериков имеют ряд специфических особенностей, отличающих их от образований относительно глубоководных областей. К их числу относятся ритмичное чередование в разрезе терригенных и карбонатных пачек пород, что является отражением чередования трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации, и наличие перерывов на их границах. Причем, согласуясь с изменениями литологического состава толщ, меняется также таксономический состав биотических комплексов, поскольку обстановки обитания морских организмов находятся в тесной взаимосвязи с обстановками седиментации.

Автором проведен анализ смены биотических комплексов в мелководных отложениях девона двух районов: Русской платформы и варисцид Южной Монголии. В процессе исследований учитывалось послойное распределение как макроостатков при визуальном изучении слоев, так и микрофоссилий при исследовании под микроскопом нерастворимых фракций, выделенных в результате кислотного растворения пород. При этом учитывалось только присутствие или отсутствие остатков каждой из групп без разделения их на таксоны различного ранга и количественного подсчета экземпляров. Лишь для конодонтов сделано исключение – анализировалось распространение этих макроостатков на уровне семейств и родов.

Исследования подобного рода широко освещены в мировой литературе для разных временных отрезков фанерозоя. Для девона, в частности, они связаны с именами Р.Ф. Геккера и В.С. Сорокина. В результате детального изучения франских мелководных отложений (Сорокин, 1978) на Северо-Западе Русской платформы (Главное девонское поле) установлена закономерная смена в разрезе (от ритма к ритму) и по площади экологических комплексов организмов и фациальных типов отложений выявлено стратиграфическое значение отдельных видов и групп.

Материалы, изложенные в настоящей статье, не позволяют произвести анализ распределения биотических комплексов по площади. Приводятся лишь выборочные разрезы двух регионов, в которых подобные исследования не проводились. Полученные общие выводы не противоречат выводам В.С. Сорокина, а введение в анализ конодонтов группы микрофоссилий, являющейся достаточно хорошим индикатором эколого-фациальных обстановок, дополняет предшествующие исследования.

В мелководных отложениях перемещение органических остатков от места их гибели до места захоронения в большинстве случаев происходит на небольшие расстояния. Поэтому биотические комплексы в значительной степени отражают структуру сообществ в определенной части палеобассейна.

БИОТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СРЕДНЕГО-ВЕРХНЕГО ДЕВОНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На русской платформе проанализированы биотические комплексы в разрезах двух скважин, последовательно наращивающих друг друга и пробуренных соответственно в 200 и 215 км к востоку – юго-востоку от г. Воронежа на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы (Центральное девонское поле): 178 (с. Средний Карачан) и 76 (с. Большие Алабухи). Сводный разрез мощностью 410 м охватывает временной интервал от позднего эйфеля (клинцовский горизонт) до позднего фамена (озерский горизонт), обоснование его расчленения проведено нами ранее (Аристов, 1988). Стратиграфические единицы местной схемы девона для Центрального девонского поля на Русской платформе показаны на рис. 1, слева. В основании разреза клинцовские терригенные отложения со структурным несогласием налегают на метаморфизованные образования протерозойского фундамента. Выше следует чередование карбонатных и терригенных пачек пород. В разрезе

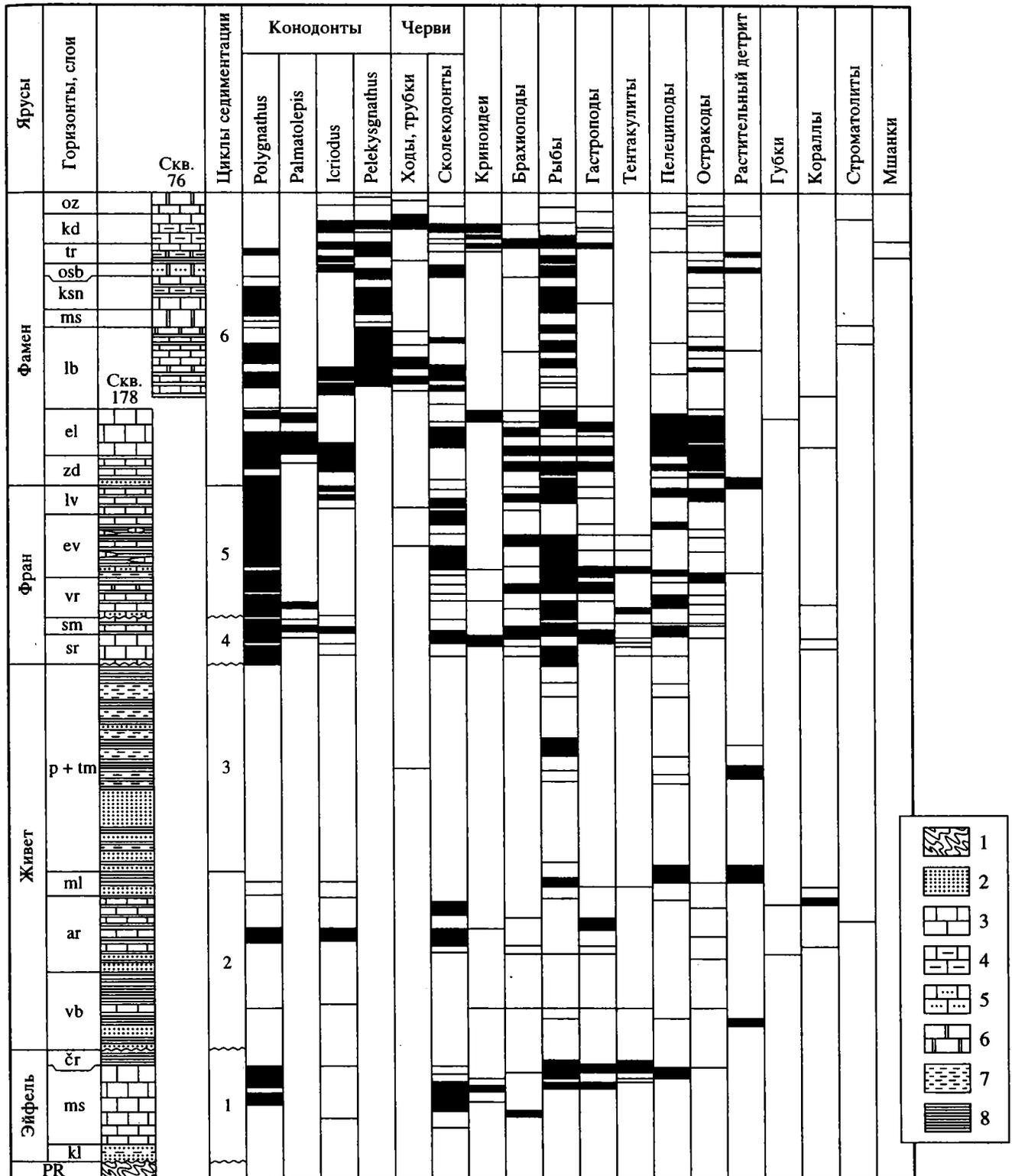


Рис. 1. Биотические комплексы среднего-верхнего девона Центрального девонского поля (Русская платформа). Горизонты: kl – клинцовский, ms – мосоловский, чг – чернаярский, vb – воробьевский, ar – ардаатовский, ml – муллинский, р – пашийский, tm – тиманский, sr – саргаевский, sm – семилукский, vr – воронежский, ev – евлановский, lv – ливенский, zd – задонский, el – елецкий, lb – лебедянский, oz – озерский; слои: ms – мценский, kns – киселево-никольские, osb – орловско-сабуровские, tr – тургеневские, kd – кудяровские.

1 – образования протерозойского фундамента; 2 – песчаники; 3–5 – известняки: 3 – кристаллические, органогенные, детритовые, 4 – глинистые, 5 – песчанистые; 6 – доломиты; 7 – алевролиты; 8 – аргиллиты.

выделяется 6 циклов: один в эйфеле, по два в живете и фране и один в фамене. В тех случаях на границе циклов фиксируются перерывы в разрезе: предживетский (размыта часть чернораского горизонта), предфранский (выше перерыва слой песчаников с железистыми оолитами) и предворонежский (выпадает из разреза петинский горизонт). Скрытый перерыв, возможно, имеется в основании задонского горизонта. В каждом цикле выделяются стадия начала трансгрессии, собственно трансгрессивная и регрессивная стадия.

Учет органических остатков по разрезу произведен на 195 уровнях при среднем шаге наблюдения в 2.1 м. Однако частота точек наблюдения в зависимости от литологического состава пород была неравномерной: сравнительно редкой в эйфеле и живете и более густой во фране и фамене. По всему разрезу встречены 14 групп органических остатков: конодонты, черви (сколекодонты, ходы и трубки червей), криноидеи, брахиоподы, рыбы (зубы, чешуя, фрагменты костей), гастроподы, тентакулиты, пелециподы, остракоды, кораллы, мшанки, а также строматолиты и растительные остатки. Присутствие этих групп в образцах отображено в виде диаграммы. В случае, если представители какой-то группы встречены на одном уровне, это изображалось линией, если же в нескольких точках подряд – весь интервал заливался черной краской (рис. 1).

Конодонты распространены почти по всему изученному разрезу: на отдельных уровнях в эйфеле и живете и практически в каждом слое в верхнедевонской части разреза. Однако в верхней половине живета они не были обнаружены. Среди конодонтов учитывалось распространение четырех наиболее характерных родов: *Polygnathus*, *Palmatolepis* (полигнатиды), *Icriodus* и *Pelekysgnathus* (икриодиды). Представители наиболее распространенного рода *Polygnathus* встречаются как в трансгрессивных, так и регрессивных стадиях циклов. Сам по себе род не является здесь индикатором конкретных обстановок. Разница в распределении представителей этого рода может быть обнаружена только на уровне видов или видовых групп (Аристов, 1988).

Другой род полигнатид – *Palmatolepis*, характерный для верхнего девона, встречается только на уровнях, соответствующих трансгрессивным стадиям (циклы 4–6).

Икриодиды встречаются как в отложениях трансгрессивных стадий циклов, так и регрессивных. Однако для отложений регрессивных стадий характерно большое их видовое разнообразие и большая численность. Представители рода *Pelekysgnathus*, характерного для всего девонского периода, на Центральном девонском поле встречаются в верхнефаменской части разреза.

Другие группы распределены в разрезе по-разному. Представители nektona (рыбы), зарывающегося бентоса (черви), а также тентакулиты, пеле-

циподы и остракоды слабо реагировали на изменения среды, встречаясь более-менее равномерно по всему разрезу. Криноидеи, брахиоподы, кораллы отмечаются в основном в отложениях, отлагавшихся в периоды трансгрессивных стадий. Гастроподы и растительные остатки, напротив, более характерны для регрессивных стадий седиментации. Из других редко встречающихся групп органических остатков можно отметить губки (их спиккулы встречены на трех уровнях в трансгрессивных стадиях циклов 2 и 6), строматолиты (4 уровня в регрессивных стадиях циклов 2 и 6) и мшанки (2 уровня в регрессивной стадии цикла 6).

Наиболее бедный фаунистический комплекс отмечается в верхнеживетской части разреза (пашинский и тиманский горизонты). В это время в регионе преобладали субконтинентальные условия седиментации с накоплением терригенных осадков. Здесь встречены остатки рыб, пелеципод и растительный детрит.

БИОТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ НИЖНЕГО–СРЕДНЕГО ДЕВОНА МОНГОЛИИ

В качестве второго объекта исследований был выбран разрез Цахирин-Худук, расположенный в Южной Монголии на южном склоне Гобийского Алтая, в 10 км юго-восточнее сомона Шинеджинст, у колодца Цахирин-Худук. В структурном отношении регион исследования относится к Джинсетской подзоне Гоби-Алтайско-Сухэба-торской зоны южномонгольских варисцид (Руженцев, Поспелов, 1992). Разрез охватывает нижне-среднедевонскую часть мощной толщи вулканогенно-осадочных образований палеозоя.

Разрез Цахирин-Худук сложен терригенными и карбонатными породами с редкими прослоями вулканомиктовых образований (туфопесчаники и туффиты кислого и среднего состава). По типу осадков эти отложения относятся к образованиям относительно мелководного шельфа. В разрезе выделены цахиринский, чулунский, цаганхалгинский горизонты и отложения живетского яруса (Алексеева, 1990), датированные по бентосной фауне.

Цахиринский горизонт, предположительно пражского возраста, представлен толщей известняковых конгломератов, песчаников и алевролитов мощностью 500 м, несогласно залегающей на разных горизонтах силура. Отмечаются единичные находки переотложенных конодонтов силура в гальках известняков. Чулунский горизонт имеет несомненно эмский возраст. Вышележащий цаганхалгинский горизонт традиционно считался эйфельским. Однако изучение конодонтов в этом разрезе позволяет относить его нижнюю часть к верхнему эмсу.

Разрез не является стратиграфически полным. Из-за тектонического нарушения верхняя часть эйфеля отсутствует.

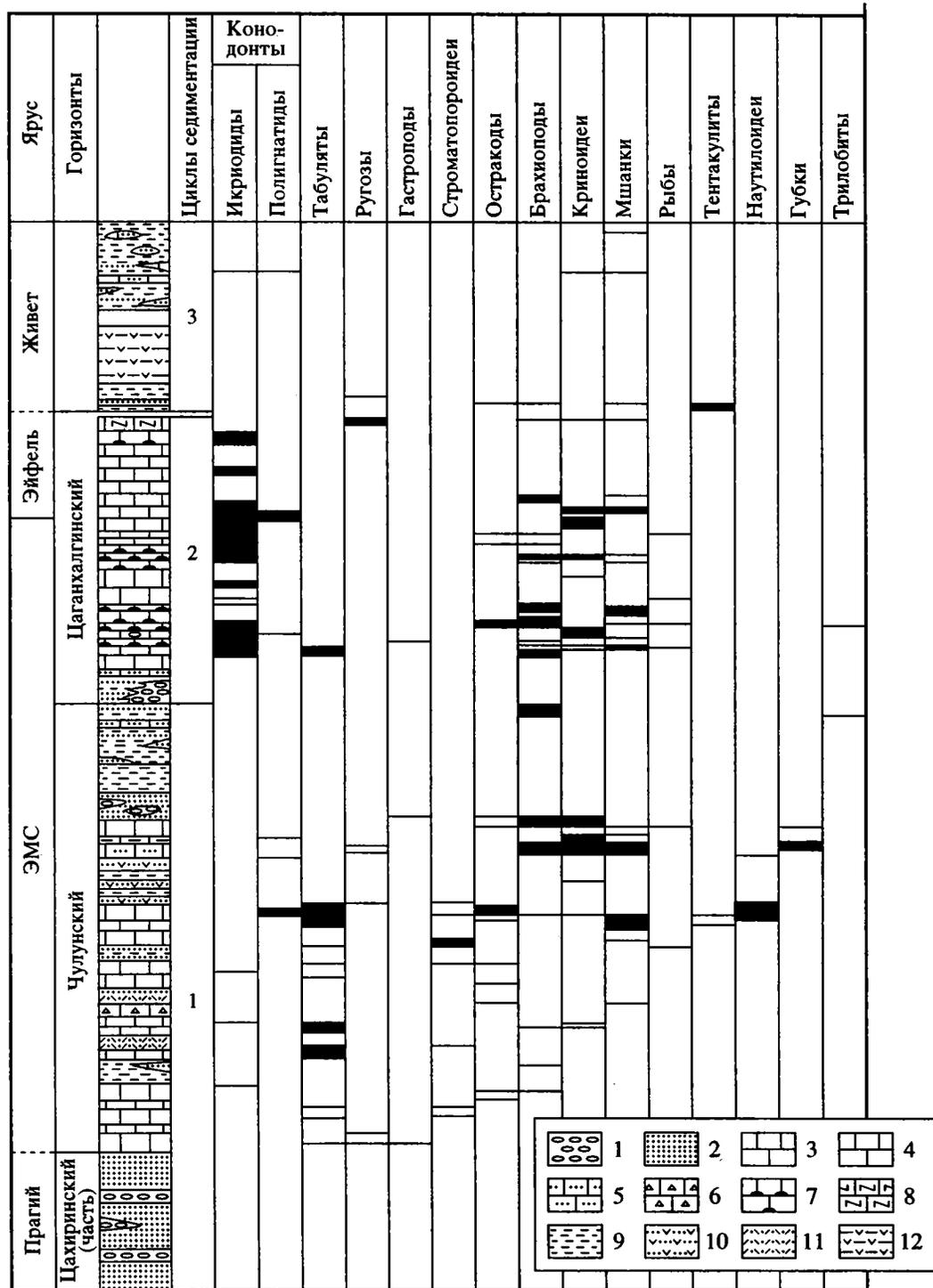


Рис. 2. Биотические комплексы нижнего – среднего девона в разрезе Цахирин-Худук (Южная Монголия).

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3–8 – известняки: 3 – органогенные, детритовые, 4 – глинистые, 5 – песчаные, 6 – брекчиевидные, 7 – с кремнистыми стяжениями, 8 – кремнистые; 9 – алевриты, аргиллиты; 10–12 – туфы: 10 – основного и среднего состава, 11 – кислого состава, 12 – пепловые.

Подобно выше рассмотренному разрезу Русской платформы, здесь также наблюдается ритмичное чередование трансгрессивно-регрессивных циклов. Выделяются три крупных цикла:

пражско-нижнеэмский, верхнеэмско-эйфельский и живетский.

При анализе биотических комплексов учитывалось распространение 14 групп органических

остатков: конодонты, табуляты, ругозы, гастроподы, строматопораты, остракоды, брахиоподы, криноидеи, мшанки, рыбы, тентакулиты, наутилоидеи, губки и трилобиты. Уровни находок представителей каждой из групп показаны на рис. 2. По сравнению с разрезом Центрального девонского поля частота уровней наблюдения здесь более редкая: на 1000 м мощности разреза (эмс-живет) имеется 117 точек. Наиболее часто встречаются конодонты, брахиоподы, криноидеи, мшанки и остракоды. Характерно, что все группы распределены не равномерно по разрезу, а по отдельным уровням. Эти уровни могут быть узкими, разобщенными, сгруппированными в сгущенные серии или охватывать более или менее широкие по мощности интервалы разреза. Такое распределение отражает нестабильность во времени условий обитания организмов в палеобассейне.

Среди конодонтов преобладают икриодиды (особенно они обильны в цаганхалгинском горизонте), которые как бы создают фон конодонтового комплекса. На этом фоне выделяются редкие уровни с находками единичных полигнатид, которые приурочены к трансгрессивным стадиям циклов. Именно к этим уровням приурочены и редкие находки наутилоидей и губок, которые также можно рассматривать в качестве индикаторов трансгрессивного осадконакопления.

Табуляты и строматопоридеи характерны только для нижней половины эмса. К числу редко встречающихся групп, кроме уже упомянутых наутилоидей и губок, относятся гастроподы, тентакулиты, рыбы и трилобиты.

В распространении брахиопод, ругоз и в меньшей степени криноидей, мшанок и остракод не наблюдается четкой приуроченности к трансгрессивным или регрессивным фазам седиментации. Отмечается более частая встречаемость представителей этих групп в трансгрессивные стадии.

ВЫВОДЫ

Из изложенного следует, что в мелководных отложениях девона ископаемые остатки различных групп организмов не распространяются равномерно по всему разрезу, а встречаются фрагментарно, по отдельным уровням на фоне чередования трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации. Такое распределение фоссилий от-

ражает нестабильность во времени условий обитания организмов в палеобассейне.

Трансгрессивные стадии седиментационных циклов (особенно моменты максимумов трансгрессий) помимо литологических маркеров могут дешифрироваться на основании конодонтов – по появлению в разрезе полигнатид (эмс-эйфель Монголии) или определенных родов или видовых групп этого семейства (средний–верхний девон Русской платформы), а также по находкам спикул губок, наутилоидей и в меньшей степени брахиопод. Строматолиты, гастроподы, растительные остатки характерны для регрессивных стадий. Представители нектона (рыбы), зарывающегося бентоса, в меньшей степени пелециподы и остракоды слабо реагировали на изменения среды, встречаясь более-менее равномерно по разрезу.

Следует отметить также, что в отложениях трансгрессивных стадий, представленных в основном карбонатными осадками, в отличие от преимущественно терригенных пород регрессивных стадий, находки органических остатков более часты и биотические комплексы более разнообразны. Это однако объясняется не только экологическими причинами, но и скоростью осадконакопления. По сравнению с карбонатными терригенные породы (особенно грубообломочные) накапливались быстрее и в них относительное количество органической массы на объемную единицу породы оказывалось меньшим.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-65549).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева Р.Е.* Биостратиграфия девона Монголии. М.: Наука, 1993. 135 с.
- Аристов В.А.* Девонские конодонты Центрального девонского поля (Русская платформа). М.: Наука, 1988. 119 с.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И.* Южно-Монгольская вавриская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 45–62.
- Сорокин В.С.* Этапы развития Северо-Запада Русской платформы во франском веке. Рига: Зинатне, 1978. 282 с.

Рецензенты И.С. Барсков, Т.А. Корень

УДК 550.93:552.5

ОБ ИЗОТОПНОМ ДАТИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

© 1998 г. А. Г. Рублев

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

Поступила в редакцию 04.09.96 г., получена после доработки 15.12.96 г.

В статье обсуждаются различные подходы к датированию глинистых пород Rb-Sr методом. Приводятся доводы, определяющие бесперспективность использования для этих целей только проб пород в целом. Значительно более эффективным и методологически корректным признается подход, основанный на датировании тонких субфракций иллитов. В то же время отмечаются некоторые ограничения этого подхода и его недостаточная разработанность в ряде вопросов. Для решения основных задач стратиграфии изотопно-геохронологическими методами предлагается шире использовать вулканогенные и вулканогенно-осадочные последовательности.

Ключевые слова. Rb-Sr метод, глинистые породы, иллит.

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” недавно была опубликована полемика, касающаяся одного из наиболее сложных и актуальных вопросов современной геохронологии: подходов к датированию осадочных пород (Виноградов, 1997; Горохов, Мельников, 1997). Значение такого датирования определяется тем, что именно осадочные породы, обладающие возможностью точной привязки к хроностратиграфической шкале, являются потенциально наиболее благоприятным объектом для создания адекватной шкалы геологического времени.

Очевидно, что наиболее надежную хроностратиграфическую привязку имеют палеонтологически охарактеризованные морские осадочные породы, но именно их изотопное датирование оказывается весьма сложной задачей. Это связано с тем, что хемогенные породы не содержат минералов-геохронометров, традиционно используемых в изотопной геохронологии, а сами не являются таковыми, а обломочные породы содержат материал, сохраняющий изотопную память об источнике сноса. Положение усугубляется постседиментационными преобразованиями этих пород и сравнительно невысокой устойчивостью входящих в их состав минералов-геохронометров к эпигенетическим процессам.

В этой связи можно только приветствовать редакцию журнала “Стратиграфия. Геологическая корреляция” за то внимание, которое она оказывает различным аспектам решения этой проблемы. Автор благодарен редакции за предоставленную возможность ознакомиться с указанными работами еще до их выхода в свет и выступить на страницах журнала в развитие этой дискуссии.

В основе дискуссии лежат различные взгляды оппонентов на использование Rb-Sr метода при геохронологическом изучении глинистых пород.

В.И. Виноградов предлагает анализировать пробы пород в целом (Виноградов и др., 1994; Виноградов, 1997). Если при этом через точки на изохронном графике удастся провести статистически значимую прямую, то она признается изохроной. По углу ее наклона рассчитывается возраст, который приписывается некоему этапу эпигенетических преобразований, ибо “...возраст седиментации или раннего диагенеза осадков по самим осадкам, видимо, вообще неопределим...”. Альтернативное объяснение получаемой прямой, как линии смешения, согласно В.И. Виноградову, возможно только тогда, когда “найлены или придуманы” (!) компоненты смешения (Виноградов, 1997).

В противоположность этому, И.М. Горохов и Н.Н. Мельников (1997) настаивают на комплексном изотопном и минералогическом изучении иллитов, присутствующих в глинистых породах, разделении неогенетичных фаз этих минералов и их последующем датировании. При этом интерпретация полученных результатов и выявление их геологического смысла предполагает привлечение всей имеющейся геологической и стратиграфической информации.

Автор настоящей статьи в целом разделяет взгляды И.М. Горохова и Н.Н. Мельникова, но полагает необходимым высказаться по ряду вопросов, не затронутых в прошедшей дискуссии.

О ДАТИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
ПО ВАЛОВЫМ ПРОБАМ

И.М. Горохов и Н.Н. Мельников приводят четыре условия реализации изохронной модели при использовании валовых проб: 1) одновозрастность проб; 2) идентичность в них первичного изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$); 3) отсутствие привноса-выноса Rb и Sr в объеме пробы

(закрытость системы); 4) нахождение всех точек на одной прямой. Следует, однако, заметить, что четвертый пункт является не условием, а следствием реализации изохронной модели, определяемой первыми тремя пунктами. Иначе говоря, В.И. Виноградов считает необходимым и достаточным для реализации изохронной модели не какое-то из ее имманентных свойств, как это полагают его оппоненты, а следствие из этой модели. Тем самым нарушается один из основных принципов научного исследования: факты, положенные в основу гипотезы, не являются доказательством ее истинности. В действительности же, нахождение на одной прямой точек, соответствующих валовым пробам, позволяет лишь выдвинуть гипотезу об их соответствии изохронной модели, но это соответствие еще требует доказать. Именно это обстоятельство – получение независимых изотопных доказательств правильности определения возраста – и делает проблему датирования осадочных пород столь сложной.

Еще один аспект подхода В.И. Виноградова связан с тем, что "...апеллируя к линиям смешения, нужно доказывать их реальность, а не просто скрывать за ними не устраивающий по тем или иным причинам возрастной смысл прямолинейных зависимостей (Виноградов, 1997, с. 102). Здесь, однако, произошла подмена целей геохронологических исследований. Представляется, что в доказательствах нуждается основное: истинность определенного возраста и его геологический смысл. Только если таких доказательств не получено, можно рассматривать другие варианты интерпретации прямолинейных зависимостей, в том числе и как линий смешения. Но не это главное. Утверждение В.И. Виноградова о том, что единственной альтернативой возрастной интерпретации линейного расположения точек может быть процесс смешений, представляется достаточно спорным, особенно если раскрыть смысл, вкладываемый в термин "смешение". В этом случае можно, пользуясь рецептом В.И. Виноградова, "найти и придумать" достаточное количество вариантов интерпретации, объясняющих прямолинейную зависимость, не отвечающую реальному возрасту. К таковым могут быть отнесены: 1) пропорциональные потери радиогенного стронция в ходе наложенных процессов; 2) так называемые "изохроны с первичным наклоном", что, кстати, очень вероятно при использовании проб тонкозернистых пород; 3) пропорциональное смешение древнего, обломочного и молодого, новообразованного в ходе эпигенетических процессов, материала и т.п., не говоря уже о предложенном И.М. Гороховым с соавторами (1995) механизме, объясняющем прямолинейное расположение точек в условиях многокомпонентной системы.

Еще один методологический аспект обсуждаемого подхода касается соответствия анализируемо-

го материала решаемой задаче. Очевидно, что для датирования любого геологического процесса необходимо исследовать либо материал, образованный в этом процессе, либо вещество, полностью в нем переработанное (на уровне используемых изотопно-геохронометрических систем). С этих позиций глинистые породы изначально не пригодны для определения времени их образования. Изотопная гомогенизация стронция при механическом усреднении обломочных частиц с различным изотопным составом Sr и, следовательно, с различными отношениями Rb/Sr, должна сопровождаться и усреднением последнего. В этом случае построение изохроны просто невозможно. Если же изотопная гомогенизация Sr определяется взаимодействием глинистых частиц с холодной морской водой, то с еще большей легкостью она произойдет и при любой активизации нагретых водных растворов, находящихся в толще породы или привнесенных извне. Если легкость этого процесса соответствует природной ситуации, то получение времени образования пород также исключено.

Более вероятна ситуация, когда изотопная гомогенизация происходит в ходе достаточно интенсивного эпигенетического процесса. Не останавливаясь на принципиальном вопросе о доказательствах того, что именно это и произошло, рассмотрим возможные следствия из этого процесса и сравним их с имеющимися данными. Полная гомогенизация Sr в ходе процесса предполагает, что все составляющие породы в этот момент имеют одинаковый изотопный состав стронция. С другой стороны, поскольку отбор валовых проб происходит практически случайным образом (во всяком случае ни в одной работе В.И. Виноградова не рассматриваются критерии отбора проб), то требования изохронной модели предполагают, что гомогенизация Sr произошла по всему объему исследуемого объекта. Первое следствие не отвечает имеющимся данным о присутствии в любой глинистой породе как более древних частиц (например, иллитов и полевых шпатов), сохранивших память об источнике сноса, так и более молодых, образовавшихся в эпигенетических процессах, что признает и сам В.И. Виноградов. Таким образом, при исследовании глинистых пород мы всегда имеем дело со смесью разновозрастного материала, к тому же, с различными значениями ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀.

Полную однородность изотопного состава стронция в объеме всего объекта после окончания какого-то эпигенетического процесса трудно себе представить, особенно если учесть, что порода должна остаться осадочной (при метаморфизме, начиная с фации зеленых сланцев, условие выравнивания ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀, по-видимому, выполняется). Во-первых, отдельные участки толщи обладают различными Rb/Sr отношениями и концентрация-

ми Rb и Sr, а из геохронологической практики известно, что новообразованные минералы (в том числе, иллиты и полевые шпаты) часто наследуют изотопный состав Sr преобразуемого вещества. Во-вторых, вся толща не может обладать одинаковой проницаемостью для водных растворов и, следовательно, в равной мере эффективно обмениваться стронцием с флюидом. В третьих, в различных местах толщи можно предполагать различную концентрацию собственно обломочного и новообразованного материала.

Таким образом, получение прямой линии в изохронных координатах означает, что все разновозрастные компоненты случайно отобранных проб должны находиться в определенной пропорции. Угол наклона такой прямой вряд ли соответствует времени реального геологического события, хотя рассчитанное значение возраста может показаться разумным. Именно поэтому получение "изохроны" должно вызывать особое внимание и требовать неопровержимого доказательства соответствия рассчитанного возраста реальному геологическому процессу. Кстати, получение таких доказательств не составляет особых сложностей. Достаточно разделить пару валовых проб на несколько компонентов и проанализировать их. Если фигуративные точки, соответствующие этим компонентам, окажутся на изохроне для проб пород в целом, то это и будет доказывать реальность рассчитанного возраста, выяснение смысла которого, однако, потребует привлечения всей имеющейся минералогической и стратиграфической информации.

Свидетельством того, что проведенное обсуждение не носит абстрактный характер, служат результаты одной из работ В.И. Виноградова с соавторами (1994). При датировании осадочных пород огневской серии (Восточная Сибирь) исследовались как глаукониты, так и пробы песчаников, алевролитов и аргиллитов. Для глауконитов получена Rb-Sr изохрона, отвечающая возрасту 1275 ± 50 млн. лет. Поэтому, вывод о том, что возраст самих пород не меньше 1275 млн. лет – вполне справедлив. Определение возраста огневской серии по самим породам привело к следующему. Для тонкозернистых пород (6 проб аргиллитов и алевролитов) на изохронном графике была получена прямая, угол наклона которой отвечает возрасту 1526 ± 115 млн. лет. Точки, соответствующие кварц-полевошпатовым фракциям из песчаников, располагаются несколько выше "изохроны" для тонкозернистых пород, образуя эрохрону с возрастом около 1600 млн. лет. Авторы исследования полагают, что 1526 млн. лет назад породы прошли этап интенсивных преобразований, полностью сгомогенизовавших изотопный состав стронция в аргиллитах и алевролитах, но не достаточных для выравнивания $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в более грубозернистых породах. При этом расчи-

танный возраст приписывается времени формирования новообразованных калишпатов. Соответственно, время осадкообразования полагается более древним, чем 1526 млн. лет.

На первый взгляд такая интерпретация выглядит достаточно убедительной. Более того, авторы статьи рассматривают возможность объяснения прямой, полученной для тонкозернистых пород, как линии смешения. Она отвергается на основании того, что из приведенных данных вытекает отсутствие компонентов смешения "с фиксированными значениями Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ". Но этот довод – не состоятелен. Судя по описанию, обломочный материал состоит из кварца и калиевого полевого шпата. Легко представить, что в момент образования значения Rb/Sr и изотопный состав Sr в разных точках осадочной породы определялись только вариациями этих параметров в калишпатах. При этом на изохронном графике должна получиться "изохрона с первичным наклоном". Поэтому достаточно предположить, что новообразованный по обломочному калишпат наследовал неохимические и изотопные характеристики последнего, чтобы проинтерпретировать значение возраста 126 млн. лет как максимально возможное для времени образования огневской свиты. Конечно, в реальной ситуации вряд ли соблюдалось полное наследование, но и полученная прямая не оказалась изохроной. Для ее превращения в таковую авторам пришлось заглубить точность определения отношения Rb/Sr в полтора раза.

Не приводя еще ряда доводов в пользу такого варианта интерпретации, можно отметить, что в соответствии с ним возраст исследованных пород заведомо меньше 1526 млн. лет и, скорее всего, близок к возрасту глауконитов (1275 млн. лет). По-видимому, при этом не возникает и серьезных противоречий со стратиграфическими данными. Тем не менее, оба варианта интерпретации имеют принципиальное сходство, которое состоит в отсутствии доказательств справедливости предположений, положенных в их основу. В варианте В.И. Виноградова с соавторами таким предположением является гомогенизация изотопного состава Sr в ходе наложенного процесса, в варианте автора этой статьи – реализация модели изохроны с первичным наклоном. Фактические данные, которыми располагают авторы (и читатели), не дают основания для предпочтения одного из них, как и любого другого, который может быть "найден или придуман".

ДАТИРОВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ПО ИЛЛИТАМ

Подход, который защищают И.М. Горохов и Н.Н. Мельников, представляется более эффективным и методологически выдержанным. Прежде

всего, он предусматривает соответствие анализируемого материала поставленной задаче, т.е. для датирования процесса отбирается материал, образовавшийся в этом процессе. Кроме того, таким материалам оказывается иллит, свойства которого как геохронометра достаточно благоприятны и хорошо изучены, а используемая методика позволяет рассчитывать на успешное разделение различных генераций минерала. Однако это не означает, что данный подход не заслуживает критического обсуждения, поскольку он несет в себе определенные ограничения. Остановимся на главных из них.

1. Результаты И.М. Горохова с соавторами наглядно демонстрируют, что измеренный возраст иллитов находится в прямой зависимости от размеров тонких субфракций. После идентификации какой-либо из субфракций (например: 0.1–0.2 мкм) как моногенной, ее измеренный возраст принимается за время соответствующего процесса. Однако размер субфракций задан произвольно и фиксированно (например: <0.1; 0.1–0.2; 0.2–0.3 мкм). Поэтому, если бы размеры тонких фракций были взяты со смещением (например: 0.05–0.15 и 0.14–0.25 мкм) и какая-то из них была бы идентифицирована как моногенная, то их измеренный возраст отвечал бы или среднему для субфракций <0.1 и 0.1–0.2 мкм, или среднему для субфракций 0.1–0.2 и 0.2–0.3 мкм. При произвольно зафиксированных размерах субфракций трудно предполагать, что чистая моногенерация иллита обязательно окажется именно в заданном интервале размеров. Поэтому возраст моногенерации и должен ограничиваться каким-то диапазоном, который без знания пропорции разных генераций в данных субфракциях, логично ограничить соответствующими средними значениями. В конкретном случае датирования лонтоваской свиты (Gorokhov et al., 1994), на взгляд автора, правильнее было бы давать для раннего диагенеза не фиксированное значение возраста в 533 ± 8 млн. лет для субфракции 0.1–0.2 мкм, а диапазон 523–553 млн. лет, ограниченный средними значениями для соответствующих субфракций. Уточнение возраста в этом случае возможно только путем еще большей дифференциации субфракций в районе той из них, в которой предполагается одна генерация иллита. Кстати, если предположение о моногенетичности справедливо, то на графике возраст–размер при дроблении размеров субфракций должна появиться ступенька, отвечающая реальному возрасту моногенерации иллита.

2. Еще одно принципиальное ограничение метода заключается в неопределенности интервала времени между ранним диагенезом и седиментогенезом. Без знания этого интервала невозможно использовать полученную возрастную информацию для точной корреляции пород или уточнения рубежей шкалы. Решение данной задачи возможно

но при исследовании кайнозойских пород с точно установленным геологическим возрастом, поскольку для кайнозоя шкала геологического времени определена с достаточной точностью и правильностью, а разница между рассматриваемыми процессами сопоставима с возрастом пород и не заглушается ошибками определений. Так, из работы (Ohl et al., 1991) следует, что указанный интервал составляет примерно 15 млн. лет. Если обратиться к результатам одной из первых и уже классических работ по этой проблеме, посвященной датированию девонских черных сланцев Техаса (Morton, 1985), то между седиментогенезом и образованием иллита прошло около 60 млн. лет. Очевидно, что такие вариации ограничивают решение многих задач стратиграфии.

Помимо рассмотренных ограничений, существуют и другие вопросы, требующие выяснения. Один из них следует из все той же монотонной зависимости практически всех кристаллохимических параметров от размера субфракций. В такой ситуации решающим доводом в определении моногенетичности одной из них являются данные электронной микроскопии. Все остальные характеристики иллитов определяют только привязку субфракции к процессу, вызвавшему ее образование. Между тем, трудно представить, что каждый последующий процесс проходил, например, при более низкой температуре. А ведь именно этим параметром определяются политипия и индекс кристалличности иллитов, а также размеры образующихся минеральных индивидов. Из общих соображений представляется, что наиболее наглядно существование различных генераций иллитов должно проявиться в изломах и изгибах на вышеуказанных графиках. В остальных случаях вопросы, связанные с определением количества генераций и их идентификацией, требуют дальнейшей разработки.

МЕТОДЫ ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ В СТРАТИГРАФИИ

Подводя итог прошедшей дискуссии, необходимо согласиться с обеими сторонами в том, что на сегодня прямое определение точного изотопного возраста седиментации глинистых пород – практически неосуществимо. Тем самым, к сожалению, использование этих пород для уточнения шкалы геологического времени пока также исключается. Однако этот вывод не означает, что нет смысла в использовании изотопно-геохронологических методов для целей стратиграфии. Рассмотрим возможности этих методов при решении основных стратиграфических проблем: корреляции и определении хроностратиграфического положения стратифицированных толщ. Очевидно, что решение этих проблем реально, если в состав исследуемых толщ входят породы, по

которым возможно точное и доказательное определение времени их образования. На современном уровне развития геохронологии к ним относятся только вулканические и вулканогенно-осадочные (вулканические пеплы, бентониты) породы, успешному датированию которых посвящено достаточно число работ, в том числе и по уточнению шкалы геологического времени, например: (Williams et al., 1982; Tucker et al., 1990). На датирование этих пород пока и должны быть направлены усилия при проведении стратиграфических исследований. Не останавливаясь на рассмотрении методологии датирования вулканогенных пород, чему посвящена обширная литература, отметим некоторые особенности использования результатов геохронологических исследований.

Если в состав сравниваемых осадочных толщ входят указанные породы, то детальность корреляции зависит от частоты их встречаемости в разрезе и от аналитической погрешности определения возраста. Современные возможности изотопно-геохронологических методов позволяют в оптимальных условиях датировать докембрийские породы с точностью от миллионов до первых десятков миллионов лет, палеозойские и мезозойские породы – до первых миллионов лет, а кайнозойские – до $n \times 10^{-1}$ млн. лет. Естественно, что этими параметрами определяются и точность корреляции вулканогенно-осадочных толщ.

Если вопросы корреляции решаются при сопоставлении измеренных (и доказанных) значений возраста, то определение положения исследованного объекта в Общей стратиграфической шкале производится с помощью шкалы геологического времени, рубежи которой выражены в абсолютных единицах. Естественно, что от адекватности используемой шкалы зависит правильность хроностратиграфической привязки, качество легенд к геологическим картам и т.п. Современное состояние изотопно-геохронологической обоснованности фанерозойской шкалы геологического времени дано в работе А.Г. Рублева (1996), а докембрийской – в работе М.А. Семихатова (1993). Важно подчеркнуть, что численные оценки большинства рубежей в существующих фанерозойских шкалах, включая самые последние (Odin, 1994), нуждаются в серьезном дополнительном подтверждении и, по-видимому, не всегда правильны.

Возвращаясь непосредственно к осадочным породам, отметим некоторые различия в применении изотопных методов для фанерозойских и докембрийских пород. Так, при исследовании последних, в силу их более древнего возраста и, следовательно, относительно более значимых изменений изотопного состава используемых элементов, возможности изотопных методов существенно расширяются. В частности, для кар-

бонатных пород становится реальным использование U-Pb и Pb-Pb методов, хотя при этом также определяется время раннего диагенеза (Овчинникова и др., 1995). С другой стороны, если для фанерозойских пород разница во времени более 5–10 млн. лет между осадкообразованием и образованием первой генерации иллитов делает невозможным использование возраста последних для решения стратиграфических задач, то в случае докембрийских пород эта разница может оказаться не столь существенной, даже если она доходит до 50 млн. лет.

Перспективы расширения возможностей изотопно-геохронологических методов для датирования собственно осадочных пород пока выглядят достаточно ограниченными. Главный резерв, по-видимому, заключен в дальнейшем развитии подхода, отстаиваемого И.М. Гороховым с соавторами. Кроме того, вероятно, еще не полностью исчерпаны возможности глауконитов, но их использование требует надежных критериев, позволяющие диагностировать глаукониты, не испытывавшие воздействие наложенных процессов (Yakovleva, Gorokhov, 1996). В последнее время появились работы по использованию Sm-Nd метода при датировании фосфатных образований (Yang Jie-Dong et al., 1996). Можно надеяться, что его применение придаст дополнительный импульс в решении проблем стратиграфии с помощью изотопной геохронологии.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 94-05-16701).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов В.И. Геологическое значение Rb-Sr и K-Ar изотопных датировок синих глин Прибалтики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 6. С. 101–106.
- Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полезн. ископ. 1994. № 4. С. 49–76.
- Горохов И.М., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л. Изотопные датировки нижнекембрийских глин Эстонии и их интерпретация // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 54–65.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н. Два различных подхода к использованию изохронного метода при датировании осадочных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 6. С. 107–112.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. U-Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезн. ископ. 1995. № 5. С. 525–536.
- Рублев А.Г. Фанерозойская шкала геологического времени: современное состояние обоснованности ру-

бежей в абсолютном летоисчислении // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6.

Семихатов М.А. Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 6–20.

Gorokhov I.V., Clauer N., Turchenko T.L. et al. Rb-Sr systematics of Vendian-Cambrian claystones from the east European Platform: implications for a multi-stage illite evolution // *Chim. Geol.* 1994. V. 112. № 1/2. P. 71–89.

Morton J.P. Rb-Sr dating of diagenesis and source age of clays in Upper Devonian black shales of Texas // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985. V. 96. № 8. P. 1043–1049.

Odin G.S. Geological Time scale (1994) // *C. R. Acad. Sci. Paris.* 1994. Т. 318. Ser. 11. P. 59–71.

Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R. Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1991. V. 105. № 1/3. P. 110–126.

Tucker R.D., Krogh T.E., Ross J.R., Williams S.H. Time scale calibration by high precision U-Pb zircon dating of interstratified volcanic ashes in the Ordovician and Lower Silurian stratotypes of Britain // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1990. V. 100. № P. 51–58.

Williams I.S., Tetlev T.N., Compston C.W., McDougall I. A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages of rapidly cooled igneous rocks: two points in the Palaeozoic time scale reevaluated // *J. Geol. Soc. London.* 1982. V. 139. № 5. P. 557–568.

Yakovleva O.V., Gorokhov I.M. Glauconite feasibility to numerical stratigraphic studies // 6th V.M. Goldschmidt Conference, Heidelberg, March–April, 1996. *J. Conf. Abs.* 1996. V. 1. № 1. P. 689.

Yang Jie-Dong, Sun Wei-Guo, Wang Zong-Zhe., Wang Yin-Xi. Sm-Nd isotopic age of Precambrian–Cambrian boundary in China // *Geol. Mag.* 1996. V. 133. № 1. P. 53–61.

Рецензенты Е.В. Бибикина, М.А. Семихатов

Сдано в набор 25.05.98 г.

Подписано к печати 28.08.98 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 16.0

Усл. кр.-отт. 4.5 тыс.

Уч.-изд. л. 15.8

Бум. л. 8.0

Тираж 273 экз.

Зак. 4327

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

Подписка на академические журналы издательства "Наука" в I полугодии 1999 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в предыдущем полугодии, – по ценам Объединенного Каталога Почты России "Подписка-99" (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются Российской академией наук государственным академическим научно-исследовательским организациям и их сотрудникам, государственным научным и вузовским библиотекам. В связи с сокращением бюджетного финансирования подписка для других научных учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях. Обращаем Ваше внимание, что цена подписки на I полугодие 1999 года изменена по сравнению с предыдущей подпиской.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам в редакциях соответствующих журналов либо непосредственно в Издательстве или его Санкт-Петербургском и Екатеринбургском отделениях по предъявлении служебного удостоверения. 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 Издательством полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО "Агентство подписки и розницы" (АПР).

Специализирующиеся на комплектовании научных и вузовских библиотек академические организации (БАН, БЕН, ИНИОН, ГПНТБ СО РАН, а также ВИНТИ и др.) 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, достаточно будет при оформлении подписки в I полугодии 1999 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.

Издательство "Наука"

Международная академическая издательская компания “Наука” информирует о начале конкурса на лучшие публикации 1998 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 55 Премий, из которых 5 – Главных. Размер премий по сравнению с прошлыми годами не изменен.

Премии присуждаются авторам наиболее оригинальных работ, впервые публикуемых в журналах МАИК “Наука”, а также авторам циклов работ, впервые публикуемых преимущественно в этих журналах. Денежная часть каждой Главной премии и Премии распределяется следующим образом:

- а) 80% – автору или коллективу авторов,
- б) 20% – редколлегии, редакции журнала, переводчикам, научным редакторам и другим работникам, способствовавшим подготовке и качественному изданию статей.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на Премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации;
- издательство МАИК “Наука”;
- члены РАН, в том числе иностранные.

Премии 1998 года присуждаются за отдельные публикации этого года или за совокупность публикаций в течение 3 лет, включая год, за который присуждаются Премии (1998).

На соискание Премий выдвигаются работы, опубликованные в номерах журналов, издаваемых МАИК “Наука” и вышедших с октября 1997 года по сентябрь 1998 года включительно.

Выдвижения кандидатов на Премии оформляются письменно протоколами (представлениями) рекомендующих с приложением публикации, обоснования (на 1 стр.) и отзывов. Эти материалы принимаются редакциями журналов с последующей передачей членам Комиссии по присуждению Премий, представляющим конкретные группы наук (физика и математика, химия, биология и науки о Земле), до 15 декабря 1998 года. Окончательное решение по присуждению премий возлагается на Комиссию.

Необходимым условием оформления представляемых на конкурс материалов является указание на русском и английском языках фамилии, имени и отчества (полностью) всех кандидатов, а также названия статьи или статей из английской версии журнала.

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 журналов, издаваемых МАИК “Наука”.