

Том 7, Номер 4

ISSN 0869-592X Июль - Август 1999

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор Б.С. Соколов



http://www.maik.rssi.ru



"Н А У К А" МАИК "НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА" Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 7 № 4 1999 Июль-Август

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

Главный редактор Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора М. А. Семихатов

Ответственный секретарь А.Б.Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

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

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

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

содержание

Том 7, номер 4, 1999

Новые данные по биостратиграфии нижнего кембрия Восточного Саяна И. Н. Дятлова, Р. Ф. Сычева	3
Фауна и флора послойного стандарта силура Восточной Сибири Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, В. Г. Хромых, А. Я. Бергер	14
Стратиграфия и условия формирования кремнисто-терригенных отложений юры Юго-Западного Кипра <i>Н. Ю. Брагин, К. А. Крылов</i>	29
Нижний апт Горного Мангышлака (стратиграфия, корреляция, аммониты) <i>Т. Н. Богданова</i>	40
Новое местонахождение кампанских радиолярий на Юго-Западном Сахалине Л. Г. Брагина	54
Корреляция верхнемезозойских осадочных и вулканогенных образований Кореи и обстановки их накопления <i>Н. И. Филатова, К. Х. Чанг, С. О. Парк</i>	62
Уровни появления и исчезновения плиоцен-четвертичных планктонных фораминифер в скв. 397 DSDP и сравнение зональных стратиграфических шкал <i>М. Е. Былинская</i>	75
Опорный разрез нижнеплейстоценовой лёссово-почвенной формации (Лог Красный–Верхний Дон)	
Р. В. Красненков, В. В. Семенов, Г. А. Поспелова, К. Г. Длусский, З. В. Шаронова, Г. М. Левковская	85
Манзурский аллювий Прибайкалья: палинология, стратиграфия, этапы аккумуляции	
<u>А. Г. Трофимов</u> , <u>Е. М. Малаева</u> , С. М. Попова, Н. В. Кулагина, И. В. Шибанова, Г. Ф. Уфимцев	96

ХРОНИКА

Вопросы геологии и стратиграфии докембрия на III Всеукраинском межведомственном совещании (апрель 1998 г.)

В. З. Негруца, Т. Ф. Негруца

110

Vol. 7, No. 4, 1999

-___

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

New Data on the Lower Cambrian Biostratigraphy of the Eastern Sayan I. N. Dyatlova and R. F. Sycheva	3
The Bed-by-Bed Standard of the Silurian for East Siberia: Fauna and Flora Yu. I. Tesakov, N. N. Predtechenskii, V. G. Khromykh, and A. Ya. Berger	14
Stratigraphy and Formation Conditions of the Jurassic Siliceous and Terrigenous Deposits in Southwestern Cyprus N. Yu. Bragin and K. A. Krylov	29
The Lower Aptian of the Mangyshlak Mountains T. N. Bogdanova	40
New Locality of the Campanian Radiolarians in Southwestern Sakhalin L. G. Bragina	54
Correlation of Upper Mesozoic Sedimentary and Volcanogenic Deposits of Korea and Their Depositional Settings N. I. Filatova, K. Kh. Chang, and S. O. Park	62
Pliocene–Quaternary Planktonic Foraminiferal Datums in DSDP Site 397 and Comparison of Zonal Stratigraphic Schemes <i>M. E. Bylinskaya</i>	75
Reference Section of the Log Krasnyi Loess and Soil Formation of the Lower Pleistocene in Upper Reaches of the Don River <i>R. V. Krasnenkov</i> [†] , <i>V. V. Semenov</i> , <i>G. A. Pospelova</i> ,	
K. G. Dlusskii, Z. V. Sharonova, and G. M. Levkovskaya The Manzurka Alluvium of the Baikal Region: Palynology, Stratigraphy, Accumulation Stages	85
A. G. Trofimov', E. M. Malaeva', S. M. Popova, N. V. Kulagina, I. V. Shibanova, and G. F. Ufimtsev	96

CHRONICLE

Discussion of Problems of Precambrian Geology and Stratigraphy	
at the Third All-Ukraine Interdepartmental Meeting, April 1998	
V. Z. Negrutsa and T. F. Negrutsa	110

Сдано в набор 30.03.99 г.	Подписа	но к печати 01.07.99 г.	Формат бум	аги 60 × 88 ¹ / ₈
Офсетная печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кротт. 3.7 тыс.	Учизд. л. 15.0	Бум. л. 7.0́
	Тираж 253 экз.	Зак. 2770		

УДК 56(11):551.732.2(235.223)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА

© 1999 г. И. Н. Дятлова, Р. Ф. Сычева

Государственное предприятие "Красноярскгеологосъемка", 660020 Красноярск, ул. Березина, 3, Россия Поступила в редакцию 09.07.96 г., получена после доработки 08.05.98 г.

Геологосъемочные работы на Восточном Саяне конца 80-х-начала 90-х годов подтвердили существование четких устойчивых комплексов археоциат и трилобитов, соответствующих выделенным в Алтае-Саянской складчатой области горизонтам (кроме усть-кундатского). Начиная с кийского уровня, корреляция нижнекембрийских отложений по комплексам археоциат и трилобитов, принадлежащих кийскому, камешковскому, санаштыкгольскому и обручевскому горизонтам, надежна как в пределах Восточного Саяна, так и между соседними районами Алтае-Саянской складчатой области. Находки мелкораковинной фауны в нижнекембрийских разрезах, охарактеризованных археоциатами, позволяют уточнить возраст нижних, пограничных с вендом, безархеоциатовых слоев. Интересны находки типичных для томмотского яруса форм мелкораковинной фауны в отложениях натальевского, кийского, камешковского и санаштыкгольского горизонтов.

Ключевые слова. Восточный Саян, нижний кембрий, биостратиграфия, археоциаты, мелкораковинная фауна.

ВВЕДЕНИЕ

Для расчленения отложений нижнего кембрия и корреляции их био- и хроностратиграфических подразделений решающее значение по-прежнему имеют окаменелости. Разрезов, подробно изученным по всем основным группам органических остатков, в геосинклинальных областях значительно меньше, чем таковых на платформах. Практически отсутствуют современные публикации по комплексам окаменелостей Восточного Саяна. При разработке легенд для крупно- и среднемасштабных геологических карт авторами были исследованы стратотипические районы нижнего кембрия в Восточном Саяне. Впервые были выделены комплексы древнейших мелкораковинных фаун в сочетании с обильными археоциатами и ренальцидами из нижнекембрийских отложений четырех районов: Торгашинского, Сретенского, Балахтисонского и Чибижекского (рис. 1, 2). Комплексы археоциат хорошо сопоставляются с таковыми, известными из горизонтов Алтае-Саянской складчатой области: натальевским, кийским, камешковским, санаштыкгольским и обручевским. Комплексы мелкораковинных фаун представляют особый интерес для изучения, так как позволяют установить на Восточном Саяне горизонты, коррелируемые с томмотским ярусом.

ТОРГАШИНСКИЙ СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ РАЙОН

Торгашинский хребет, окаймляющий с юга г. Красноярск, находится на крайнем северо-запа-

де Восточного Саяна (рис. 1 – I). Разрезы на его южном и северном склонах наиболее известны. Они служат опорными разрезами карбонатного кембрия для всего Восточного Саяна, а разрез в правом борту р. Базаихи, против устья р. Калтат, является стратотипом базаихского надгоризонта. Согласно принятой унифицированной стратиграфической схемы для Алтае-Саянской складчатой области, этот надгоризонт является крупным подразделением, охватывающим натальевский и кийский горизонты и соответствующий низам атдабанского яруса Сибирской платформы (Решения..., 1983). Наиболее полные биостратиграфические описания кембрийских отложений Торгашинского хребта были сделаны Н.М. Задорожной, И.Т. Журавлевой, Л.Н. Кашиной, Л.Н. Репиной, А.Ю. Розановым и В.В. Миссаржевским (Репина, 1960; Репина и др., 1964; Розанов, Миссаржевский, 1966; Задорожная и др., 1972; Кашина, Янкаускас, 1973; Осадчая и др., 1979). Эти материалы обобщили В.А. Асташкин с коллегами (Astashkin et al., 1995). Наши исследования, проведенные в 1989-1993 гг., дополняют материалы предшественников.

Ниже мы представляем вниманию читателей практически непрерывный разрез подстилающей торгашинскую свиту калтатской свиты, сопоставлявшейся ранее с отложениями усть-кундатского горизонта Алтае-Саянской складчатой области и унгутской свиты Манского прогиба (Хоментовский и др., 1960, 1978; Коптев, 1961а, б, 1962; Предтеченский, 1967; Розанов и др., 1969). Разрез находится в правом борту р. Базаихи, в 600 м ниже устья р. Калтата. Здесь в 6 м выше уреза воды снизу вверх обнажаются:

2. Песчаники зеленовато-серые известковистые, слюдистые тонко- и среднезернистые (2 м).

Калтатская свита (общая мощность 30 м)

1. Известняки темно-серые, глинистые волнистослоистые (10 м). По слою собрана мелкораковинная фауна: Hyolithellus sp., H. tenuis Miss., Torellella sp., Siphogonuchites sp.; ренальциды: Epiphyton sp.; спикулы губок семейства Protospongiidae; беззамковые



брахиоподы; обломки археоциат (определения А.В. Ефимовой).

3. Переслаивание зеленовато-серых песчаников, алевролитов, мергелей. Редкие прослои линзовидно-слоистых известняков (5 м).

4. Известняки светло-серые, голубовато-серые волнисто-слоистые. Вверх по разрезу прослои становятся мощнее, от 3 до 5-6 см (6 м).

5. Переслаивание песчаников, алевролитов известковистых с известняками светлыми конгломератовидными (турбидиты) (2 м).

6. Плохо обнаженный участок. Высыпки красноцветных тонкослоистых известковистых алевролитов (5 м).

Торгашинская свита, базаихская пачка (общая мощность 60 м).

7. Алевролиты известковистые красноцветные (2 м).

8. Плохо обнаженный участок, высыпки и делювий красноцветных известковистых брекчийгравелитов, обломочных известняков (20 м).

9. Известняки брекчиевидные светло-розовые с прослоями розовых известковистых гравелитов и брекчий (14 м).

В известняках археоциаты: Archaeolynthus sibiricus (Toll), Tumuliolynthus tubexternus (Vol.), Capsulocyathus subcallosus Zhur., Nochoroicyathus sp., Orbicyathus sp., Tumulocyathus sp., Kijacyathus sp., Plicocyathus mirus (Osad.), Alataucyathus sp., Cambrocyathellus sp., Dictyosycon radiatus (Zhur.) (определения И.Т. Журавлевой); трилобиты: Resimopsis sp., R. mariinica Rep. (определения Л.Н. Репиной); в гравелитах – мелкораковинная фауна: Tommotia plana (Mioss.), Rhombocorniculum cancellatum (Cobb.), Chancelloriidae gen. et sp. indet., Conotheca circumflexa Miss., Hyolithellus sp., Саmbrocassis cf. verrucatus Miss. (определения А.В. Ефимовой).

10. Известняки брекчиевидные розово-серые с прослоями гравелито-брекчий (24 м).

Археоциаты: Archaeolynthus sp., Gordonicyathus subhowelli (Osad.), Taylorcyathus subtersiensis (Vol.), Tumulocyathus sp., Baikalocyathus sp., Erismacoscinus sp., Kijacyathus sp., Retecoscinus retetabulae (Vol.), Cambrocyathellus sp. (определения И.Т. Журавлевой). В разрезе, находящемся против устья р. Калтата (гора Пионер), из средней части выходов калтатской свиты, в темно-серых песчанистых плитчатых известняках нами была собрана мелкораковинная фауна: Hyolithellus sp., Chancelloriidae gen. et sp. indet., Sachites sp., Helcionellaceae (?) gen. et sp. indet. и спикулы губок семейства Protospongiidae (определения А.В. Ефимовой); ренальциды родов Ерірhyton, Renalcis, Proaulopora, Bija, Razumovskia, Subtifloria, Batinevia и Botomaella (определения А.М. Попова 1991 г. и В.А. Лучининой 1986).

Терригенно-карбонатные отложения калтатской свиты, подстилаемые граувакками и конгломератами анастасьинской свиты, находятся с ними в единой синклинальной структуре (рис. 1). Характер ритмичного переслаивания, наличие турбидитов и комплекс органических остатков имеют очень много общего с нижней частью унгутской свиты и с верхней частью анастасьинской свиты Манского прогиба. Перекрываются калтатские отложения базаихской пачкой. Преобладающий комплекс археоциат, собранный из красноцветных отложений базаихской пачки, является кийским по возрасту. Выше по разрезу, в торгашинской свите, закономерно сменяются три комплекса археоциат: камешковский, санаштыкгольский и обручевский. Такое подразделение разреза подтверждается и находками трилобитов (Дятлова, 1990).

СРЕТЕНСКИЙ СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ РАЙОН

На втором участке, который находится на крайнем юго-западе Восточного Саяна, отложения нижнего кембрия вскрываются в нижнем течении р. Казыра между деревнями Таяты и Сретенка (рис. 1 – II).

Последнее наиболее полное исследование и описание этого разреза сделано Д.И. Мусатовым, В.Н. Немировской, Е.В. Широковой и И.Т. Журавлевой еще в 1961 г. Сокращенный вариант материалов был опубликован Д.В. Осадчей и др. (1979). Только с середины 80-х годов, во время крупномасштабного геологического картирования этого района геологами Минусинской экспе-

Рис. 1. Карта-схема выходов вендо-кембрийских отложений на Восточном Саяне.

^{1 –} архейские серые гнейсы; 2 – протерозойские графитистые мраморы и кристаллические сланцы; 3 – рифейские отложения урманской, манской и бахтинской свит; 4 – вендские карбонаты овсянковской, ангалойской свит и нижнечибижекской подсвиты; 5–6 – вендо-кембрийские отложения трансгрессивного характера (5 – граувакки с прослоями известняков анастасьинской свиты, 6 – массивные и плитчатые доломитистые известняки унгутской свиты и верхнечибижекской подсвиты); 7 – рифовые и слоистые карбонаты атдабанского-тойонского ярусов нижнего кембрия; 8 – карбонатно-терригенные отложения амгинского яруса среднего кембрия; 9 – терригенно-вулканические отложения регрессивного характера (2) кембрия; 10–11 – отложения девонских впадин (10 – осадочные, 11 – вулканические); 12 – границы стратотипические районов и их номера: I – Торгашинский хребет, II – Сретенский район, III – Балахтисский район, IV – Чибижекский район; 15 – другие важные районы: V – Манский прогиб, VI – лог Камешковский, VII – Дербинский антиклинорий, VIII – район стратотипов лодочной (средний кембрий) и котельской (возможно средний кембрий) свит; IX – стратотип овсянковской свиты; X – стратотип ангалойской свиты; X – стратотип ангалойской свиты; X – стратотип ангалойской свиты; XI – стратотип черемшанской свиты.



1-10 – комплексы ископаемых: 1 – археоциаты натальевского горизонта (а) и отдельные находки археоциат (б), 2 – археоциаты и трилобиты санаштыкгольского горизонта, 3 – археоциаты и трилобиты камешковского горизонта, 4 – археоциаты и трилобиты санаштыкгольского горизонта, 5 – археоциаты и трилобиты обручевского горизонта, 6 – трилобиты амгинского яруса, 7 – мелкораковинная фауна (а) и ренальциды (б), 8 – вендские (а) и кембрийские (б) микрофитолиты, 9 – вендские (а) и кембрийские (б) фитодериваты, 10 – крибрициаты; 11 – светлые массивные рифовые (а) и красноцветные (б) известняки; 12 – доломитизированные известняки (а) и доломиты (б); 13 – темные до черных слоистые известняки и известково-глинистые алевролиты; 14 – песчаники, алевролиты (а) и конгломераты (б); 15 – перерывы в осадконакоплении; 16 – сокращенный показ мощности (а) и несогласные залегания (б).

I-IV – стратотипические районы: I – Торгашинский, II – Сретинский, III – Балахтисонский, IV – Чибижекский. А – стратотип овсянковской свиты (см. рис. 1, разрез IX). Б – Манский прогиб (см. рис. 1, разрез V).

диции, были получены новые геологические и палеонтологические материалы.

Большую палеонтологическую коллекцию из Сретенского, Балахтисонского и Чибижекского разрезов в 1986–1987 гг. изучали палеонтологи ГП "Красноярскгеолсъемка": И.Н. Дятлова (археоциаты) – 1990, В.А. Шипицын (микрофитолиты и ренальциды), А.В. Ефимова (мелкораковинная фауна). Минусинские геологи под руководством В.Н. Воробьева в 1986 г. откартировали рифогенно-карбонатные отложения нижнего кембрия как сретенскую свиту и установили, что она залегает выше вулканитов основного и среднего состава.

Начало разреза находится в правом борту р. Казыра, против д. Таяты. Здесь на вулканитах андезито-базальтового состава снизу вверх залегают:

1. Известняки обломочные, брекчиевидные, переслаивающиеся с серыми массивными и тем-

но-серыми слоистыми известняками (100 м). Археоциаты: Archaeolynthus sibiricus (Toll), Nochoroicyathus sp., Tumuliolynthus sp., Tumulocyathus sp., Dictyocyathus sp.; ренальциды родов: Epiphyton, Proaulopora, Botominella, Gervanella и мелкораковинная фауна: Hyolithellus sp., Torellella sp.

2. Известняки полосчатые, слоистые светлосерые с прослоями темно-серых до черного известняков. Тафогермы, биогермов практически нет (140 м).

Археоциаты: Archaeolynthus sibiricus (Toll), Tumuliolynthus sp., Fransuasaecyathus subtumulatus Zhur., Nochoroicyathus arteintervallum (Vol.), Rotundocyathus proskurjakowi (Vol.), Plicocyathus ex gr. admirabilis (Vol.), Pretiosocyathus sp.; ренальциды родов Epiphyton, Razumovskia, Renalcis; мелкораковинная фауна: Hyolithellus sp., H. tenuis Miss., H. cf. isiticus Miss., H. ex gr. isiticus Miss., Torellella sp., Sunnaginia sp., S. cf. imbricata Miss., Tormotia sp., Coleolella sp., Coleolus sp., C. cf. trigonus Sys., Chancelloriidae gen. et sp. indet. и брахиоподы Kutorgina sp. Эти слои отнесены по археоциатам к натальевскому горизонту атдабанского яруса, общая мощность которого в разрезе 240 м.

3. Известняки светлые розоватые, массивноплитчатые, часто обломочные и детритовые (до 200 м).

Археоциаты кийского горизонта атдабанского яруса: Nochoroicyathus spinosus (Vol.), N. fragilis Osad., N. mariinskii Zhur., N. ex gr. arteintervallum (Vol.), Tumulocyathus pustulatus Vol., T. ex gr. pustulatus Vol., Urcyathella tercyathoides Zhur., Orbicyathus sp., Inessocyathus sp., Archaeopharetra sp., Rotundocyathus sp., Dictyocyathus sp. и ренальциды родов Epiphyton, Gordonophyton, Razumovskia, Renalcis, Girvanella.

4. Известняки серые массивно-плитчатые, сменяющиеся вверх по разрезу светлыми пестроокрашенными известняками обломочными, отмечаются тонкие прослои красноцветных гравелито-песчаников (160 м).

Археоциаты кийского горизонта: Arhaeolynthus sibiricus (Toll), Tumuliolynthus sp., Orbicyathus ex gr. kundatus Vor., Rotundocyathus ijizkii (Toll), Tumulocyathus pustulatus Vol., Nochoroicyathus cf. fragilis Osad., Alataucyathus sp., Mennericyathus shoriensis (Roz.), Dictyocyathus sp. и ренальциды родов Epiphyton, Gordonophyton, Razumovskia, Girvanella, Botominella, Batinevia, Proaulopora, Kordephyton.

5. Известняки светлые, в основании прослои красноцветных песчаников, в верхней части слоя серые известняки с прослоями кремней, плитчатые (до 150 м). Преобладают ренальцидные биогермы средних размеров, ренальцидо-археоциатовые биогермы в нижних частях слоя.

Археоциаты переходного от кийского к камешковскому комплекса (атдабанский ярус): Nochoroicyathus sp., N. aff. howelli (Vol.), Rotundocyatus cf. ijizkii (Toll), Tumulocyathus pustulatus Vol., Plicocyathus vulgaris (Osad.), Leptosocyathus ex gr. regularis Vol., Pretiosocyathus sp., Arturocyathus sp., Coscinocyathella sp., Dictyocyathus sp. и ренальциды родов Epiphyton, Gordonophyton, Proaulopora, Razumovskia, Girvanella.

6. Светлые массивные ренальцидные известняки (до 50 м).

Ренальциды родов Epiphyton, Gordonophyton, Kordephyton, Razumovskia, Renalcis, Girvanella, Botominella, Proaulopora. Возможно, камешковский горизонт.

7. Светлые археоциатово-ренальцидные известняки, крупные биогермы (до 100 м).

Археоциаты санаштыкгольского горизонта ботомского яруса: Coscinocyathella sp., Tennericyathus sp., Lenocyathus sp., Aptocyathus sp., Dictyocyathus sp. и ренальциды родов Epiphyton и Proaulopora.

8. Светлые массивные известняки с водорослево-археоциатовыми биогермами (до 100 м).

Археоциаты санаштыкгольского горизонта: Gordonicyathus howelli (Vol.), Archaeolynthus sp., Erismacoscinus ex gr. macrospinosus (Zhur.), Capsulocyathus irregularis (Zhur.), Fransuasaecyathus subtumulatus Zhur., Carinacyathus ex gr. mirabilis (Zhur.), Clathricoscinus sp., Anthomorpha ex gr. rackovskii (Vol.) и ренальциды родов Epiphyton, Renalcis, Kordephyton, Girvanella и Tarthinia.

9. Серые массивные известняки (до 50 м).

Археоциаты средней-верхней части санаштыкгольского горизонта: Capsulocyathus irregularis (Zhur.), Pycnoidocyathus ex gr. erbiensis (Zhur.), Irinaecyathus ratus (Vol.), Ladaecyathus ex gr. limbatus Zhur., Kazyricyathus sp., Syringocyathus sp., Gordonicyathus sp., Clathricoscinus sp., Leptosocyathus sp., Anthomorpha sp. и ренальциды родов Epiphyton, Renalcis, Razumovskia, Kordephyton, Tubomorphophyton, Tarthinia, Girvanella.

Выше несогласно залегают пестроцветные полимиктовые песчаники и гравелиты черемшанской свиты среднего (?) кембрия.

Темно-серые до черных карбонатно-сланцевые отложения, залегающие в этом же районе выше андезито-базальтов, также относятся к нижнему кембрию. Это так называемая колпинская свита, которую геологи Минусинской экспедиции помещают в разрезе нижнего кембрия под отложения сретенской свиты. Некоторые данные (находки археоциат и ренальцид в прослоях черных известняков) говорят о том, что возраст этих отложений не древнее верхней половины ботомского яруса (рис. 2).

БАЛАХТИСОНСКИЙ СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ РАЙОН

В средней части западного склона Восточного Саяна, по р. Балахтисону находится третий разрез нижнекембрийских отложений (рис. 1 – III, 36).

Под собственным названием нижнекембрийская балахтисонская свита была выделена Ф.Я. Паном в 1951 г. (Хоментовский и др., 1960), объем ее охватывал песчано-глинистые и карбонатные сланшы с прослоями темно-серых известняков и светлые рифовые известняки с нижнекембрийскими археоциатами и трилобитами. Перекрывающие эти отложения конгломераты были отнесены Ф.Я. Паном к девону. Единственная публикация по биостратиграфии разреза вышла еще в 1960 г. (Хоментовский и др., 1960). Чуть позже, при государственной среднемасштабной съемке А.Д. Шелковниковым в 1962 г. и В.М. Чаиркиным в 1968 г. нижнекембрийские отложения этого района были откартированы как колпинская (существенно сланцевая) и балахтисонская (рифовых известняков) свиты. До настоящего времени существуют противоречивые представления о стратиграфической последовательности наслоения и объеме нижнекембрийских отложений в Балахтисонском разрезе. Изучение палеонтологической коллекции, собранной геологами Минусинской экспедиции в 1986–1987 гг., и собственные полевые материалы 1988 г. заставили авторов вернуться к первоначальному варианту выделения балахтисонской свиты по Ф.Я. Пану, как к наиболее приемлемому.

Несмотря на многочисленные тектонические нарушения и интенсивную складчатость этого участка, в разрезе по р. Балахтисону устанавливаются подшва свиты и перекрывающие отложения (рис. 36).

Разрез по правому борту р. Балахтисона от устья р. Колпы с юга на север представлен следующими отложениями.

Чибижекская свита

1. Доломитизированные известняки светло-серые массивные и толстоплитчатые с крупными онколитами и микрофитолитами (до 800 м). Мик-



Рис. 3. Карта-схема Чибижекского (а) и Балахтисонского (б) районов. 1 – рифей: а – вулканиты бахтинской свиты, 6 – известняки манской свиты, в – сланцы урманской свиты; 2 – туфогенно-осадочная безымянская толща; 3 – чибижекская свита венда-нижнего кембрия: 3 – доломиты с юдомским комплексом микрофитолитов, 4 – доломитистые известняки с кембрийскими ископаемыми; 5-7 – атдабанско-ботомская балахтисонская свита: 5 – светлые массивные рифовые известняки, 6 – темно-серые слоистые известняки и известково-глинистые сланцы, 7 – черные, серые и пестрые глинисто-карбонатные сланцы, реже алевролиты и песчаники; 8 – сероцветные и пестроцветные конгломераты, гравелиты и песчаники котельской свиты среднего (?) кембрия; 9 – интрузии: кисло-среднего (а) и основного (б) состава; 10 – ископаемые: археоциаты (а), трилобиты (б), мелкораковинная фауна (в), ренальциды (г), микрофитолиты (д); 11 – прочие обозначения: тектонические нарушения (а), элементы залегания (б), геологические границы (в).

рофитолиты: Osagia ex gr. grandis Z. Zhur., O. lamellata Korde, Ambigolamellatus horridus Z. Zhur., Vesicularites angularis Reitl.

Балахтисонская свита

2. Переслаивание черных карбонатно-глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с прослоями черных известняков (до 500 м).

В известняках Л.Н. Репиной были найдены трилобиты Redlichinia sp. санаштыкгольского горизонта ботомского яруса (Хоментовский и др., 1960).

3. Ритмичнослоистые тонкополосчатые известняки с прослоями осадочных брекчий (до 200 м).

В бречиях микрофитолиты: Osagia cf. senta Z. Zhur., O. ex gr. grandis Z. Zhur., O. kolbinica Yaksch., Ambigolamellatus horridus Z. Zhur., Vesicularites artus Yaksch., Vermiculites tortuosus Reitl., V. angularis Reitl.

4. Темные тонкополосчатые известняки с прослоями оолитовых известняков 250 м.

Эта часть разреза балахтисонской свиты смята в дисгармоничные складки в зоне тектонического надвига, и проследить смену ритмопачек очень сложно. На наш взгляд, самым нижним слоем в разрезе является третий, с прослоями осадочных брекчий.

После тектонического нарушения, которое проходит по субширотному логу, с юга на север по ходу обнажаются:

5. Карбонатно-глинистые сланцы, глинистые известняки, венчающиеся светло-серыми массивными известняками (350 м).

В светлых известняках археоциаты, вероятно, кийского горизонта атдабанского яруса: Nochoroicyathus sp., Pretiosocyathus cf. subtilis Roz., Loculicyathus membranivestites Vol., Dictyocyathus sp. и ренальциды родов Batinevia, Botomaella, Subtifloria, Proaulopora; мелкораковинная фауна: Hyolithellus sp.; беззамковые брахиоподы.

6. Глинистые известняки полосчатые, прослои известняков пелитоморфных красно-серых 50 м.

Археоциаты кийского горизонта: Archaeolynthus sp., Nochoroicyathus sp., Arturocyathus cf. borisovi Roz., Nalivkinicyathus cf. cyroflexus (Bojar. et Osad.), Erismacoscinus sp., Plicocyathus mirus (Osad.); обломки трилобитов, брахиопод, хиолитов.

7. Карбонатно-глинистые сланцы с примерно равным содержанием глины и карбоната, ребристые, линзовиднополосчатые с отдельными прослоями черных глинистых известняков (26 м).

Трилобиты и археоциаты камешковского горизонта атдабанского яруса: Bulaiaspis taseevica Rep. (Тарновский, 1979); Nochoroicyathus sp., Arturocyathus cf. borisovi Roz., Nalivkinicyathus cyroflexus (Bojar. et Osad.), Erismacoscinus sp. 8. Переслаивание песчаников, алевролитов и темно-серых известняков (до 50 м).

В известняках археоциаты санаштыкгольского горизонта ботомского яруса: Irinaecyathus ratus (Zhur.), Tegerocyathus sp., Capsulocyathus sp., Coscinocyathus simplex Vol., Clathricoscinus sanaschtykgolensis Borod. et Osad., Anthomorpha rackovskii (Vol.), Shiveligocyathus plenus Fonin, Archaeocyathus sp.; хиолиты.

Далее долиной реки вскрываются (рис. 2) на протяжении 300–350 м известняки массивные, рифовые, светлые с красноватым оттенком. По замерам в кубках-ватерпасах археоциат и по смене комплексов фаунистических остатков этот крупный биогермный массив создает позитивную структуру с падением слоев от срединной осевой линии массива на юг и на север.

9. Известняки светло-серые, плитчатые, обломочные (60 м).

Археоциаты кийского горизонта: Nochoroicyathus khemtschikensis (Vol.), Plicocyathus sp., Gordonicyathus gerassimovensis (Krasn.), Archaeolynthus unimurus (Vol.); крибрициаты: Szecyathus cylindricus (Vol.); ренальциды родов Ерірhyton, Tubomorphophyton.

10. Светло-розовые известняки массивные, караваеподобные образования размером 0.5 на 1.2 м (10 м).

Археоциаты кийско-камешковского комплекса: Plicocyathus mirus (Osad.), Tumulocyathus sp., Capsulocyathus sp., Nalivkinicyathus cyroflexus (Bojar. et Osad.), Arturocyathus borisovi Roz., Nochoroicyathus khemtschikensis (Vol.), Erismacoscinus sp., Loculicyathus membranivestites Vol., Archaeolynthus sp.

11. Светлые биогермные известняки (25 м).

Археоциаты камешковского горизонта: Gordonicyathus howelli (Vol.), Clathricoscinus sanaschtykgolensis Borod. et Osad., Retecoscinus retetabulae (Vol.), Plicocyathus mirus (Osad.), Torosocyathus inclinatus Osad., Nochoroicyathus SD.. Capsulocyathus sp., Dictyocyathus sp., Tumulocyathus sp., Dokidocyathus sp.; ренальциды родов Tubomorphophyton, Epiphyton. Renalcis, Razumovskia, Girvanella; мелкораковинная фауна: Hyolithellus sp., H. vladimirovae Miss., H. tenuis Miss., Torellella sp., T. biconvexa Miss., T. lentiformis (Sys.), Rhombocorniculum cancellatum (Cobb.), R. cf. walliseri Mamb., Mongolitubulus squamifer Miss., Tommotia plana (Miss.), Lapworthella nigra Cobb.

12. Светлые биогермные известняки (15 м).

Археоциаты санаштыкгольского горизонта: Kijacyathus chomentovskii Zhur., Coscinocyathus sp., Anthomorpha sp., Sajanocyathus ussovi Vol., Capsulocyathus irregularis (Zhur.), Sibirecyathus dissepimentalis (Vol.), Thalamocyathus sp., Aptocyathus sp., Anthomorpha? sisovae (Vol.); ренальциды родов Еріphyton, Tubomorphophyton, Renalcis, Proaulopora, Razumovskia, Botominella; мелкораковинная фауна: Hyolithellus tenuis Miss., H. vladimirovae Miss, Torellella sp., T. lentiformis (Sys.), T. biconvexa Miss., Mongolitubulus squamifer Miss., Rhombocorniculum sp., R. cancellatum (Cobb.), R. walliseri Mamb., Tommotia plana (Miss.), Lapworthella nigra Cobb.

13. Темные глинистые известняки, карбонатно-глинистые сланцы "ребровики", много обломков трилобитов (10–12 м).

Археоциаты санаштыкгольского горизонта: Archaeolynthus sp., Anthomorpha rackovskii (Vol.), Clathricoscinus sanaschtykgolensis Borod. et Osad., Shiveligocyathus plenus Fonin, Coscinocyathus simplex Vol., Irinaecyathus ratus (Vol.), Archaeocyathus sp.

13а. Северный склон Балахтисонского рифа. Светлые массивные и плитчатые ренальцидные известняки (20 м).

Археоциаты и трилобиты санаштыкгольского горизонта: Archaeolynthus crassimurus (Vol.), Dictyocyathus sp., Tumulocyathus sp., Loculicyathus tolli Vol., Clathricoscinus infirmus (Vol.), Tumuliolynthus cf. tubexternus (Vol.), Altaicyathus vologdini (Yawor.) (определения И.Т. Журавлевой); Bonnia sp., Poliellina lermontovae Polet. (определения Л.Н. Репиной).

14. Глинистые сланцы зеленовато-серые, известняки серые глинистые с мелкими биогермами (биостромами), нацело сложенными крупными археоциатами (12 м).

Археоциаты солонцовского подгоризонта обручевского горизонта тойонского яруса: Русnoidocyathus erbiensis (Zhur.), Archaeocyathus cf. cumfundus (Vol.), Irinaecyathus ratus (Vol.), Schiveligocyathus plenus Fonin.

Все вышеназванные отложения перекрывают пестроцветные конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты полимиктовые. Наблюдается ритмичность – от тонких разностей к более грубозернистым. В гальках присутствуют археоциаты всех горизонтов нижнего кембрия и, кроме того, найдено много галек ольховских гранитоидов, радиометрический возраст которых 512–544 млн. лет. Эти конгломераты мы относим к котельской свите предположительно среднекембрийского возраста.

Расчленение нижнекембрийских отложений в описанном выше разрезе по р. Балахтисону на две свиты: колпинскую и балахтисонскую – не представлется возможным в настоящее время. Анализ фрагментов разреза и находящихся в них фаунистических остатков привел авторов к выводу о том, что балахтисонская свита, как литологическое тело, сложенное ритмично-слоистыми темно-серыми карбонатными сланцами и рифовыми постройками мелких и крупных размеров, образовалась в том же возрастном интервале, что и торгашинская свита на южном склоне Торгашинского хребта, в северо-западной части Восточного Саяна, а именно: в кийское, камешковское и санаштыкгольское время.

Подстилающие балахтисонскую свиту отложения чибижекской свиты, по имеющимся у нас сведениям, в верхней части относятся к нижнему кембрию и сопоставляются с унгутской свитой Манского прогиба (см. ниже).

ЧИБИЖЕКСКИЙ СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ РАЙОН

Четвертый район развития нижнекембрийских отложений находится к юго-западу от Балахтисонского, в правом борту верхнего течения р. Чибижека. С севера он окаймляет Ольховскую гранитоидную интрузию (рис. 1 – IV, 3а).

Чибижекская свита нижнего кембрия была выделена А.Л. Додиным в 1957 г. (Додин и др., 1959) и считалась более молодой, чем балахтисонская.

Издавна в этом районе выделяются три толщи, стратиграфическое положение, объем и взаимоотношения которых обсуждаются до настоящего времени: безымянская, чибижекская и балахтисонская (колпинская).

Бесспорно к нижнему кембрию относятся темно-серые и черные карбонатно-глинистые сланцы с прослоями темных известняков - балахтисонская свита в нашем понимании или колпинская свита по В.Н. Воробьеву и его колегам (неопубликованный отчет 1989 г.). Из этих отложений в различных по площади точках определены нижнекембрийские археоциаты и ренальциды. По данным бурения и геологической съемки разрез вендо-кембрийской чибижекской свиты на этом участке наращивается с севера на юг от безымянской толщи к балахтисонской, а углы падения не превышают 30 градусов. Возраст чибижекской свиты значительно уточнен авторами в 1988 г. и предлагается разделение толщи на нижнечибижекскую и верхнечибижекскую подсвиты.

Ниже приводится описание двух разрезов чибижекской свиты.

Разрез по линии А-А (рис. 3) с севера на юг, снизу вверх представлен:

Безымянская свита

1. Пестроцветные терригенно-туфогенные отложения (более 500 м).

Чибижекская свита, нижнечибижекская подсвита

2. Светло-серые до белых и темно-серые доломиты, доломитовые известняки с массивными прослоями известняков и кремней (500 м). По данным С.Л. Тарновского (1979), здесь обнаружены фитодериваты Algotactis kabirsaensis Posp., A. aff. sinzasiensis Posp., Anabarostroma sp., Minjarostroma sp., Nodulosistroma sp., Sinsasephyton sp., Spongistroma sp., Bogojulia sp., B. cf. abnirmis Posp., Makarakistroma sp., Olekmia sp., Sarmaella sp. и микрофитолиты Ambigolamellatus sp., Osagia aff. senta Z. Zhur., O. cf. tolerabila Yaksch., Vesicularites consuentus Yaksch., V. cf. compactus Yaksch., V. textus Klunger, V. cf. simplaris Yaksch., Volvatella sp., характерные для западносибирского горизонта верхнего рифея.

Чибижекская свита, верхнечибижекская подсвита

3. Конгломераты известковистые и обломочные известняки (калькарениты) (до 30 м). Галька представлена преимущественно разнообразными доломитами, редко известняками.

В доломитах микрофитолиты юдомского комплекса венда: Vesicularites aff. concretus Z. Zhur., V. concretus Z. Zhur., Vermiculites sp., Nubecularites sp.

4. Темно-серые слоистые до тонкослоистых известняки переслаивающиеся со сгустковыми глинистыми известняками. Редкие прослои "калькаренитов" 85–90 м.

Микрофитолиты: Nubecularites catagraphus Reitl., N. punctatus Reitl., Glebosites sp.; ренальциды: Renalcis cf. polymorphus (Maslov) Reitl., Girvanella sp.; мелкораковинная фауна: Torellella sp., Hyolitellus sp.

5. Светло-серые линзовиднослоистые известняки, переслаивающиеся с микрофитолитовыми и сгустковыми более массивными известняками (100 м). Микрофитолиты: Nubecularites catagraphus Reitl., N. punctatus Reitl., Hieroglyphites mirabilis Reitl.; ренальциды – Batinevia sp.

Балахтисонская свита

6. Темно-серые карбонатно-глинистые сланцы и алевролиты с прослоями черных известняков, редкие, но постоянно встречаемые органические остатки (до 50 м).

Археоциаты: Sibirecyathus sp.; ренальциды родов: Botomaella, Girvanella, Epiphyton.

Разрез по линии Б-Б (рис. 2) снизу вверх:

Чибижекская свита, нижнечибижекская подсвита

1. Доломиты серые и светло-серые с прослоями кремней и брекчиевидных доломитов (до 300 м).

Микрофитолиты: Nubecularites antis Z. Zhur., Ambigolamellatus horridus Z. Zhur., Volvatella aff. zonalis Nar., Vesicularites artus Yaksch., Vermiculites ex gr. liris Reitl., V. tortuosus Reitl., Oncostroma sp. 2. Известняк доломитистый брекчиевидный, переслаивающийся с микрофитолитовыми разностями известняков (до 200 м).

Микрофитолиты: Osagia ex gr. grandis Z. Zhur., O. korbinica Yaksch., Ambigolamellatus horridus Z. Zhur., Volvatella aff. zonalis Nar., Vermiculites angularis Reitl.

3. Известняки мелкосгустковые, переслаивающиеся с доломитистыми известняками (50 м).

Ренальциды родов Epiphyton, Renalcis, Botomaella, Girvanella, Kordephyton; мелкораковинная фауна: Torellella sp., T. lentiformis (Sys.), T. curva Miss., Coleoloides sp., Anabarites sp., Glauderia sp.

Балахтисонская свита

4. Песчаники известковистые серые ритмично-слоистые, переслаивающиеся с темными зеленовато-серыми до черных алевролитами (200 м).

5. Известняки серые обломочные и конгломератовидные с прослоями гравелитов и песчаников (до 10 м).

Археоциаты: Propriolynthus sp., Nochoroicyathus sp.; крибрициаты; ренальциды родов Еріphyton, Proaulopora, Renalcis.

В поле развития верхнечибижекской подсвиты, по правому борту р. Егорьевки (левый приток р. Джеби), есть еще одно местонахождение известняков с комплексом нижнекембрийских ренальцид, которые в 1989 г. определила В.А. Лучинина: Razumovskia uralica Vol., Epiphyton inexpectatum Korde, E. frondosum Korde, Renalcis pectunculus Korde.

КОРРЕЛЯЦИЯ НИЖНИХ СЛОЕВ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

Разрезы нижнекембрийских отложений четырех приведенных выше районов легко сопоставляются по комплексам археоциат и трилобитов (рис. 2). Наиболее древние археоциаты, обнаруженные совместно с комплексом мелкораковинных окаменелостей, принадлежат натальевскому горизонту самых низов атдабанского яруса Алтае-Саянской складчатой области. Этот комплекс археоциат был назван таятским или нижнебазаихским (Мусатов и др., 1961) из-за его значительного отличия от базаихского комплекса археоциат в стратотипе. Лицо этого комплекса определяют простые по строению представители родов Archaeolynthus, Nochoroicyathus, Rotundocyathus, Dictyocyathus и др. Совместно с археоциатами практически с первых метров разреза встречается мелкораковинная фауна: Hyolithellus sp., H. tenuis Miss., H. cf. isiticus Miss., H. ex gr. isiticus Miss., Torellella sp., Sunnaginia sp., S. cf. imbricata Miss., Coleolella sp., Coleolus sp., C. cf. trigonus Sys.,

1999

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 4



Рис. 4. Cloudina sp. из калтатской свиты Торгашинского хребта, ×10.

ханцеллорииды и брахиоподы. Кроме того, в аналогах унгутской свиты на правом берегу р. Енисея были обнаружены проблематичные скелетные ископаемые Cloudina sp. (рис. 4). Последняя ранее также была найдена в забитской свите боксонской серии Восточного Саяна, где она встречается совместно с Renalcis (Хераскова, Самыгин, 1992).

Литологически нижние два слоя сретенской свиты (240 м), представленные серыми и темносерыми слоистыми известняками с редкими прослоями известковистых и полимиктовых песчаников, хорошо сопоставляются с калтатской пачкой Торгашинского разреза. Но в калтатских отложениях не удается определить комплекс археоциат, хотя присутствуют их неопределимые обломки. В вышезалегающих красноцветных отложениях базаихской пачки находится более молодой (кийский) комплекс археоциат, а в калтатских слоях имеется комплекс мелкораковинной фауны, где преобладают хиолитгельминты. Присутствие обломков археоциат в калтатской пачке может свидетельствовать о ее атдабанском (натальевском) возрасте. Во всяком случае слои, содержащие эти ископаемые, не древнее томмотского яруса, хотя в них и присутствуют формы (Siphogonuchites sp.), которые принято считать типично немакит-далдынскими.

Калтатские и унгутские отложения тесно связаны с терригенными граувакковыми отложениями анастасьинской свиты Манского прогиба и являются верхней частью единого трансгрессивного мегаритма (рис. 1 - I, 1 - V). В настоящее время наиболее вероятным для анастасьинской свиты возрастом считается венд, так как свита несогласно залегает на доломитах ангалойской свиты, содержащей верхнерифейский (западносибирский) комплекс микрофитолитов и акритарх.

По мнению В.А. Шипицына, комплекс ренальцид и микрофитолитов из верхнечибижекской подсвиты сопоставим с комплексом ископаемых из унгутской свиты Манского прогиба. Еще больше усиливают сходство отложений унгутской и верхнечибижекской свит находки в разрезах последней редких Torellella sp., T. lentiformis (Sys.), T. curva Miss., Hyolithellus sp., Coleoloides sp., Anabarites sp. и Glauderia sp.

И унгутские, и калтатские, и верхнечибижекские отложения подстилаются слоями, отнесенными в настоящее время к венду. Таким образом, можно предположить, что в северо-западной части Восточного Саяна, к отложениям томмотского яруса должны относиться низы калтатской и унгутской свит или даже верхи анастасьинской свиты. К югу и юго-западу от Торгашинского хребта и Манского прогиба аналогов томмотских отложений может не оказаться вообще. На это указывают трансгрессивный характер отложений нижнего кембрия в данном регионе и отсутствие терригенно-карбонатных отложений, подобных анастасьинской свите. Сланцево-карбонатные отложения балахтисонской свиты и разрезов вблизи Сретенского рифа заключают в себе ископаемые, свидетельствующие об их значительно более молодом возрасте.

Доломиты с вендским комплексом микрофитолитов, подстилающие верхнечибижекскую подсвиту, вероятнее всего следует сопоставлять с овсянковской и ангалойской свитами, подстилающими анастасьинскую свиту.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Совместное нахождение натальевского комплекса археоциат с комплексом мелкораковинной фауны в нижних слоях сретенской свиты позволяет уточнить возраст нижнекембрийских отложений в других разрезах, сопоставляемых со сретенским. Согласно нашей корреляции, наиболее вероятный возраст калтатской пачки в Торгашинском разрезе, а также верхов унгутской и верхнечибижекской свит – натальевское время атдабанского века.

2. Четкая корреляция нижнекембрийских отложений по археоциатам и трилобитам в данном регионе становится возможной лишь с кийского уровня, благодаря трансгрессии, охватившей этот регион.

3. Расширение морского бассейна продолжалось до середины ботомского века – времени расцвета ренальцидо-археоциатовых рифов. В отложениях кийского, камешковского и нижней части санаштыкгольского горизонтов, практически нет крупных перерывов, охватывающих зоны или подзоны.

4. Во второй половине санаштыкгольского времени обстановка стала меняться в сторону уменьшения морского бассейна, появления терригенных осадков и размыва отложений. В массивных рифах размывы отмечаются выпадением из разрезов слоев, соответствующих зонам и подзонам.

5. Максимум раннекембрийской трансгрессии, по всей вероятности, пришелся на томмотское время. Находки типичных томмотских форм мелкораковинных проблематик в более молодых слоях свидетельствуют об интенсивности размывов и переотложении в начале раннего кембрия на Восточном Саяне.

Авторы выражают искреннюю благодарность А.В. Ефимовой, И.Т. Журавлевой, А.М. Попову, Л.Н. Репиной и В.А. Шипицыну за помощь в определении палеонтологического материала, а также И.Т. Журавлевой и А.Ю. Журавлеву за конструктивную критику статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Додин А.Л., Коников А.З., Ляцкий В.Б. Стратиграфия западной части Восточного Саяна // Стратиграфия и петрология Саяно-Алтайской складчатой области. Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1959. Вып. 21. С. 81–88.

Дятлова И.Н. Базаихский надгоризонт в стратотипе и ярусное расчленение нижнего кембрия // Тез. докл. III Междунар. симпозиума по кембрийской системе, 1–9 августа 1990 г., СССР, г. Новосибирск. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 30.

Задорожная Н.М., Журавлева И.Т., Репина Л.Н. Базаихский горизонт нижнего кембрия Сибири в стратотипе и новые данные о торгашинской свите // Геология и геофизика. 1972. № 3. С. 13–27.

Кашина Л.Н., Янкаускас Т.В. К стратиграфии и корреляции нижнекембрийских отложений Манского прогиба (Восточный Саян) // Проблемы палеонтологии в биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1973. С. 177–186.

Коптев И.И. К стратиграфии нижнего кембрия северо-западной части Восточного Саяна // Изв. Томск. политех. инст. 1961а. Вып. 120. С. 143–151.

Коптев И.И. Новые данные о возрасте торгашинских известняков (район г. Красноярска) // Изв. ВУЗов. Сер. геол. и разведка. 19616. № 4. С. 3–8.

Коптев И.И. О соотношении колпинской и торгашинской свит кембрия Красноярского края // Материалы по региональной геологии Сибири. Тр. СНИИГГиМС. 1962. Вып. 24. С. 92–96.

Лучинина В.А. Известковые водоросли в кембрийских органогенных постройках Манского прогиба // Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1986. Вып. 669. С. 77–85. Мусатов Д.И., Немировская В.Н., Широкова Е.В., Журавлева И.Т. Сретенский опорный разрез нижнего кембрия в Восточном Саяне // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1961. Вып. 2. С. 3–49.

Осадчая Д.В., Кашина Л.Н., Журавлева И.Т. и др. Стратиграфия и археоциаты нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1979. 216 с.

Предтеченский А.А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск: Наука, 1967. 154 с.

Репина Л.Н. Комплексы трилобитов нижнего и среднего кембрия западной части Восточного Саяна // Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 4. С. 171–232.

Репина Л.Н., Хоментовский В.В., Журавлева И.Т., Розанов А.Ю. Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1964. 364 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. I: Верхний докембрий и нижний палеозой. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 216 с.

Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 148. 126 с.

Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др. Томмотский ярус и проблемы нижней границы кембрия. Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 206. 380 с.

Тарновский С.Л. Стратиграфия позднего докембрия западной части Восточного Саяна // Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Тр. СНИИГГиМС. 1979. Вып. 268. С. 52–81.

Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригеннокарбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника. 1992. № 6. С. 18–36.

Хоментовский В.В., Семихатов М.А., Репина Л.Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна // Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 4. С. 5–170.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Гибшер А.С. и др. Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских "байкалидах". Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1978. Вып. 400. 224 с.

Astashkin V.A., Belyaeva G.V., Esakova N.V. et al. The Cambrian System of the foldbelts of Russia and Mongolia // Internat. Union Geol. Sci. Publ. 1995. № 32. P. 132 p.

Рецензенты А.Ю. Журавлев, А.Ю. Розанов

УДК 56.115:551.333(571.5)

ФАУНА И ФЛОРА ПОСЛОЙНОГО СТАНДАРТА СИЛУРА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

© 1999 г. Ю. И. Тесаков*, Н. Н. Предтеченский**, В. Г. Хромых*, А. Я. Бергер**

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН 630090 Новосибирск, Университетский проспект, 3, Россия **Всероссийский научно-исследовательский геологический институт 199026 Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, Россия

Поступила в редакцию 27.06.96 г.

Послойный стандарт силура Восточной Сибири является эталоном при корреляции всех разрезов Сибирской платформы и Таймыра. Он наиболее полно охарактеризован фаунистическими и флористическими остатками, так как типовые разрезы, из которых он составлен, формировались в условиях мелкого шельфа, наиболее благоприятного для развития фауны и флоры. Приводится послойное распространение фауны и флоры в этом стандарте. Послойно зафиксированы, с указанием количества (единичные, редкие, частые, многочисленные, обильные) и размеров (мелкие, средние, крупные) экземпляров, виды водорослей, строматопороидей, табулят, гелиолитоидей, ругоз, криноидей, гастропод, остракод, тентакулитов, мшанок, конодонтов, сколекодонтов, бивальвий, брахиопод, трилобитов, цефалопод, акритарх, хитинозой и граптолитов. Дан биоценотический анализ по ориктоценозам, с характеристикой их систематического, количественного состава и структуры.

Ключевые слова. Сибирь, фауна, флора, стандарт, ориктоценоз.

Послойный стандарт силура Восточной Сибири (Сибирская платформа, п-в Таймыр) составлен из последовательно сменяющих в стратиграфической последовательности стратотипов региональных хронозон, в сумме составляющих стратотипы региональных для Восточной Сибири подгоризонтов и горизонтов (Тесаков и др. 1996, 1998а, 1998б, Tesakov et al., 1996). Местонахождение стратотипов, расположенных в Мойероканском (бассейн р. Мойеро), Туруханском (бассейн р. Курейки) и Норильском (восточный борт оз. Пясино) районах, их послойная литологическая характеристика и крупномасштабное графическое изображение приведены ранее (Тесаков и др. 1998а, рис. 1-3). Стратотипы подбирались таким образом, чтобы они были наиболее полно охарактеризованы палеонтологически. С этой целью были выбраны разрезы, формировавшиеся в условиях открытого мелкого шельфа. Исключение составляет только стратотип постничного горизонта (лудфорд, пржидоли), который представлен лагунными фациями, практически не содержащими органических остатков. Поэтому для этого уровня здесь выбран парастратотип на р. Нижняя Таймыра, содержащий морскую фауну (Тесаков и др., 1995, обн. 218).

Ранее характеристика фауны и флоры послойного стандартного разреза приводилась блоками по отдельным разрезам бассейна р. Мойеро (Тесаков и др., 1985, 1986) и р. Курейки (Тесаков и др., 1980) без привязки ее к региональным хронозонам, что во многом теряло их значение для корреляции. Определения фауны и флоры выполнены по строматопороидеям В.Г. Хромых, табулятам и гелиолитоидеям Ю.И. Тесаковым, по ругозам А.Б. Ивановским и Ю.Я. Латыповым, криноидеям Г.А. Стукалиной, гастроподам Н.И. Курушиным и А.П. Губановым, остракодам Л.С. Базаровой, тентакулитам А.Я. Бергером, мшанкам К.Н. Волковой, конодонтам Т.В. Машковой и Т.А. Москаленко, сколекодонтам и хитинозоям Н.М. Заславской, брахиоподам Т.В. Лопушинской, трилобитам Е.А. Елкиным, цефалоподам Е.И. Мягковой и О.К. Боголеповой, акритархам Л.И. Шешеговой, граптолитам А.М. Обутом и Н.В. Сенниковым. Количество и размер экземпляров определенных видов откорректированы по полевым тафономическим наблюдениям авторов.

Послойное распространение органических остатков приведено на рисунке, где слева указаны подгоризонты: нижнемойероканский (нижний-средний руддан), верхнемойероканский (верхний руддан-нижний аэрон), нижнехаастырский (низы среднего аэрона), верхнехаастырский (верхи среднего-верхний аэрон), нижнеагидыйский (нижний-низы среднего телича), верхнеагидыйский (верхи среднего-верхний телич), нижнехакомский (шейнвуд), верхнехакомский (гомер), нижнетукальский (нижняя часть нижнего горсти), верхнетукальский (верхняя часть нижнего горсти-верхний горсти) (Тесаков и др., 1996, табл. 2; 1997, табл. 3). Во второй графе первая цифра обозначает номер региональной хронозо-



ФАУНА И ФЛОРА ПОСЛОЙНОГО СТАНДАРТА СИЛУРА

Рисунок. Начало.

ны, а вторая цифра (в скобках) – порядковый номер корреляционного уровня, соответствующий и номеру регионального биоинтервала (биофазы). В графах распространения видов цифрами отмечается количество экземпляров вида по пятибалльной системе: 1 – единичные, 2 – редкие, 3 – частые, 4 – многочисленные, 5 – обильные; восьмигранниками, кругами и квадратами обо-

1999

Γ	â					E	5					4	Ŋ	7									2	Φ	2								2	9					I		\odot)			B		5		~	
Горизонт (подгоризонт)	Рсгиональная хронозона (уровен	Свита (подсвита)	Местная хронозона	Пункт	Слой	Толцина, м	2 Clavidictyon cylindricum	3 Ecclimadictyon fastigiatum	4 E. magnum	5 Labechia condensa 6 Neoheatricea nikifornvae	7 Rarallelostroma malinovzyensis	8 Plexodictyon savaliense	9 Plümatalinia densa	10 Stelodictyon arcuatum	11 3. moterense 12 Stromatopora lenensis	13 S. obrutschevi	14 Syringostromella dragunovi	15 Pabeodiciyon crispatum 16 Venorchiina membroca	17 Y. rconsnicki	18 Cystihalysites mirabilis	19 Favories gathandicus movements 20 Mercementiona narico	20 mesosolenia festiva	22 Multisolenia tortuosa	23 Parastriatopora tebenjkovi	24 Sapporipora favositoides	25 Stettiporetta tamentata 26 Subalveolites subulosus	27 Syringopora fascicularis	28 S. scabra	29 Cystipnyttam cytrastrcum 30 C. silariense	31 Entelophyllum articulatum	32 Holmophylum holmi	33 Kymocystis notabilis 34 Miculiella annae	35 M. crassiseptata	36 Neocystiphyllum holtedahli	37 N. mac'coyi 38 Phaulactis trachilaemis	39 Profopilophyllum cylindricum	40 Prychophyllum sibiricum	41 Irypiasma nexuosum 42 Yassia enormis	43 Bazaricrinus parvulus	44 pystrowicrinus pitopatus 45 B. quinquelobatus	46 Egiasarowicrinus egiasarowi	47 Mycelodactylus rimatus	48 ocataricrinus scatarijormis 49 Sibiricrinus helenae	50 Loxonema sinuosa	51 Murchisonia cingulata 52 Prosolarium cirrhosa	53 Straparollus alacer	55 B. mirabilis	56 Cytherellina ovijormis 57 Eukloedenella kureikensis	58 Herrmannina nana	59 Leperatita iumaca Корреляционный уровень
	2(38)		2		17 16 15	0.5			+	+	+	H	-	+	╞			+	┢			+	F	H							+			Ħ	+	╞					H	+			1 2	e		3		86
Тукальский (нижний)	1(37)	Тухальская (нижняя)	-	=	14 13 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3	4.1 2.2 0.6 0.9 1.0 0.6 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3					2	1									3			2		2			3										21	2			2 2 2 2 2		2	2				D D D E
	6(36)		ę		31 30 29 28 27 26 25	3.0 0.5 2.0 0.7 0.6 1.2 3.0				2					3)[2					U	2				1	1	0		2]2		21	2) 2	2 3		-			-		1			2		2 1) 1)		0 0 0 0 0 0			36
хний)	5(35)	хняя)	5		24 23 22 21 20 19	0.3 1.7 0.7 0.8 1.2 0.5 2.8	32		-						3				1		2		-																	2)				1	2	2			0	Ū 35
кий (вег	4(34)	кая (вер	4	8	17 16 15	0.5 1.3 0.2	3	H			-				0 a 0 -			-0)))		2 1	Ŧ	-														H				H	+						-		퀴
Хакомс	3(33)	Хакомс	3		14 13 12 11 10 9	0.8 2.0 0.4 0.3 0.5	0		-												2																	-		2				0						3311
	2(32)		2		8 7 6	5.6 0.5	2	0	-		F	Ħ							ĺ			Ŧ	F						1 2	}		C	98	2			Ħ		n	2				U	ſ			_		-2
	1(31)		-		5 4 3 2 16	3.8 1.2 0.8 0.1 0.7	2	3		2								4		1	2			2	2					I	0	C) 0	,	_ _										9					
	5(30)		5	64	18 17 16 15 14 13 12	0.8 0.7 0.5 0.3 0.4 0.3		000	2	2 1 3 (3	2					0		e e) 		1			0					~	1	0		0	0				-					1		2					
(HH)	4(29)	HRM)	4		22 21 20 19 18 17 16	0.5 1.7 1.8 1.2 1.1 1.3 0.9		0		3								-			2		4	0						10	1		1	000	2				0	3		ī	1	0	3					29
Хакомский (ниж	3(28)	Хакомская (ниж	3	58	15 14 13 12 11	1.4 0.2 0.6 0.3 0.5 1.3												-						•											•			-		D					3	0	-0 -0 -0		202	28
	1(27)		2	- 	9 8 7 2-6 8 7 6	0.8 0.7 0.4 1.1 0.5 1.4				2			0	D							2 1			3				0					203		06)				2			1			3 4	00000		0000	27 1 1 1
	1(26) 2		1	60 58A	5 4 3 2 4 3	2.0 1.6 2.0 0.9 4.0 2.3		2 2 3		3 4 2			23		1	() 3		- 1	2		1 2 3	90	3									1			-	1		-							1 1 1		0000		2	
Arrubth (sepx.)	2(24) 3(25)	Алнаый (верх.)	2 3	87	56 55 54 53 52 51	3.6 0.7 1.0 4.1 1.4 0.5												6	9																					0								2		24 25

Рисунок. Продолжение.

значены соответственно мелкие, средней величины и крупные экземпляры; заливкой показано отсутствие вида в слоях между находками вида в разрезе.

Полевые слои на рисунке монофациальны и соответствуют по экосистемной терминологии остаткам парцелл или биогеоценозов (Тесаков, 1978). Учитывая, что биогеоценоз является ос-



ФАУНА И ФЛОРА ПОСЛОЙНОГО СТАНДАРТА СИЛУРА

Рисунок. Продолжение.

новным элементарным подразделением экосистем, описание фауны и флоры ниже дается по ориктоценозам, включенным в группы слоев в объеме остатков от биогеоценозов, т.е. тафономических составляющих литоценозов. Нижний мойерокан характеризуется широ ким распространением граптолитов, трилоби тов, брахиопод, наутилоидей; реже встречаются гастроподы, остракоды; остальные группы еди ничны.

2 СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 4 1999

	2					6	Y		_	4	$\widehat{}$	7																B											Π												
Горизонт (подгоризонт)	Регнональная хронозона (уровен	Свита (подсвита)	Местная хронозона	Пункт	Cnoft	Толщина. м	2 Clathrodictyon boreale	3 Clavidiciyon circumlextum	4 Labecnia bujaginca	6 Plectostroma tentipalum	7 Plümatalinia densa	8 Rosenella sp.	9 Stromatopora lenensis	10 S. obrutschevi 11 S. sibirica	12 Calamopora alveolaris	13 Catenipora escharoides	14 Cystinalystics mirabilis	15 F. gothlandicus moyeroensis	17 Mesofavosites dualis	18 Mesosapporipora porosa 19 Mesosolenia festiva	20 Multisolenia tortuosa	21 Paleofavosites asper	22 P. Ichemychevi	24 P. tebenjkovi	25 Placocoenites orientalis	26 Propora lubulata 27 Sollingella longlista	21 Statiporena umenua 28 Subalveolitella repentina	29 Subalveolites subulosus	30 S. volutus 21 Svrinemora factivularie	32 Syringoporinus irregularis	33 Taxoporu xenia	34 Tuvaelites hemisphaericus 35 Vaenopora kalini	36 Asthenophyllum orientalis	37 Crassilasma completum	38 C. Crassiseptatum 30 C. abosa	40 C. simplex	41 Cyathactis euryone	42 Densiphyllum thomsoni	44 Dinophyllum apertum	45 D. breviseptatum	46 D. involutum	4) Enerophysian armanan 48 E. ahrutschevi	49 Helicelasma whittardi	50 Holmophyllum holmi	51 Holophragma mitrata 52 Onvchobhvilum pringlei	53 Phaulactis trochiformis	54 Pilophyllum moyeroense 55 Pseudophaulactis lykophylloides	56 Prychophyllum sibiricum	57 Rhabdocyclus fletcheri 58 Rukhinia irmoularis	59 Tungussophyllum conulus	Корреляционный уровень
Агидыйский (верхний)	1(23) 2(24)	Агндыйская (верхияя)	1 2	87	50 49 48 47 46 45 44 43 42 41 40 39 38 37 36 35	0.6 2.0 2.5 0.9 1.2 0.4 1.2 0.7 2.0 1.4 0.6 3.1 3.0 2.2 1.7 7.0					2		1	20			2			2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	3 3 4 4			00000				20000														3			2						23 24
(кжинй)	2(22)	HXXH99)	-	8	34 33 32 31 30 29 28 27 26 25 24 23 22 24 23 22	3.1 0.4 3.2 0.5 3.9 0.6 1.4 0.3 1.0 1.4 1.7 3.4 1.9					3	0							000000000000000000000000000000000000000		0 0 0				0																				1) 						22
Агидыйский (н	1(21)	Агидыйская (н	1	84 85	21 20 19 18 17 16 15 14 13 12 11 10 9 8	0.8 2.2 1.8 2.2 1.6 0.8 0.4 1.0 0.7 1.0 0.6 2.1 1.4 1.0 3.1		Ō	e		Ŭ								00		0				0				0		2																				21
(аастырский (верхиий)	2(19) 3(20)	(аастырская (верхияя)	2 3		43 42 41 40 39 38 37 36 35 34 33 32 31 30 29 28	2.0 2.4 0.5 3.4 4.6 3.0 1.5 2.8 1.1 0.4 1.7 1.3 2.5 0.2 0.2 0.9 2.3									2222	00 2200		3 3 3 2 4 4 4 4 4 4 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2								2			2		0				2						2 0 2 2 0 0 0				2	0 00		1			19 19 20
	1(18)			11	27 26 25 24 23 22 21 20	2.9 6.6 1.5 1.5 1.2 4.0 0.4 1.3	0									0					2	0	1				0		0			0		2	1		0	00	2		,	0		0	2		a	0		00000000	81
Хаастырский (нижний)	3(16) 4(17)	Хаастырская (нижняя)	3 4		19 18 17 16 15 14 13 12 11 10 9 8 7 6 5 4 2-3 1	0.2 6.5 1.0 1.7 1.0 7.0 0.3 2.3 1.0 2.5 0.2 0.5 0.7 1.7 0.8 0.4 1.6 2.7	1									0						0				0			0					000				20							2	00	0		2		16 17



1. Ориктоценоз Alispira gracilis (сл. 82/1). Приурочен к известнякам и аргиллитам. Структура мелкоозерная. Основная ориктопарцелла (известняки) отличается от второстепенной (аргиллиты)

только большей плотностью захоронений. Органические остатки мелкие, захоронены автохтонно.

2. Ориктоценоз Geisonoceras kureikense (сл. 82/2). Приурочен к известнякам. Структура

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 4 1999

ТЕСАКОВ и др.



ФАУНА И ФЛОРА ПОСЛОЙНОГО СТАНДАРТА СИЛУРА

Рисунок. Продолжение.

однородная. Плотность захоронения очень высокая. Органические остатки средних размеров, захоронены аллохтонно, иногда ориентированы. 3. Ориктоценоз *Glyptograptus tamariscus* (сл. 82/3). Приурочен к аргиллитам. Структура полосчатая. Плотность захоронений средняя. Органические остатки мелкие, захоронены по

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 4 1999

2*



Рисунок. Продолжение.

плоскостям напластования или рассеянно, в основном, аллохтонно.

4. Ориктоценоз *Metabolograptus moyeroensis* (сл. 82/4–7). Приурочен к аргиллитам и известня-

кам. Структура полосчатая. Основная ориктопарцелла (аргиллиты) имеет среднюю плотность захоронений и отличается от второстепенных (известняки) только большей плотностью захо-

ТЕСАКОВ и др.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 4 1999



Рисунок. Продолжение.

ронений. Органические остатки мелкие, захоронены субавтохтонно.

5. Ориктоценоз Coronograptus cyhus (сл. 82/8– 10). Приурочен к аргиллитам и известнякам. Структура полосчатая. Основная ориктопарцелла (аргиллиты) имеет среднюю плотность захоронений, приуроченных, в основном, к плоскостям напластований. Во второстепенных ориктопарцеллах (известняки) плотность захоронений очень низкая. Органические остатки мелкие, захоронены субавтохтонно.

6. Ориктоценоз *Paraclimacograptus innotatus* (сл. 82/11–12). Приурочен к известнякам и аргиллитам. Структура однородная. В основной (известняки) и второстепенных (аргиллиты) парцеллах плотность захоронений очень низкая. Органические остатки мелкие, захоронения субавтохтонные.

7. Ориктоценоз Acernaspis superciliexcelsis (сл. 82/13–15). Приурочен к известнякам и редким мергелям. Структура однородная. Плотность захоронений средняя. Органические остатки мелкие, захоронены автохтонно. 8. Ориктоценоз *Clorinda undata* (сл. 82/16). Приурочен к известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений низкая. Органические остатки мелкие, захоронены автохтонно.

Верхний мойерокан характеризуется широким распространением брахиопод и остракод, реже табулят, ругоз, криноидей, гастропод, трилобитов, цефалопод; остальные группы единичны.

1. Ориктоценоз Sibiritia wiluiensis (сл. 82/17–18). Приурочен к известнякам и редким мергелям. Структура однородная. Плотность захоронений средняя. Органические остатки мелкие, реже средней величины, захоронены субавтохтонно и автохтонно.

2. Ориктоценоз Septatrypa antiquata (сл. 82/19-20). Приурочен к комковатым известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений средняя. Органические остатки мелкие и средней величины, захоронены автохтонно.

3. Ориктоценоз Zygospiraella duboisi (сл. 82/21–23). Приурочен к комковатым известнякам. Структура однородная. Плотность захоро-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7



ТЕСАКОВ и др.

Рисунок. Окончание.

Стратиграфическое распространение видов в послойном стандарте силура Восточной Сибири.

1 – граптолиты; 2 – хитинозои; 3 – акритархи; 4 – цефалоподы; 5 – трилобиты; 6 – брахиоподы; 7 – илоеды; 8 – сколекодонты; 9 – конодонты; 10 – мшанки; 11 – тентакулиты; 12 – остракоды; 13 – гастроподы; 14 – криноидеи; 15 – ругозы; 16 – табуляты и гелиолитиды; 17 – строматопороидеи; 18 – строматолиты; 19 – количество органических остатков видов: 1 – единичные, 2 – редкие, 3 – частые, 4 – многочисленные, 5 – обильные (породообразующие); 20–22 – размеры органических остатков видов: 20 – крупные, 21 – средние, 22 – мелкие; 23 – виды в открытой номенклатуре; 24 – первая цифра обозначает порядковый номер региональной хронозоны в подгоризонте, вторая (в скобках) – порядковый номер корреляционного уровня (регионального биоинтервала) для всего силура Восточной Сибири.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

нений средняя. Органические остатки средних размеров, захоронены в основном автохтонно.

4. Ориктоценоз *Isorthis neocrassa* (сл. 83/24–26). Приурочен к комковатым известнякам. Структура однородная. Плотность захоронения высокая. Органические остатки средних и мелких размеров, захоронены в основном автохтонно.

5. Ориктоценоз Zygospiraella duboisi (сл. 83/27– 28). Приурочен к комковатым и детритовым известнякам. Структура мелкоостровная. Основная ориктопарцелла (комковатые известняки) имеет среднюю плотность захоронений. Второстепенные ориктопарцеллы (детритовые линзы известняков) содержат скопления детрита и раковин. Органические остатки мелкие и средних размеров, захоронены в основном автохтонно.

Нижний хаастыр характеризуется широким распространением табулят, ругоз, криноидей, гастропод, мшанок, брахиопод; реже строматопороидей, остракод, трилобитов, цефалопод; остальные группы единичны. Плотность захороне-

том 7

№ 4 1999

ний высокая. Органические остатки в основном средней величины.

1. Ориктоценоз Quadralites quadratus (сл. 78/18–24). Приурочен к комковатым, плитчатым и детритовым известнякам. Структура мелкоостровная. Основная ориктопарцелла (комковатые и плитчатые известняки) имеет высокую плотность автохтонных захоронений органических остатков средней величины. Второстепенные ориктопарцеллы (детритовые линзы известняков) содержат очень высокие скопления детрита, мелких раковин и лентовидных мшанок.

2. Ориктоценоз Stegerhynehus decemplicatus duplex (сл. 78/25–28). Приурочен к комковатым известнякам, мергелям и детритовым линзам известняков. Структура мелкоостровная. Основная парцелла (комковатые известняки и мергели) имеет высокую плотность захоронений органических остатков средних размеров, захоронены в основном автохтонно. Второстепенные ориктопарцеллы (детритовые линзы) включают ракушняковые и мшанковые скопления.

3. Ориктоценоз Mesofavosites dualis (сл. 78/29– 31). Приурочен к комковатым известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений высокая. Органические остатки средних и мелких размеров, захоронены автохтонно и субавтохтонно.

4. Ориктоценоз *Eocoelia hemisphaerica* (сл. 90/18–22). Приурочен к мергелям и линзам известняков. Структура мелкоостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет среднюю плотность захоронений органических остатков мелких и средних размеров. Второстепенные ориктопарцеллы (линзы известняков) содержат детрит и мелкораковинную фауну. Захоронения автохтонные и субавтохтонные.

5. Ориктоценоз Calamopora alveolaris (сл. 90/23, 77/1–10). Приурочен к комковатым известнякам и детритовым линзам известняков. Структура мелкоостровная. Основная ориктопарцелла (комковатые известняки) имеет высокую плотность захоронений органических остатков средних и мелких размеров. Во второстепенных ориктопарцеллах (детритовые линзы известняков) скопления мелких створок. Захоронения автохтонные и субавтохтонные.

6. Ориктоценоз *Eocoelia hemisphaerica* (сл. 77/11–14). Приурочен к мергелям и детритовым линзам известняков. Структура мелкоостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет среднюю плотность захоронений органических остатков мелких размеров. Второстепенные ориктопарцеллы (детритовые известняки) содержат детрит и мелкораковинную фауну. Захоронения в основном автохтонные.

7. Ориктоценоз Favosites gothlandicus gothlandicus (сл. 77/15–16). Приурочен к комковатым известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений высокая. Органические остатки средних и мелких размеров, захоронены автохтонно.

8. Ориктоценоз *Eocoelia hemisphaerica* (сл. 77/17–19). Приурочен к мергелям, редко к детритовым линзам известняков. Структура редкои мелкоостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет низкую плотность поселений органических остатков мелких размеров, захоронения автохтонные. Второстепенные ориктопарцеллы (детритовые известняки) содержат детрит и намывы раковин.

Верхний хаастыр характеризуется широким распространением брахиопод, криноидей; реже встречаются строматопороидеи, ругозы, гастроподы, остракоды, мшанки, трилобиты. Остальные группы единичны.

1. Ориктоценоз *Pentamerus oblongus* (сл. 77/20– 25). Приурочен к мергелям с линзами детритовых известняков. Структура мелкоостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет среднюю плотность автохтонных захоронений органических остатков мелких и средних размеров. Второстепенные ориктопарцеллы (детритовые линзы известняков) содержат высокие концентрации субавтохтонной мелкораковинной фауны.

2. Ориктоценоз *Eocoelia hemisphaerica* (сл. 77/26). Приурочен к мергелям, комковатым известнякам и линзам детритовых известняков. Структура мелко- и среднеостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет среднюю плотность автохтонных захоронений органических остатков мелких размеров. Второстепенные ориктопарцеллы (комковатые известняки) содержат высокие концентрации автохтонной фауны средних размеров, а линзы детритовые известняков – низкие концентрации аллохтонной мелкораковинной фауны.

3. Ориктоценоз Favosites gothlandicus gothlandicus (сл. 77/28–29). Приурочен к комковатым известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений низкая. Органические остатки средних размеров, захоронены автохтонно.

4. Ориктоценоз *Eocoelia hemisphaerica* (сл. 77/30–35). Приурочен к мергелям, детритовым линзам известняков, комковатым известнякам. Структура мелко- и среднеостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет среднюю плотность автохтонных захоронений органических остатков мелких размеров. Второстепенные ориктопарцеллы (детритовые линзы и комковатые известняки) содержат высокие концентрации аллохтонной мелкораковинной фауны.

5. Ориктоценоз Favosites gothlandicus gothlandicus (сл. 77/36–43). Приурочен к плитчатым, комковатым и листоватым известнякам. Структура полосчатая. Основная ориктопарцелла (толстоплитчатые известняки) имеет низкую плотностн

1999

автохтонных захоронений кораллов средних размеров. Второстепенные ориктопарцеллы (комковатые известняки) содержат автохтонные захоронения крупных кораллов с высокой плотностью захоронений. В листоватых известняках плотность захоронений очень низкая.

Нижний агидный характеризуется широким распространением остракод, брахиопод, табулят; реже встречаются строматопороидеи, ругозы, криноидеи, гастроподы, мшанки, трилобиты, цефалоподы; остальные группы единичны.

1. Ориктоценоз *Herrmannina moierensis* (сл. 84/8–12). Приурочен к листоватым и среднеплитчатым известнякам. Структура полосчатая. Основная ориктопарцелла (листоватые известняки) имеет очень низкую плотность аллохтонных захоронений мелких органических остатков. Второстепенные ориктопарцеллы (среднеплитчатые известняки) содержат достаточно высокие концентрации автохтонных остатков среднего размера.

2. Ориктоценоз *Cytherellina oviformis* (сл. 84/13–15, 85/16–19а). Приурочен к мергелям и прослоям плитчатых известняков. Структура среднеостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет среднюю плотность автохтонных захоронений мелких органических остатков. Второстепенные ориктопарцеллы (плитчатые известняки) содержат средние концентрации субавтохтонной мелкораковинной фауны и водорослевых построек.

3. Ориктоценоз Bystrowicrinus quinquelobatus (сл. 85/196-г). Приурочен к комковатым и плитчатым известнякам. Структура среднеостровная. Основная ориктопарцелла (комковатые известняки) имеет среднюю плотность автохтонных захоронений органических остатков мелких размеров. Второстепенная ориктопарцелла (плитчатые известняки) содержит также среднюю концентрацию мелких, очень разнообразных органических остатков.

4. Ориктоценоз *Herrmannina moierensis* (сл. 85/20). Приурочен к плитчатым известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений высокая. Органические остатки средние и крупные, захоронены автохтонно.

5. Ориктоценоз Multisolenia tortuosa (сл. 85/21– 22). Приурочен к комковатым известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений средняя. Органические остатки средних размеров, захоронены автохтонно.

6. Ориктоценоз *Cytherellina oviformis* (сл. 86/23–29). Приурочен к мергелям и линзам известняков. Структура мелкоостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет среднюю плотность автохтонных захоронений мелких органических остатков. Второстепенные ориктопарцеллы (линзы известняков) содержат высокие

концентрации аллохтонных мелких органических остатков.

7. Ориктоценоз Mendacella tungussensis (сл. 86/30–34). Приурочен к мергелям и линзам детритовых известняков. Структура мелко- и среднеостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет низкую плотность автохтонных захоронений мелких органогенных остатков. Второстепенные ориктопарцеллы содержат высокую концентрацию автохтонных захоронений и среднюю – аллохтонных.

Верхний агидый характеризуется широким распространением остракод, брахиопод, табулят; реже встречаются строматопороидеи, криноидеи, ругозы, гастроподы; остальные группы единичны.

1. Ориктоценоз Multisolenia tortuosa (сл. 87/35– 36). Приурочен к комковатым известнякам и биогермам. Структура редко- и среднеостровная. Основная ориктопарцелла (комковатые известняки) имеет высокую плотность захоронений автохтонных органических остатков средних размеров. Второстепенные ориктопарцеллы (биогермы) содержат очень высокую концентрацию автохтонных табулят и строматопороидей.

2. Ориктоценоз Favosites gothlandicus gothlandicus (сл. 87/37). Приурочен к мергелям с комками известняка. Структура однородная. Плотность захоронений средняя. Органические остатки средних размеров, захоронены автохтонно.

3. Ориктоценоз Favosites gothlandicus moyeroensis (сл. 87/38-40). Приурочен к комковатым известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений высокая. Органические остатки средних и крупных размеров, захоронены автохтонно.

4. Ориктоценоз *Cytherellina oviformis* (сл. 87/41). Приурочен к аргиллитам и известнякам. Структура полосчатая. Редкие мелкие органические остатки, захороненные аллохтонно, распространены только в основной ориктопарцелле (аргиллиты).

5. Ориктоценоз *Beyrichia mirabilis* (сл. 87/42). Приурочен к комковатым известнякам. Структура однородная. Плотность автохтонных захоронений мелких органических остатков очень низкая.

6. Ориктоценоз *Cytherellina oviformis* (сл. 87/43–47). Приурочен к мергелям и плитчатым известнякам. Структура полосчатая. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет очень низкую плотность мелких автохтонных органических остатков. Второстепенные ориктопарцеллы (известняки) отличаются только более высокой плотностью захоронений.

7. Ориктоценоз *Beyrichia mirabilis* (сл. 87/48). Приурочен к доломитовым известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений низкая. Органические остатки мелкие, захоронены автохтонно.

8. Ориктоценоз Alispira rotundata (сл. 87/49– 52). Приурочен к мергелям и линзам известняков. Структура мелкоостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет очень низкую плотность захоронений мелких автохтонных органических остатков. Второстепенные ориктопарцеллы (линзы известняков) содержат большую концентрацию остатков, но в основном захоронены аллохтонно.

9. Ориктоценоз *Mudeaters* (сл. 87/53). Приурочен к листоватым доломитовым известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений очень низкая. Распространены только единичные мелкие створки остракод.

10. Ориктоценоз *Cytherellina oviformis* (сл. 87/54–56а). Приурочен к доломитовым известнякам. Плотность захоронений очень низкая. Органические остатки мелкие, захоронены аллохтонно.

11. Ориктоценоз *Mudeaters* (сл. 87/56б). Приурочен к мергелям с редкими линзами известняков. Кроме илоедов, распространены только акритархи с достаточно высокой плотностью захоронений.

Нижняя хакома характеризуется широким распространением строматопороидей, табулят, ругоз, криноидей; реже встречаются гастроподы, остракоды, брахиоподы, цефалоподы; остальные группы единичны.

1. Ориктоценоз Labechia condensa (сл. 60/3-4). Приурочен к биогермным известнякам. Структура каркасная, мозаичная. Плотность захоронений очень высокая. Органические остатки крупные, захоронены автохтонно и аллохтонно.

2. Ориктоценоз Beyrichia mirabilis (сл. 58А/2). Приурочен к комковатым известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений низкая. Органические остатки мелкие, захоронены автохтонно.

3. Ориктоценоз *Herrmannina nana* (сл. 58А/3). Приурочен к тонкоплитчатым известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений очень низкая. Органические остатки мелкие, захоронены автохтонно.

4. Ориктоценоз Ecclimadictyon fastigiatum (сл. 58А/4). Приурочен к комковатым и массивным известнякам. Структура островная. Основная парцелла (комковатые известняки) имеет среднюю плотность автохтонных захоронений органических остатков средних размеров. Второстепенные ориктопарцеллы (массивные известняки) содержат, в основном, строматолиты и строматопороидеи средних размеров с высокой плотностью захоронений в автохтонном положении. 5. Ориктоценоз Favososphaeridium polybrochatum (сл. 58А/5–6). Приурочен к доломитовым мергелям. Встречаются только редкие акритархи.

6. Ориктоценоз Beyrichia mirabilis (сл. 58А/7–8, 58/2–14). Приурочен к мергелям и линзам известняков. Структура полосчатая. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет низкую плотность автохтонных захоронений мелких органических остатков. Второстепенные ориктопарцеллы (линзы известняков) содержат достаточно высокие концентрации субавтохтонных органических остатков средних размеров.

7. Ориктоценоз Straparollus alacer (сл. 58/15). Приурочен к черным и серым известнякам. Структура среднеостровная. Основная ориктопарцелла (черные известняки) имеет очень высокую плотность автохтонных захоронений органических остатков средних размеров. Второстепенная ориктопарцелла (серые известняки) в основном строматолитовая с большой плотностью.

8. Ориктоценоз Beyrichia mirabilis (сл. 58/16–19). Приурочен к волнистослоистым известнякам и мергелям. Структура редко- и мелкоозерная. Основная ориктопарцелла (известняки) имеет низкую плотность субавтохтонных захоронений мелких органических остатков. Во второстепенных ориктопарцеллах (мергели) распространены только единичные акритархи.

10. Ориктоценоз Dalejina ribnayaensis (сл. 58/20). Приурочен к мергелям и линзам известняков. Структура мелкоозерная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет очень низкую плотность субавтохтонных захоронений мелких органических остатков. Во второстепенных ориктопарцеллах (известняки) те же остатки в аллохтоне.

11. Ориктоценоз *Dalejina ribnayaensis* (сл. 58/21–22). Приурочен к листоватым известнякам. Структура однородная. Присутствуют только единичные мелкие створки брахиопод.

12. Ориктоценоз Labechia condensa (сл. 64/12– 18). Приурочен к плитчатым известнякам и биостромам. Структура среднеостровная. Основная ориктопарцелла (плитчатые известняки) имеет среднюю плотность автохтонных захоронений, в основном мелких органических остатков. Второстепенные ориктопарцеллы (биостромы) содержат высокие концентрации автохтонных строматопороидей, строматолитов и реже табулят средних размеров.

Верхняя хакома характеризуется широким распространением строматопороидей, табулят, криноидей, гастропод, остракод; реже встречаются цефалоподы, мшанки, брахиоподы; остальные группы единичны.

1. Ориктоценоз Yavorskiina membrosa (сл. 66/16– 8). Приурочен к плитчатым известнякам и биогермам. Структура крупноостровная. Основная ориктопарцелла (плитчатые известняки) имеет очень низкую плотность автохтонных органических остатков мелких и средних размеров. Второстепенные ориктопарцеллы (биогермы) содержат высокие концентрации автохтонных и аллохтонных захоронений строматопороидей, табулят, ругоз и криноидей крупных размеров.

2. Ориктоценоз Bystrowicrinus bilobatus (сл. 66/9–12). Приурочен к массивным и плитчатым известнякам. Структура мелкоозерная. Основная ориктопарцелла (массивные известняки) имеет низкую плотность мелких органических остатков, захороненных аллохтонно, и высокую плотность калиптр строматолитов. Во второстепенных ориктопарцеллах (плитчатые известняки) содержится редкая мелкораковинная фауна.

3. Ориктоценоз *Mudeaters* (сл. 66/13–15). Приурочен к комковатым, плитчатым и биостромным известнякам. Структура полосчатая. В комковатых известняках присутствуют только мелкие редкие створки брахиопод. В биостромах доминирует Clavidityon cylindricum. Здесь органические остатки средних размеров и имеют высокую плотность автохтонных захоронений.

4. Ориктоценоз *Clavidictyon cylindricum* (сл. 66/19–24). Приурочен к листоватым и плитчатым известнякам, мергелям. Структура редко-, мелкоозерная и мелкоостровная. В листоватых известняках фаунистические остатки практически отсутствуют, встречаются только единичные членики криноидей. В мергелях и биостромах плотность автохтонных захоронений высокая, органические остатки средних размеров.

5. Ориктоценоз *Protatrypa lepidota* (сл. 66/25). Приурочен к листоватым известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений очень низкая. Органические остатки мелкие, захоронены субавтохтонно.

6. Ориктоценоз Beyrichia kureikiana (сл. 66/26– 30). Приурочен к плитчатым и комковатым известнякам. Структура среднеозерная. Основная ориктопарцелла (плитчатые известняки) имеет низкую плотность субавтохтонных захоронений органических остатков средних размеров. Второстепенные ориктопарцеллы (комковатые известняки) содержат также низкие концентрации мелких органических остатков, но в автохтонных захоронениях. В основной ориктопарцелле преобладают раковины гастропод, а во второстепенных – остракод.

7. Ориктоценоз Stelodictyon moierense (сл. 66/31). Приурочен к биогенным известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений средняя. Органические остатки крупные, захоронены автохтонно. Много строматолитов.

Нижний тукал характеризуется широким распространением строматолитов, остракод, брахиопод, криноидей; реже встречаются табуляты, строматопороидеи, ругозы; остальные группы единичны.

1. Ориктоценоз Stromatolithi (сл. 11/3–10). Приурочен к плитчатым известнякам и линзам. Структура полосчатая и мелкоозерная. Основная ориктопарцелла (известняки) имеет среднюю плотность захоронений только на отдельных уровнях, где доминируют остракоды или строматолиты. Органические остатки мелкие, захоронены субавтохтонно. Строматолитовые калиптры крупные, часто образуют биостромы. Во второстепенных ориктопарцеллах органические остатки мелкие, единичные.

2. Ориктоценоз Eukloedenella kureikensis (сл. 11/11–13). Приурочен к мергелям и линзам известняков. Структура мелкоостровная. В мергелях органические остатки единичны и мелких размеров. Второстепенные ориктопарцеллы двух видов: 1 – содержащие многочисленные субавтохтонные раковины остракод и гастропод (линзы известняков с брекчиями) и 2 – содержащие единичные аллохтонные раковины тех же групп фауны.

3. Ориктоценоз Stromatolithi (сл. 11/14–17). Приурочен к плитчатым известнякам и строматолитовым биостромам. Структура крупноостровная. В плитчатых известняках органические остатки мелкие, плотность субавтохтонных захоронений очень низкая. Строматолиты образуют протяженные биостромы, часто встречаются и одиночные калиптры средних размеров. Вокруг калиптр и биостромов, часто в прижизненном положении, захоронены раковины Hyattidina acutisummitatus.

4. Ориктоценоз *Hyattidina acutisummitatus* (сл. 3/2–12). Приурочен к мергелям с комками известняков, линзам плитчатых и комковатых известняков. Структура мелкоостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет среднюю плотность автохтонных захоронений мелких органических остатков. Второстепенные ориктопарцеллы содержат высокие концентрации тех же органических остатков, но захороненных субавтохтонно или аллохтонно (линзы плитчатых известняков) и низкие концентрации при автохтонном захоронении (линзы комковатых известняков).

5. Ориктоценоз Subalveolites subulosus (сл. 3/13). Приурочен к массивным известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений высокая. Органические остатки средних размеров, захоронены автохтонно.

6. Ориктоценоз Bystrowicrinus quinquelobatus (сл. 3/14–28). Приурочен к плитчатым известнякам, биостромам и линзам мергелей. Структура мелкоозерная. Основная ориктопарцелла (известняки) имеет высокую плотность автохтонных и субавтохтонных захоронений мелких органических остатков. Биостромы средних размеров сложены строматолитами. Второстепенные ориктопарцеллы, приуроченные к мергелям, содержат низкие концентрации субавтохтонных мелких органических остатков.

Верхний тукал характеризуется широким распространением остракод, брахиопод, криноидей, гастропод; реже встречаются строматопороидеи, табуляты, мшанки; остальные группы единичны.

1. Ориктоценоз *Hyattidina acutisummitatus* (сл. 3/29–3, 2/4–15). Приурочен к мергелям с комками известняков и линзам известняков. Структура мелкоостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет низкую плотность субавтохтонных захоронений мелких органических остатков. Второстепенные ориктопарцеллы (линзы известняков) содержат высокие или очень высокие концентрации также мелких органических остатков, захороненных автохтонно и аллохтонно.

2. Ориктоценоз Bazaricrinus parvulus (сл. 2/16– 18, 1/1–9). Приурочен к плитчатым известнякам и линзам мергелей. Структура мелко- и среднеозерная. Основная ориктопарцелла (плитчатые известняки) имеет среднюю плотность субавтохтонных захоронений мелких органических остатков. Второстепенные ориктопарцеллы (линзы мергелей) содержат низкие концентрации тех же органических остатков, но захороненных автохтонно и субавтохтонно.

3. Ориктоценоз Sibiricrinus helenae (сл. 1/10–14). Приурочен к мергелям с комками известняков и линзам известняков. Структура мелкоостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет среднюю плотность субавтохтонных захоронений мелких органических остатков. Второстепенные ориктопарцеллы (линзы известняков) содержат как высокие, так и низкие концентрации автохтонных и аллохтонных захоронений тех же остатков.

4. Ориктоценоз *Prosolarium cirrhosa* (сл. 1/15– 16, 4/2–3). Приурочен к плитчатым известнякам и примазкам мергелей. Структура, в общем, однородная. Плотность захоронений средняя и высокая в известняках и низкая в мергельных прокладках. Органические остатки мелкие, захоронены автохтонно и субавтохтонно.

5. Ориктоценоз Eukloedenella kureikensis (сл. 4/4-6). Приурочен к мергелям с комками известняков и редким линзам известняков. Структура мелкоостровная. Основная ориктопарцелла (мергели) имеет низкую плотность автохтонно захороненных мелких органических остатков. Второстепенные ориктопарцеллы (линзы известняков) содержат средние концентрации автохтонно и аллохтонно захороненных тех же остатков.

6. Ориктоценоз Leperditia lumaea (сл. 4/7–12). Приурочен к известнякам, доломитовым мергелям и листоватым доломитам. Структура, в общем, крупно- и мелкоостровная. В мергелях фаунистические остатки практически отсутствуют, так же как и в некоторых линзах доломитов и доломитизированных известняков. Линзы известняков (сл. 12) содержат высокие концентрации Densastroma astroites. Мелкие органические остатки захоронены субавтохтонно в тонких линзах известняков, где встречаются редкие остракоды, криноидеи и частые мшанки.

7. Ориктоценоз Murchisonia cingulata (сл. 4/13). Приурочен к черным массивным известнякам. Структура однородная. Плотность захоронений очень высокая. Органические остатки средних размеров, захоронены автохтонно и субавтохтонно. Гастроподы разных видов и цефалоподы обволочены пленками мезофитолитов. Мезофитолиты и микрофитолиты также имеют высокую плотность захоронений. Мелкораковинная фауна субавтохтонна.

8. Ориктоценоз *Eohowellela minima* (сл. 4/14). Приурочен к мергелям с комками известняков и редким линзам известняков. Структура мелкоостровная. В мергелях фаунистические остатки практически отсутствуют. Второстепенные ориктопарцеллы (линзы известняков) имеют также низкую плотностью субавтохтонных захоронений мелкораковинных органических остатков.

9. Ориктоценоз *Murchisonia cingulata* (сл. 10/28–31). Приурочен к черным плитчатым известнякам и биостромам. Структура среднеостровная. Основная ориктопарцелла (известняки) имеет среднюю плотность автохтонных захоронений мелких и средних органических остатков. Второстепенные ориктопарцеллы представлены строматолитовыми биостромами.

10. Ориктоценоз **Parastriatopora** kureikiana (сл. 10/32-36). Приурочен к плитчатым доломитам, мергелям, линзам известняков, биостромам. Структура мозаичная и мелкоостровная. Набор ориктопарцелл разнообразный. Характерными являются ориктопарцеллы с массовым скоплением ветвистых табулят мелкого размера, захороненных субавтохтонно. Парцеллы, приуроченные к листоватым доломитам, бедны органическими остатками. В брекчированных линзах наблюдаются массовые захоронения мшанок. Мергели с линзами известняков практически лишены органических остатков. Строматолитовые биостромы распространены редко, к ним иногда приурочены скопления табулят и строматопороидей.

11. Ориктоценоз Leperditia lumaea (сл. 10/37– 40). Приурочен к мергелям, плитчатым известнякам и доломитам. Структура полосчатая. Несмотря на разницу вмещающих пород, ориктоценоз достаточно однообразный. Плотность захоронений низкая. Органические остатки мелкие, захоронены в основном субавтохтонно.

Стратотип постничного горизонта органических остатков не имеет. Для лудфорда и пржидоли Восточной Сибири палеонтологическим и эколо-

1999

гическим эталоном является разрез на р. Нижняя Таймыра (обн. 218) в районе пещер Миддендорфа, характеристика которого приведена ранее (Тесаков и др., 1995).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 95-05-15564.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Тесаков Ю.И. Табуляты. Популяционный, биоценотический и биостратиграфический анализ. М.: Наука, 1978. 262 с.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Базарова Л.С. и др. Опорный разрез силура р. Курейка // Силур Сибирской платформы. Опорные разрезы северо-запада Сибирской платформы. Гл. II. Новосибирск: Наука, 1980. С. 55–119.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Бергер А.Я. и др. Опорный разрез реки Мойеро силура Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1985. 175 с.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Бергер А.Я. и др. Стратиграфия силура Горного Таймыра // Недра Таймыра. Вып. 1. С.-Петербург. ВСЕГЕИ, 1995. 199 с.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я. Силурийские биогеоценозы севера Сибир-

ской платформы (бассейн р. Мойеро) // Фауна и флора силура Заполярья Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1986. С. 5–84.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я. Планетарная хроностратиграфическая шкала силура и ее соотношение с региональной шкалой Восточной Сибири // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 181–184.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я. Стратиграфическая шкала силура Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998а. № 4. С. 32–51.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я. Стандартный разрез силура Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 19986. № 6. С. 17–34.

Tesakov Yu.I., Predtetchensky N.N., Khromych V.G., Berger A.Ya. Regional chronostratigraphic Scale for the Silurian of East Siberia // The James Hall symposium: Second International symposium on the Silurian system. Univ. of Rochester. 1996. P. 94–95.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 551.762.3:552.143(564.3)

СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО КИПРА

© 1999 г. Н. Ю. Брагин, К. А. Крылов

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия Поступила в редакцию 29.05.96 г., получена после доработки 09.01.97 г.

Рассмотрено строение юрских отложений формации Епископи Юго-Западного Кипра. Разрез их (снизу вверх) следующий: 1) кремнистые породы и турбидиты (30 м) келловея-оксфорда с богатыми ассоциациями радиолярий; 2) аргиллиты оксфорда (25 м) с бедным комплексом радиолярий; 3) аргиллиты и турбидиты кимериджа-титона (10 м) с богатыми комплексами радиолярий. Ассоциации радиолярий коррелируются с одновозрастными комплексами Западного Средиземноморья и Востока России. В разрезе формации Епископи характер ассоциаций радиолярий зависит от типа осадконакопления, при этом зафиксирован стратиграфический интервал (оксфорд), на котором происходит обеднение комплекса. Он совпадает с моментом усиления терригенного привноса, сопровождающимся исчезновением грубообломочных турбидитов. Таким образом, для юрского осадконакопления на Кипре отмечается несколько взаимосвязанных процессов – при постепенном нарастании терригенной нетурбидитовой седиментации происходит периодическое усиление кремненакопления и формирования турбидитов.

Ключевые слова. Кнпр, стратиграфия, юра, радиолярии, литология, турбидиты, кремненакопление.

На юго-западе Кипра развит сложно построенный аллохтонный комплекс Мамония, состояший из пакета тектонических покровов, верхний из которых сложен группой Айос Фотиос (Krylov et al., 1993). В составе этой группы выделяется формация Епископи, охватывающая интервал от келловея до сеномана и являющаяся наиболее полным разрезом верхней юры-нижнего мела в данном регионе. Изучение условий седиментации и стратиграфии этой формации имеет принципиальное значение для расшифровки и понимания истории развития южной части Мезотетиса в мезозое. Во-первых, здесь наблюдается практически непрерывная последовательность радиоляриевых комплексов от келловея до неокома (Bragin, Krylov, 1991), которую можно сравнить с известными биостратонами, выделенными в различных районах мира, в том числе на Востоке России (Брагин, 1991, 1993; Вишневская, 1991). Во-вторых, изучение этого материала дает возможность сопоставить развитие мезозойского бассейна Восточного Средиземноморья с другими палеоокеанами, например, с Северо-Западной Пацификой, используя данные как по радиоляриевым ассоциациям, так и по литологии изученных толщ. Знание детальной стратиграфии позволит проводить более обоснованные корреляции геологических событий в мезозойской истории, к чему уже проявлен большой интерес (Книппер, Шараськин, 1995; Зоненшайн, 1987; Казьмин и др.,

1987; Robertson, 1990; Robertson, Woodcock, 1979) Следует заметить, что обычно такие тектоничес кие построения базируются на немногочислен ных стратиграфических данных по отдельным образцам из интенсивно дислоцированной и недо статочно изученной группы Диаризос (Шарась кин и др., 1995).

Постановка данных исследований приобрета ет особый интерес после обнаружения значительного перерыва между триасовой формацией Вламбурос и юрской формацией Епископи (Вга gin, Krylov, 1991; Брагин, Крылов, 1996). В основа нии формации Епископи, залегающей на верхне триасовых образованиях формации Вламбурос наблюдается скрытый стратиграфический перерыв, не сопровождаемый угловым несогласием и выражающийся в выпадении из разреза отложений всей нижней и значительной части средней юры. Базальные слои формации имеют скореє всего келловейско-оксфордский возраст. Формация имеет кремнисто-карбонатно-терригенный состав и весьма полно охарактеризована остатками радиолярий. Изучение отложений формации Епископи представляет значительный интерес для решения не только различных региональных проблем, но и ряда методических вопросов.

Авторами проводилось изучение формации Епископи в целом ряде разрезов, из которых, однако, ни один не охватывает всего стратиграфического интервала данного подразделения (рис. 1, 2)



Рис. 1. Расположение опорных разрезов юрских отложений формации Епископи.

I – область развития офиолитов массива Троодос; 2 – терригенные и офиолитовые меланжи; 3 – группа Айос Фотиос; 4 – местоположение разрезов (1 – бухта Лара; 2 – село Епископи; 3 – село Айос Фотиос).

Для того, чтобы представить строение этой формации, необходимо рассмотреть все частные разрезы. Ниже дается описание трех опорных разрезов. На крайнем западе, в районе бухты Лара (п-ов Акамас), на верхнетриасовых песчаниках формации Вламбурос залегают (рис. 1, 2):

1. Кремни красные, вишнево-красные, реже светло-зеленые, плитчатые с остатками радиолярий Acanthocircus suboblongus (Yao), A. sp. cf. A. trizonalis (Rust), Amphipyndax (?) sp. aff. A. tsunoensis (Aita), Angulobracchia purisimaensis (Pessagno), Andromeda sp. cf. A. podbielensis (Ozvoldova), Archaeodictyomitra sp. cf. A. rigida Pessagno, Guexella nudata (Kocher), Higumastra imbricata (Ozvoldova), H. sp. cf. H. inflata Baumgartner, Hsuum brevicostatum Ozvoldova, H. maxwelli Pessagno, H. sp., Mirifusus sp. cf. M. guadalupensis Pessagno, M. dianae (Karrer), Paronaella mulleri Pessagno, Parvicingula sp. cf. P. dhimenaensis Baumgartner, Protunuma ochiensis Matsuoka, P. turbo Matsuoka, Ristola altissima (Rust), Semihsuum sourdoughense Pessagno, Blome et Hull, Stichocapsa robusta Matsuoka, S. convexa Yao, S. sp. aff. S. himedaruma Aita, Theocapsa sp. cf. T. pentagona Aita, Tricolocapsa sp. cf. T. parvipora Tan, Tritrabs ewingi (Pessagno) предположительно келловейско-раннеоксфордского возраста. Мощность 12 м.

2. Конгломераты красно-бурые, крупногалечные, с известковистым цементом, с галькой кремней-радиоляритов, кремнистых аргиллитов и микритовых известняков и прослоями косослоистых калькаренитов. Галька имеет самую различную степень окатанности. Кроме того, в этом пласте имеются деформированные фрагменты слоев радиоляритов. Радиоляриты содержат остатки юрских радиолярий, комплекс которых аналогичен известному из слоя 1. Мощность 4 м.



Рис. 2. Строение и сопоставление разрезов юрских отложений формации Епископи.

кремни; 2 – кремнистые аргиллиты; 3 – глины; 4 – калькарениты; 5 – песчаники; 6 – конгломераты и гравелиты;
 размыв, несогласие; 8 – номера разрезов (I – Лара; II – Епископи; III – Айос Фотиос); 9 – номера слоев; 10 – возраст.

3. Кремни светло-серые и зеленоватые с прослоями кремней красных и аргиллитов кремнистых зеленых. В кремнях обнаружены радиолярии Acanthocircus suboblongus Yao, Amphipyndax (?) sp. aff. A. tsunoensis (Aita), Archaeodictyomitra rigida Pessagno, Hsuum brevicostatum Ozvoldova, Hsuum sp., Stichocapsa robusta Matsuoka, S. himedaruma Aita, Stichomitra tairai Aita, Stylocapsa oblongula Kocher, Theocapsomma cordis Kocher предположительно оксфордского возраста. Мощность 10 м.

4. Конгломераты красно-бурые с известковистым цементом, переходящие вверх по разрезу в косослоистые калькарениты и полосчатые зеленые кремни, содержащие тот же комплекс радиолярий, что и слой 3. Мощность 3.5 м.

Подобные отложения (только без грубых конгломератов) развиты в нижнем течении р. Мавроколимбос, где в прослоях калькаренитов встречены бентосные фораминиферы Ammobaculites sp. cf. A. braunsteini Cushm. et Applin, Haplophragmium sp., Haurania sp. cf. H. desepta Hens., Kurnubia sp., Mayncina termieri Hottin., Orbitopsella sp., Pfenderina sp., Protopeneroplis striata Weyn., Valvulina lugeoni Sept. средней юры (определение К.И. Кузнецовой). Там же обнаружены радиолярии предположительно келловейско-раннеоксфордского возраста, близкие к таковым разреза у бухты Лара. Фораминиферы, очевидно, переотложены. В пользу этого можно привести следующие доводы. Во-первых, находки фораминифер приурочены к прослоям калькаренитов, содержащих многочисленные оолиты, пеллеты, раковинный детрит, т.е. карбонатные образования мелководного происхождения. Во-вторых, сами фораминиферы представлены бентосными видами относительно мелководного происхождения.

Нижняя часть формации Епископи наблюдается также в стратотипическом разрезе в левом борту долины р. Эзуса напротив северной окраины с. Епископи (рис. 1, 2). Контакт с формацией Вламбурос здесь не обнажен. Снизу вверх вскрываются:

1. Кремни красные, розовые, реже зеленоватые и светло-серые, плитчатые, иногда глинистые, с прослоями калькаренитов розовых и зеленых, окремненных, с горизонтом (0.5 м) конгломератов кремнеобломочных в верхней части слоя. Видимая мощность 6 м.

2. Переслаивание кремней-радиоляритов, аналогичных таковым предыдущего слоя, и кремней пелитовых красновато-малиновых, реже зеленовато-серых. В основании слоя два пласта (до 0.5 м) конгломератов кремнеобломочных. Этот слой, а также и предыдущий, охарактеризованы радиоляриями предположительно келловейско-раннеоксфордского возраста, аналогичными обнаруженным в разрезе бухты Лара (слой 1). Мощность 5 м. 3. Грубые конгломераты и гравелиты коричнево-бурые, массивные и комковатые с многочисленными обломками и фрагментами переотложенных пластов кремней и калькаренитов. Нижний контакт слоя резкий и неровный. В средней части слоя горизонт (1 м) калькаренитов и калькарудитов. Мощность 4 м.

4. Аргиллиты кремнистые кирпично-красные и красновато-бурые, рыхлые с прослоями красных глин. Мощность 4 м.

5. Кремни и калькарениты окремненные зеленовато-серые с прослоями аргиллитов кремнистых зеленовато-серых. Мощность 3 м.

6. Аргиллиты кремнистые красновато-бурые и зеленовато-серые, в нижней части слоя с частыми прослоями кремней пелитовых красноватобурых, реже зеленовато-серых, в верхней части слоя с прослоями красных глин. Мощность 13 м.

7. Переслаивание кремнистых пелитов зеленовато-серых, калькаренитов окремненных зеленовато-серых и красноватых, радиоляритов зеленовато-серых и аргиллитов кремнистых зеленоватосерых и красновато-бурых. Слои 4–7 охарактеризованы небогатым комплексом радиолярий: Acanthocircus suboblongus Yao, Hsuum brevicostatum Ozvoldova, Protunuma ochiensis Matsuoka, Stylocapsa oblongula (Kocher), Stichocapsa himedaruma Aita, Theocapsomma cordis Kocher, вероятно, оксфордского возраста. Мощность 8 м.

8. Гравелиты бурые кремне- и карбонатнообломочные, комковатые, с фрагментами переотложенных пластов кремней и калькаренитов. Нижний контакт очень неровный, со срезанием нижележащих слоев и выполнением карманов. Мощность 2 м.

9. Глины красновато-бурые с прослоями кремней зеленовато-серых и белых с радиоляриями Podocapsa amphitreptera Foreman, Spongocapsula perampla (Rust), предположительно кимериджскотитонского возраста. Видимая мощность 3 м.

Слои 1–3 этого разреза отвечают отложениям, вскрытым в разрезе бухты Лара. Это нижняя, преимущественно кремнистая, пачка формации Епископи. Она характеризуется наличием горизонтов внутриформационных конгломератов, которые отмечены и в других районах (за исключением бассейна р. Хапотами). Слои 4–8 стратотипического разреза принадлежат к средней, преимущественно глинистой пачке формации. Слой 9 стратотипического разреза относится к верхней части формации Епископи, которая была изучена в разрезе у с. Айос Фотиос (рис. 1, 2).

Здесь, по дороге от с. Айос Фотиос к с. Фалиа, снизу вверх обнажаются:

1. Чередование калькаренитов светло-зеленовато-серых и розовато-зеленых, иногда полосчатых, часто окремнелых, кремней-радиоляритов

1999

зеленовато-серых и красных, аргиллитов кремнистых буро-малиновых. Обнаружены радиолярии Acaeniotyle diaphorogona Foreman, Alievium sp., Archaeospongoprunum sp. cf. A. patricki Jud, Emiluvia orea Baumgartner, E. pessagnoi Foreman, E. premyogii Baumgartner, Lychnocanomma sp. cf. L. xiphophora (Rust), Mirifusus dianae (Karrer), Paronaella sp. aff. P. kotura Baumgartner, P. sp. ex gr. P. pristidentata Baumgartner, Podobursa triacantha (Fischli), Podocapsa amphitreptera Foreman, Pseudocrucella adriani Baumgartner, Pseudoeucyrtis sp., Ristola altissima (Rust), Spongocapsula perampla (Rust), S. sp., кимериджскотитонского возраста. В верхах слоя появляются радиолярии Obesacapsula verbana (Parona), Sethocapsa cetia Foreman. Видимая мощность 4 м.

2. Аргиллиты и алевролиты кремнистые буромалиновые тонкоплитчатые с горизонтами (менее 0.05 м) калькаренитов светло-зеленовато-серых полосчатых с радиоляриями Archaeodictyomitra apiara (Rust), Alievium helenae Schaaf, Ditrabs sansalvadorensis (Pessagno), Emiluvia pessagnoi Foreman, Mirifusus mediodilatatus (Rust), Parvicingula boesii (Parona), Podobursa polylophia Foreman, Podocapsa amphitreptera Foreman, Pseudodictyomitra carpatica (Lozyniak), Xitus sp. aff. X. alievi (Foreman), скорее всего, титонско-валанжинского возраста. Мощность 8 м.

3. Переслаивание аргиллитов и алевролитов кремнистых буро-малиновых тонкоплитчатых и скорлуповатых, песчаников серых и зеленоватосерых среднезернистых, кварц-полевошпатовых, массивных, с градационной слоистостью (мощность прослоев до 0.2 м), калькаренитов светло-зеленовато-серых полосчатых и мергелей розовозеленых плотных, скорлуповатых. Кварц-полевошпатовые песчаники по составу существенно отличаются от песчаников триасовой формации Вламбурос и аналогичны массивным песчаникам, известным в блоках на п-ве Акамас. Ассоциация радиолярий аналогична таковой предыдущего слоя. Мощность 10 м.

Выше залегают аргиллиты с прослоями калькаренитов, содержащих радиолярии валанжина– готерива. Это позволяет датировать также и песчаники Акамас, рассматривая последние как элемент формации Епископи.

Таким образом, юрские отложения формации Епископи представляют собой относительно мощный (до 80–90 м, если суммировать все представленные в данной статье разрезы, учитывая их перекрытия) сложно построенный комплекс разнофациальных отложений (рис. 2). Весь этот разрез может быть разделен на следующие пачки:

1. Кремни-радиоляриты предположительно келловей-оксфорда (до 30 м).

2. Кремнистые аргиллиты предположительно оксфордского возраста (около 25 м).

3. Переслаивание кремнистых аргиллитов, песчаников, калькаренитов и радиоляритов. Скорее всего, кимеридж–валанжин (до 25 м).

Первая пачка представлена тонкоритмичным чередованием радиоляритов (образующих протяженные слои мощностью до 5-7 см) и кремнистых аргиллитов (слои мощностью до 2-3 см, невыдержанные). Изредка присутствуют прослои кальцилютитов. Встречаются также горизонты грубых карбонатно-кремнистых конгломератов, образовывавшихся во многом за счет разрушения и размыва накапливавшихся осадков. Повсеместно встречаются богатые ассоциации радиолярий. Эти осадки могли накапливаться в глубоком (ниже глубин ССО) бассейне при относительно спокойных условиях седиментации, нарушаемых лишь редким проникновением дистальных кальцитурбидитов, и иногда прерываемых переотложением с образованием внутриформационных конгломератов. Во время формирования этих конгломератов радиоляриты были слабо литифицированы, в результате чего среди галек кремнистых пород встречаются деформированные фрагменты слоев радиоляритов. Карбонатный матрикс был, по-видимому, совершенно не литифицирован. Эти текстурные особенности могут быть обусловлены формированием данных толщ на склоне, из-за чего периодически возникали срывы, оползание фрагментов пачки и переотложение. По типу ассоциаций микрофауны данные отложения имеют большое сходство с одновозрастными толшами западных районов Средиземноморья (Baumgartner, 1984; Aita, 1987; Baumgartner et al., 1995). Здесь наблюдаются две возрастные ассоциации радиолярий (таблица; фототабл. I-II): предположительно келловейско-оксфордская с Gueuxella nudata, Protunuma turbo, Theocapsomma sp. cf. T. pentagona и др. и предположительно оксфордская с Stylocapsa oblongula, Stichomitra tairai, Theocapsomma sp. cf. T. constricta и др. Эти комплексы радиолярий содержат большое число проходящих, присутствующих в обеих ассоциациях видов. Нижняя ассоциация сопоставима с ассоциациями зон Gueuxella nudata. Archaeodictyomitra (?) mirabilis и Amphipyndax tsunoensis верхнего келловея-нижнего оксфорда Японии и Италии (Aita, 1987) а также с келловей-оксфордскими комплексами тропических областей Атлантики и Западного Средиземноморья и сопоставляется с зоной A-2 келловея-нижнего оксфорда (Baumgartner, 1984). Необходимо отметить, что по последним данным по Средиземноморью (Baumgartner et al., 1995) для многих видов комплекса (Gueuxella nudata, Protunuma ochiensis, Mirifusus guadalupensis, Higumastra imbricata), начиная с байоса, принято более широкое вертикальное распространение. Однако в составе исследуемой ассоциации не встречены такие типичные для байоса-бата формы, как Unuma echinatus, U. typicus

СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Распространение видов радиолярий в разрезе юрских отложений формации Епископи

	Пачка 1	Пачка 2 (оксфорд)	Пачка 3								
Виды радиолярий	(келловей-оксфорд)		(кимеридж-валанжин)								
A. suboblongus	- +++++++++	+++++++++									
A. purisimaensis	+++++										
G. nudata-	+++++										
H. imbricata	- +++++										
H. brevicostatum	- +++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++++++++									
H. maxwelli	- +++++										
M. dianae	- ++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++ ++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++								
P. ochiensis	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	***									
R. altissima	- +++++++++++	** **	++++++++								
S. sourdoughense	- +++++										
S. robusta	- +++++++++++++++++++++++++++++++++++++										
S. convexa	- +++++										
T. ewingi	- +++++										
S. himedaruma	- +++++	++++++++++									
S. tairai	- +++++										
S. oblongula	- +++++	++++++++++									
T. cordis	- +++++	****	1								
A. diaphorogona	-		+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++								
E. orea	-		+++++								
E. pessagnoi	-		+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++								
E. premyogii	-		+++++								
P. triacantha			+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++								
P. amphitreptera	-		+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++								
P. adriani	4		+++++								
S. perampla	-		+++++								
O. verbana	-		++								
S. cetia	-		++++++++								
A. apiara	4		+++++								
A. helenae	-		+++++								
D. sansalvadorensis	-		+++++								
P. boesii	-		++++++								
P. polylophia	-		++++++								
P. carpatica	-	<u>,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,</u>	+++++								

и др. В то же время присутствуют виды Semihsuum sourdoughense и Hsuum maxwelli, описанные в Северной Америке и встречающиеся в оксфорде (Pessagno et al., 1993). Необходимо особо указать, что приводившиеся ранее в литературе по Средиземноморью изображения Hsuum maxwelli (Baumgartner, 1984; Baumgartner et al., 1995) невалидны, поскольку не соответствуют диагнозу вида (Pessagno et al., 1993). По этим причинам для данного комплекса предполагается келловей-оксфордский возраст. Верхний комплекс сопоставим с ассоциациями зон Amphipyndax tsunoensis, Stylocapsa (?) spiralis и Gongylothorax sakawaensis оксфорда (вероятно, среднего) Италии и Японии (Aita, 1987), а также с ассоциациями зон келловея-оксфорда (Baumgartner, 1984; Baumgartner et al., 1995). Здесь также представлены виды достаточно широкого возрастного диапазона (Baumgartner et al., 1995), однако по положению в разрезе можно предполагать оксфордский возраст. Состав ассоциации говорит о значительной степени открытости морского бассейна, в котором формировалась данная толща.



Таблица І. Юрские радиолярии формации Епископи(к табл. I-III)

1 – Protonuma (?) ochiensis Matsuoka. ×250. 2 – Gueuxella nudata (Kocher). ×250. 3 – Mirifusus sp. cf. M. guadalupensis Pessagno. ×100. 4 – Acanthocircus suboblongus (Yao). ×200. 5 – Hsuum maxwelli Pessagno. ×180. 6 – Acanthocircus sp. cf. A. trizonalis (Rust). ×200. 7, 10 – Higumastra imbricata (Ozwoldova). O6a – ×180. 8 – Hsuum brevicostatum (Ozwoldova). ×180. 9 – Parvicingula sp. cf. P. dhimenaensis Baumgartner. ×250. 11 – Semihsuum sourdoughense Pessagno, Blome et Hull. ×180. 12 – Stichocapsa convexa Yao. ×250.


Таблица II. 1 – Stichocapsa? sp. $\times 250.2$, 11 – Stichocapsa himedaruma Aita. $2 - \times 250$, 11 – $\times 180.3$, 6 – Stichocapsa convexa Yao. $3 - \times 250$, 6 – $\times 180.4$ – Angulobracchia sp. $\times 200.5$ – Stichocapsa sp. aff. S. himedaruma Aita. $\times 250.7$ – Protunuma sp. aff. P. ochiensis Matsuoka. $\times 250.8$ – Tritrabs ewingi (Pessagno). $\times 180.9$ – Paronaella mulleri Pessagno. $\times 200.10$ – Stylocapsa oblongula (Kocher). $\times 180.12$ – Archaeodictyomitra sp. cf. A. rigida Pessagno. $\times 180.13$ – Theocapsomma cordis Kocher. $\times 180.14$ – Stichocapsa? sp. cf. S. tairai Aita. $\times 180.15$ – Linaresia sp. $\times 180.$

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 4 1999

Однако относительно близко к области накопления кремнистых илов находились мелководные области карбонатного шельфа, служившие источником карбонатного материала кальцитурбидитов и конгломератов, при этом происходило и переотложение бентосных фораминифер. Все это указывает на размыв шельфовых отложений. В кальцитурбидитах в резко подчиненном количестве присутствуют и терригенные обломки, обычно хорошо окатанные, по которым можно сделать заключение, что размыву подвергался супракрустальный комплекс. Присутствие горизонтов со следами оползания неконсолидированных осадков в нескольких разрезах указывает на осадконакопление на слабонаклоненном дне при угле наклона не более 1°. Темпы накопления кремнистых осадков были существенно выше, чем, например, для триасовых кремнистых толщ Северо-Востока Азии, для которых предполагалось океаническое происхождение (Брагин, 1991).

В составе второй пачки резко преобладают кремнистые аргиллиты, представляющие собой пелитовые фоновые осадки, содержащие редкие и разрозненные остатки радиолярий, не имеющие выраженной карбонатной или терригенной песчано-алевритовой примеси, обычно красноцветные. Среди аргиллитов встречаются прослои калькаренитов и кальцилютитов, иногда содержащие остатки фораминифер. Прослои кремнейрадиоляритов имеют подчиненное значение, причем ассоциации радиолярий существенно обеднены по сравнению с предыдущей пачкой. Здесь очевидно некоторое нарастание темпов осадконакопления и увеличение роли тонкообломочных кальцитурбидитов, что свидетельствует об усилении сноса обломочного материала с шельфа и реализуется в обеднении комплексов радиолярий, которые, тем не менее, могут быть сопоставлены с оксфордом более западных районов Средиземноморья (Aita, 1987; Baumgartner, 1984; Baumgartner et al., 1995). Подобные обеднения ассоциаций радиолярий внутри непрерывного разреза кремнистой толщи нехарактерны для мезозоя восточных районов России. Тем не менее, общий характер осадконакопления в бассейне не изменился, и оно происходило ниже уровня карбонатной компенсации, при хорошей аэрации в условиях повышенного потенциала кислорода.

Третья пачка характеризуется наиболее пестрым литологическим составом. Ведущим типом пород здесь являются кремнистые аргиллиты, аналогичные таковым предыдущей пачки. Но, помимо них, здесь в изобилии встречаются калькарениты и кальцилютиты. Некоторые из них содержат большое количество радиолярий, комплексы которых отличаются значительным богатством и разнообразием (таблица; фототабл. III) и сопоставимы с ассоциациями зон кимериджа–валанжина Западного Средиземноморья и Атлантики (Baumgartner, 1984; Baumgartner et al., 1995). Типичны для этой пачки также кварцевые песчаники, ранее выделявшиеся как слои Акамас (Robertson, Woodcock, 1979; Swarbrick, Robertson, 1980), a Takже слегка окремненные мергели. Для этого этапа несомненно дальнейшее усиление сноса терригенного материала, причем кварцевые песчаники характеризуются очень хорошей окатанностью зерен и развитием ожелезненных "рубашек" по зернам, что говорит об их длительной транспортировке и формировании за счет песков, переживших несколько циклов седиментации и размыва, а также подвергавшихся эоловой эрозии. На п-ве Акамас кварцевые песчаники представлены глыбами и блоками, имеющими 10-20-метровую мощность, но практически не прослеживающимися по простиранию, что, наряду с текстурными особенностями, указывает на то, что они являются фациями каналов турбидитных и зерновых потоков. В большинстве пород радиолярии еще более редки, чем во второй пачке, лишь в калькаренитах и кальцилютитах они обильны. Такое явление объясняется, очевидно, перемывом радиолярий с их последующей концентрацией. Относительно малая мощность данной пачки, по-видимому, также объясняется перемывом осадков с их частичной эрозией. Сами же ассоциации радиолярий по-прежнему свидетельствуют в пользу открытого тропического бассейна нормальной солености, имевшего хорошую связь с другими бассейнами Мирового океана. В частности, они имеют большое число общих видов с комплексами кимериджа-титона Дальнего Востока России (Вишневская, 1991; Брагин, 1993). Следует, однако, отметить отсутствие на Кипре представителей рода Parvicingula, типичных для кимериджа-титона Корякского нагорья (Вишневская, 1991), что объясняется приуроченностью данного таксона строго к бореальной и субтропической областям. Для тропического пояса (к которому относится и Восточное Средиземноморье) он совершенно не характерен.

Благодаря полученным данным можно по-новому сформулировать представления о развитии рассматриваемого бассейна в позднем мезозое. Очевиден общий регрессивный характер изменения осадконакопления, выражающийся в постепенном уменьшении роли кремнистых пород и смене их терригенными. По всему разрезу снизу вверх усиливается роль терригенной седиментации, которая постепенно полностью замещает биогенную. Увеличивается роль грубообломочной турбидитной седиментации, и при этом постепенно утрачивает свое значение снос кальцитурбидитов, но все большее количество терригенного материала поступает с континентального блока. В это время отлагались лишь тонкообломочные турбидиты, которые в кимеридже-титоне стали одним из преобладающих типов пород.



Таблица III. 1 – Semihsuum sp. ×180. 2 – Hsuum sp. cf. H. brevicostatum (Ozwoldova). ×180. 3 – Higumastra sp. ×100. 4, 5 – Spongocapsula perampla Pessagno. O6a – ×100. 6 – Obesacapsula verbana (Parona). ×75. 7 – Spongocapsula sp. ×100. 8 – Archaeospongoprunum.sp. cf. A. patricki Jud. ×180. 9 – Obesacapsula cetia Foreman. ×75. 10 – Podocapsa amphitreptera Foreman. ×100. 11 – Mirifusus dianae (Karrer). ×100. 12 – Ristola altissima (Rust). ×180.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 4 1999

На всем протяжении рассматриваемого этапа развития осадконакопление происходило либо в краевой части бассейна (келловей-оксфорд и кимеридж-титон с многочисленными горизонтами турбидитов), либо в относительно небольшом, возможно полузамкнутом водоеме (оксфорд, когда отмечается нетипичная для открытого бассейна фауна радиолярий). Этими особенностями данная область резко отличается от таких палеоокеанов, как позпнепалеозойско-мезозойские бассейны Северо-Востока Азии. Ранее на многочисленных примерах было показано, что многие разрезы кремнистых толщ мезозоя таких районов Тихоокеанского пояса как Япония и Сихотэ-Алинь отличаются чрезвычайной стабильностью и монотонностью состава (на протяжении стратиграфического интервала в одну-две системы) и обычно венчаются терригенно-кремнистыми турбидитами, причем переход от собственно кремнистых осадков к турбидитам является постепенным (Matsuoka, 1984; Брагин, 1991; Брагин, 1993). По существу, здесь наблюдается отчетливый, простой и однонаправленный процесс смены монофациальной кремнистой седиментации терригенной турбидитовой. Это давало основание считать, что в данном случае происходит смена пелагической (океанической) обстановки окраинно-морской (Matsuoka, 1984).

Судя же по разрезам верхней юры Кипра, обстановка в этом бассейне была иной. Здесь наблюдается несколько взаимосвязанных (и взаимоналоженных) процессов. При постепенном нарастании терригенной нетурбидитовой (фоновой) седиментации происходит периодическое усиление кремненакопления и формирования турбидитов. Можно наметить три этапа: келловей-оксфордский, когда преобладает фоновое кремненакопление (напоминающее таковое пелагических бассейнов Палеопацифики, но резко отличающееся значительно большей скоростью осадконакопления) и широко развиты различные грубообломочные турбидиты; оксфордский, когда активизировалась фоновая пелитовая седиментация, кремненакопление резко уменьшилось, а формирование грубообломочных турбидитов прекратилось, и кимеридж-титонский, когда усилились все три типа седиментации - кремненакопление, фоновое терригенное осадконакопление и формирование турбидитов. Вероятно, эта часть Тетиса в поздней юре представляла собой относительно глубоководный, обладавший расчлененным рельефом, активно развивавшийся бассейн типа краевого моря или малого (молодого) океана, в котором не было условий для собственно океанического (пелагического) осадконакопления, но который, тем не менее, имел свободные связи с Мировым океаном. Общий характер осадконакопления на большом протяжении этого периода можно определить как гемипелагический. Лишь на келловейоксфордском этапе он имел эвпелагический характер с такими типичными особенностями, как преобладание биогенной седиментации над терригенной, хорошая аэрация бассейна, относительно низкий темп седиментации. Осадконакопление кимеридж-титонского этапа можно считать весьма сходным с современным гемипелагическим океаническим осадконакоплением.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 93-05-9126).

Авторы выражают свою искреннюю признательность А.Л. Книпперу, Т.Н. Херасковой, Ю.В. Карякину, К.Г. Каледе и всем другим участникам 10 рейса НИС "Академик Николай Страхов" за помощь в проведении полевых работ, а также К. Ксенофонтосу из Геологической службы Кипра, без чьего участия эта работа не могла бы состояться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.

Брагин Н.Ю. Стратиграфия юрско-нижнемеловых кремнисто-терригенных отложений Приморья (горбушинская толща) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 93–99.

Брагин Н.Ю., Крылов К.А. Стратиграфия и литология верхнетриасовых отложений юго-западного Кипра (формация Вламбурос) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 28–37.

Вишневская В.С. Радиоляриевые слои позднего мезозоя СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 2. С. 57-81.

Зоненшайн Л.П. Введение: восстановление геологической истории океана Тетис // История океана Тетис. М.: Наука, 1987. С. 5–7.

Казьмин В.Г., Рику Л.Э., Сборщиков И.М. Строение и развитие пассивной окраины восточного Тетиса // История океана Тетис. М.: Наука, 1987. С. 39–57.

Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Корреляция тектонических событий в мезозойской истории северо-восточного Средиземноморья // Геотектоника. 1995. № 1. С. 12–22.

Шараськин А.Я., Карякин Ю.В., Книппер А.Л., Хераскова Т.Н. Структурные особенности, состав и тектоническое значение мезозойских образований группы Диаризос (юго-западный Кипр) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 83–91.

Aita Y. Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Sicily // Sci. Repts Tôhoku Univ. Sendai. Second ser. (Geology). 1987. V. 58. № 1. P. 1–91.

Baumgartner P.O. A Middle Jurassic–Early Cretaceous lowlatitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites // Eclogae geol. helv. 1984. V. 77. № 3. P. 729–837.

Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S. et al. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Oc-

curences, Systematics, Biochronology. Mem. Geol. (Lausanne). 1995. № 23. 1172 p.

Bragin N.Yu., Krylov K.A. Radiolarian biostratigraphy of the Ayos Photios Group (Mamonia Complex, Cyprus) // INTERRAD VI. University of Firenze. 1991. P. 18.

Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Yu. Structure of South-Western Cyprus // L.P. Zonenshain Mem. Conf. on Plate Tectonics. Moscow. 1993. Inst of Oceanology Russ. Acad. of Sci. GEOMAR, Kiel. Germany. P. 72–73.

Matsuoka A. Togano Group of the Southern Chichibu Terrane in the western part of Kochi Prefecture, southwest Japan // J. Geol. Soc. Japan. 1984. V. 90. № 7. P. 455–477.

Pessagno E.A., Jr., Blome Ch.D., Hull D.M., Six W.M. Jurassic Radiolaria from the Josephine ophiolite and overlying strata, Smith River subterrane (Klamath Mountains), north-

west California and southwestern Oregon // Micropaleontology. 1993. V. 39. № 2. P. 93–166.

Robertson A.H.F. Tectono-sedimentary evolution of the Eastern Mediterranean Neatethys: Summaries, questions and answers // Intern. Earth Sci. Cong. on Aegean Reg. 1–6 Oct. 1990. Izmir, Turkey. IESCA Publ. 1990. V. 2. P. 236–278.

Robertson A.H.F., Woodcock N.H. Mamonia Complex, southwest Cyprus: Evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin // Bull. Geol. Soc. America. 1979. Part 1. V. 90. P. 651–655.

Swarbrick R.E., Robertson A.H.F. Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of southern Cyprus // Geol. Mag. 1980. V. 117. № 5. P. 547-563.

Рецензенты В.С. Вишневская, И.А. Басов

На всем протяжении рассматриваемого этапа развития осадконакопление происходило либо в краевой части бассейна (келловей-оксфорд и кимеридж-титон с многочисленными горизонтами турбидитов), либо в относительно небольшом, возможно полузамкнутом водоеме (оксфорд, когда отмечается нетипичная для открытого бассейна фауна радиолярий). Этими особенностями данная область резко отличается от таких палеоокеанов, как позднепалеозойско-мезозойские бассейны Северо-Востока Азии. Ранее на многочисленных примерах было показано, что многие разрезы кремнистых толщ мезозоя таких районов Тихоокеанского пояса как Япония и Сихотэ-Алинь отличаются чрезвычайной стабильностью и монотонностью состава (на протяжении стратиграфического интервала в одну-две системы) и обычно венчаются терригенно-кремнистыми турбидитами, причем переход от собственно кремнистых осадков к турбидитам является постепенным (Matsuoka, 1984; Брагин, 1991; Брагин, 1993). По существу, здесь наблюдается отчетливый, простой и однонаправленный процесс смены монофациальной кремнистой седиментации терригенной турбидитовой. Это давало основание считать, что в данном случае происходит смена пелагической (океанической) обстановки окраинно-морской (Matsuoka, 1984).

Судя же по разрезам верхней юры Кипра, обстановка в этом бассейне была иной. Здесь наблюдается несколько взаимосвязанных (и взаимоналоженных) процессов. При постепенном нарастании терригенной нетурбидитовой (фоновой) седиментации происходит периодическое усиление кремненакопления и формирования турбидитов. Можно наметить три этапа: келловей-оксфордский, когда преобладает фоновое кремненакопление (напоминающее таковое пелагических бассейнов Палеопацифики, но резко отличающееся значительно большей скоростью осадконакопления) и широко развиты различные грубообломочные турбидиты; оксфордский, когда активизировалась фоновая пелитовая седиментация, кремненакопление резко уменьшилось, а формирование грубообломочных турбидитов прекратилось, и кимеридж-титонский, когда усилились все три типа седиментации – кремненакопление, фоновое терригенное осадконакопление и формирование турбидитов. Вероятно, эта часть Тетиса в поздней юре представляла собой относительно глубоководный, обладавший расчлененным рельефом, активно развивавшийся бассейн типа краевого моря или малого (молодого) океана, в котором не было условий для собственно океанического (пелагического) осадконакопления, но который, тем не менее, имел свободные связи с Мировым океаном. Общий характер осадконакопления на большом протяжении этого периода можно определить как гемипелагический. Лишь на келловейоксфордском этапе он имел эвпелагический характер с такими типичными особенностями, как преобладание биогенной седиментации над терригенной, хорошая аэрация бассейна, относительно низкий темп седиментации. Осадконакопление кимеридж-титонского этапа можно считать весьма сходным с современным гемипелагическим океаническим осадконакоплением.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 93-05-9126).

Авторы выражают свою искреннюю признательность А.Л. Книпперу, Т.Н. Херасковой, Ю.В. Карякину, К.Г. Каледе и всем другим участникам 10 рейса НИС "Академик Николай Страхов" за помощь в проведении полевых работ, а также К. Ксенофонтосу из Геологической службы Кипра, без чьего участия эта работа не могла бы состояться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.

Брагин Н.Ю. Стратиграфия юрско-нижнемеловых кремнисто-терригенных отложений Приморья (горбушинская толща) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 93–99.

Брагин Н.Ю., Крылов К.А. Стратиграфия и литология верхнетриасовых отложений юго-западного Кипра (формация Вламбурос) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 28–37.

Вишневская В.С. Радиоляриевые слои позднего мезозоя СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 2. С. 57-81.

Зоненшайн Л.П. Введение: восстановление геологической истории океана Тетис // История океана Тетис. М.: Наука, 1987. С. 5–7.

Казьмин В.Г., Рику Л.Э., Сборщиков И.М. Строение и развитие пассивной окраины восточного Тетиса // История океана Тетис. М.: Наука, 1987. С. 39–57.

Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Корреляция тектонических событий в мезозойской истории северо-восточного Средиземноморья // Геотектоника. 1995. № 1. С. 12–22.

Шараськин А.Я., Карякин Ю.В., Книппер А.Л., Хераскова Т.Н. Структурные особенности, состав и тектоническое значение мезозойских образований группы Диаризос (юго-западный Кипр) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 83–91.

Aita Y. Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Sicily // Sci. Repts Tôhoku Univ. Sendai. Second ser. (Geology). 1987. V. 58. № 1. P. 1–91.

Baumgartner P.O. A Middle Jurassic–Early Cretaceous lowlatitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites // Eclogae geol. helv. 1984. V. 77. № 3. P. 729–837.

Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S. et al. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurences, Systematics, Biochronology. Mem. Geol. (Lausanne). 1995. № 23. 1172 p.

Bragin N.Yu., Krylov K.A. Radiolarian biostratigraphy of the Ayos Photios Group (Mamonia Complex, Cyprus) // INTERRAD VI. University of Firenze. 1991. P. 18.

Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Yu. Structure of South-Western Cyprus // L.P. Zonenshain Mem. Conf. on Plate Tectonics. Moscow. 1993. Inst of Oceanology Russ. Acad. of Sci. GEOMAR, Kiel. Germany. P. 72–73.

Matsuoka A. Togano Group of the Southern Chichibu Terrane in the western part of Kochi Prefecture, southwest Japan // J. Geol. Soc. Japan. 1984. V. 90. № 7. P. 455–477.

Pessagno E.A., Jr., Blome Ch.D., Hull D.M., Six W.M. Jurassic Radiolaria from the Josephine ophiolite and overlying strata, Smith River subterrane (Klamath Mountains), north-

west California and southwestern Oregon // Micropaleontology. 1993. V. 39. № 2. P. 93–166.

Robertson A.H.F. Tectono-sedimentary evolution of the Eastern Mediterranean Neatethys: Summaries, questions and answers // Intern. Earth Sci. Cong. on Aegean Reg. 1–6 Oct. 1990. Izmir, Turkey. IESCA Publ. 1990. V. 2. P. 236–278.

Robertson A.H.F., Woodcock N.H. Mamonia Complex, southwest Cyprus: Evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin // Bull. Geol. Soc. America. 1979. Part 1. V. 90. P. 651–655.

Swarbrick R.E., Robertson A.H.F. Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of southern Cyprus // Geol. Mag. 1980. V. 117. № 5. P. 547-563.

Рецензенты В.С. Вишневская, И.А. Басов

УДК 551.763.1:564.53(574.12)

НИЖНИЙ АПТ ГОРНОГО МАНГЫШЛАКА (СТРАТИГРАФИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ, АММОНИТЫ)

© 1999 г. Т. Н. Богданова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199026 Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, Россия Поступила в редакцию 04.03.96 г., получена после доработки 15.04.97 г.

Отложения нижнего апта на Горном Мангышлаке представлены маломощными фосфоритовыми песчаниками или конгломератами (0.5–1.5 м), в Кугусемской антиклинали – двумя пластами конгломерата и пачкой глин до 15 м между ними. Нижний апт залегает с размывом на различных горизонтах меловых отложений (от берриаса до баррема) или на средней юре. Содержит богатый комплекс ископаемых остатков различных групп фауны – аммонитов, белемнитов, двустворок, брахиопод, морских ежей и др. Разрезы нижнего апта представляют собой "сгруженные" или конденсированные слои мелководно-шельфового типа, в которых содержатся аммониты трех верхних зон нижнего апта, выделяемых в Туркмении – Deshayesites weissi, Deshayesites deshayesi и Dufrenoya furcata. Комплекс аммонитов нижнего апта Мангышлака включает 21 вид родов Deshayesites, Dufrenoya и Cheloniceras, из которых в статье описаны два новых вида – Deshayesites semenovi и Cheloniceras sinzowi. Даны изображения 16 общеизвестных видов. 11 из них впервые обнаружены в Горном Мангышлаке.

Ключевые слова. Закаспий, Мангышлак, Северный Кавказ, Южная Англия, нижний апт, аммониты, зоны, корреляция, конденсированные слон.

Нижнеаптские отложения в большинстве районов Закаспия (Копетдаг, Большой и Малый Балханы, Кубадаг и Туаркыр) представлены морскими осадками мощностью от 650 до 40 м, в которых выделены 4 аммонитовые зоны: Deshayesites tuarkyricus, D. weissi, D. deshayesi и Dufrenoya furcata¹ (Решения МСК..., 1977; Богданова, 1978). Уникальными являются разрезы Горного Мангышлака, где ископаемые трех верхних зон Туркмении содержатся в пласте, мощность которого не превышает 1.5 м. Этот пласт представляет собой плотный известковистый песчаник, содержащий гальки и гравий подстилающих пород и фосфоритов, и лежит в основании довольно мощной толщи глин с септариевыми конкрециями (аптские "септариевые" глины Н.И. Андрусова).

Подавляющее большинство исследователей нижнего мела Горного Мангышлака считали, что этим пластом известковистого песчаника или конгломерата (в литературе он часто фигурирует под названием "плита") ограничивается весь объем нижнего подъяруса апта (Луппов, 1932; Савельев, Василенко, 1963; Меловые отложения..., 1980). По составу аммонитов, включающему виды разных зон, А.А. Савельев предполо-

¹ Пленумом Меловой комиссии МСК в 1979 г. к нижнему апту была присоединена считавшаяся до этого времени барремской зона Turkmeniceras turkmenicum (Постановления МСК..., 1981; см. здесь же особое мнение, пункт 5, с. 65). жил, что породы, слагающие "плиту", представляют собой "типичные конденсированные слои" (Савельев, Василенко, 1963, с. 271). Вещественный состав пород "плиты" изучали Н.Ю. Клычева и М.И. Якуницкая (1963). Они же высказали предположение, что в ряде разрезов хр. Каратау к нижнему апту относится и часть "септариевых" глин над "плитой".

В 1971 и 1973 гг. Н.П. Лупповым, Т.Н. Богдановой и С.В. Лобачевой было изучено 17 выходов нижнеаптских отложений в районах Западного и Восточного Каратау, Карасязьской, Тумгашинской и Кугусемской структур (рис. 1). Были выяснены соотношение залегания этого пласта с подстилающими и покрывающими отложениями, в некоторых разрезах – возможность расчленения его по вещественному составу. Был изучен и содержащийся в нем комплекс ископаемых: аммониты и двустворки (определения Т.Н. Богдановой), брахиоподы² и морские ежи (определения С.В. Лобачевой), их послойное распределение.

Наиболее полно отражают особенности строения и вещественный состав аптской "плиты" на различных участках Каратауской и Кугусемской структур, а также распределение в ней палеон-

² Описанию брахиопод посвящена отдельная статья С.В. Лобачевой.



Рис. 1. Схема расположения разрезов нижнего апта на п-ве Мангышлак. 1 – выходы нижнемеловых отложений; 2 – разрезы: 1 – Чирчили, 2 – Сорбулак, 3 – Карашимрау, 4, 5 – Шаир, 6 – Когозбулак, 7 – Тущибек, 8 – Дощан, 9 – Джармыш, 10 – Куркрук, 11, 12 – Карасязь, 13 – Сармурун, 14 – Бесокты, 15, 16 – Кугусем.

тологических остатков, разрезы, приведенные на рис. 2-6. Во всех разрезах нижнеаптские отложения залегают с размывом и неровным контактом на подстилающих отложениях от средней юры (Бесокты) до пестроцветных лагунноморских отложений готерива и баррема (кугусемская свита).

В разрезе Чирчили (рис. 2) (западное окончание хр. Западный Каратау, у одноименного колодца) "плита" залегает на плотных темно-серых песчаниках готерива ("тригониевая" свита) и ограничена пластом темно-серого песчаника мощностью до 0.5 м, содержащего в большом количестве различного размера и окатанности гальки и фосфоритовые желваки. Кроме указанных на рис. 2 аммонитов, в пласте найдены многочисленные двустворки (Cucullaea, Lima s. str., Crenella, Thetironia, Arctica, Opis) и брахиоподы. Все органические остатки представлены фосфатизированными ядрами и обломками ядер. Покрывают аптскую "плиту" черные "жирные" глины среднеаптского возраста.

Такого же типа "плитой" представлены нижнеаптские отложения в разрезах Сорбулак, Шаир, Тущибек, Дощан, Карасязь, Сармурун и Бесокты.

В разрезе Карашимрау (рис. 3) (хр. Западный Каратау, в 7 км восточнее колодцев Карашим-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

рау) "плита" залегает на светло-зеленых массивных алевритистых глинах кугусемской свиты и имеет двучленное строение. Нижний слой представлен тонкими разностями пород и содержит гальки только в основании. Верхний слой известковистого песчаника богат линзами конгломера-



Рис. 2. Разрез Чирчили.

No 4

том 7

1999

1 – глины; 2 – пески, песчаники; 3 – конгломераты; 4 – поверхности размывов.



Рис. 3. Разрез Карашимрау.

 глины; 2 – алевритистые глины; 3 – мергели; 4 – пески, песчаники; 5 – известковистые песчаники; 6 – конгломераты; 7 – гальки глинистых и мергелистых пород; 8 – поверхности размывов.

та и гравелита. Фаунистические остатки в обоих слоях хорошей сохранности, при этом в верхнем пласте найдены аммониты только верхней зоны нижнего апта. Оба слоя по времени образования можно сопоставить с конгломератом разреза Чирчили.

В разрезе Когозбулак (рис. 4) (хр. Западный Каратау, западный борт урочища Когозбулак) "плита" по вещественному составу разделена на 4 слоя. Нижний слой, представляющий собой конгломерат с хорошо окатанными фосфоритовыми и глауконитовыми гальками, залегает с отчетливым размывом на серовато-зеленых глинистых алевролитах готерива и не содержит ископаемых. Во втором слое найдены редкие обломки дегезитов. Возможно, слои 1 и 2 образовались несколько раньше, чем отложения "плиты" в разрезах Чирчили и Карашимрау. Слои 3 и 4 содержат смешанную фауну всех зон нижнего апта и по времени образования, вероятнее всего, отвечают всему разрезу Карашимрау. Песчаники слоя 4 постепенно переходят в алевритистые, а выше - в черные, листоватые, темные, почти черные глины с горизонтом септариевых конкреций в кровле глин. В глинах найдены

редкие среднеаптские аммониты Epicheloniceras tschernyschewi Sinz.

В данном разрезе граница нижнего и среднего апта не совпадает с кровлей "плиты", а проходит выше, в рыхлой глинистой части разреза, так как в песчаниках над собственно "плитой" найдены еще раннеаптские аммониты (слой 4). Поскольку среднеаптские эпихелоницерасы везде на Мангышлаке указывались всегда только из толщи "септариевых" глин и никогда ниже, то граница подъярусов проведена нами в 0.5 м выше кровли "плиты" по появлению "чистых" глин без примеси алевритового или песчанистого материала.

В разрезе Дощан-Джармыш (рис. 5) (хр. Восточный Каратау, между кладбищем Дощан на западе и поселком Джармыш - на востоке) верхняя часть кугусемской свиты (до 7 м) представлена пачкой серовато-желтых грубозернистых песчаников, в основании косослоистых, в средней части – с крупными (до 2 м в диаметре) конкрециями плотных известковистых песчаников. По всей пачке прослеживаются линзы конгломератов и гравелитов часто с фосфоритовыми зернами. В кровле этой пачки залегает пласт (1 м), который фациально является частью ее, однако, именно он сопоставляется с аптской "плитой" по наличию в нем раннеаптской фауны. Этот пласт сложен желтовато-серыми, участками белесыми песчаниками со скоплениями галек и гравелитовых зерен в основании. Только в этом слое собраны раннеаптские аммониты (рис. 4), масса плохой сохранности двустворок родов Glycymeris, Aucellina, Chlamys, Camptonectes, Lima s. str., Exogyra, Thetironia, Opis, а также брахиоподы и морские ежи. В районе кладбища Дощан, в 5-6 км западнее данного разреза, можно наблюдать, как этот верхний пласт песчанистой пачки ложится на разные части подстилающей кугусемской свиты. С резким контактом "плиту" покрывают черные глины.

В разрезе Кугусем (рис. 6) (изучен в овраге, расположенном к западу от колодца Кугусем, в обрыве) верхние горизонты кугусемской свиты (около 17 м), так же, как и в предыдущем – Дощан-Джармыш, представлены преимущественно песчаниками, часто косослоистыми, с линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов. В данном разрезе по аналогии с многими каратаускими разрезами, а особенно с разрезом Дощан-Джармыш, за основание нижнего апта принят конгломерат слоя 1, залегающий в кровле песчанистой толщи, Н.Ю. Клычева и М.И. Якуницкая (1963) указывают на находки в этом слое аммонитов рода Deshayesites. В отличие от большинства каратауских разрезов, нижний апт здесь не ограничивается слоем конгломерата. В покрывающих



Рис. 4. Разрез Когозбулак.

1 – глины; 2 – глинистые алевролиты; 3 – алевролиты; 4 – песчаники с фосфоритовыми зернами; 5 – плотные оолитовые песчаники с фосфоритовыми зернами; 6 – конгломераты; 7 – гальки глинистых пород; 8 – поверхности размывов.

конгломерат глинах слоя 2 найдены нижнеаптские Dufrenoya (табл. II, фиг. 12, 13; табл. III, фиг. 7). Выше слоя 3, сложенного глинистыми алевролитами без ископаемых, залегает второй слой конгломерата, по составу и строению очень сходный с нижним и, кроме того, содержащий ядра Dufrenoya и Cheloniceras, что позволяет рассматривать его также в составе "плиты". Таким образом, в данном разрезе "плита" является как бы "расщепленной" толщей глин и алевролитов.

Так же, как в Каратау, граница между нижним и средним аптом проведена по подошве черных глин (слой 5), однако условно, поскольку в Кугусеме аммониты среднего апта встречаются крайне редко, а в рассматриваемом разрезе не найдены.

Как видно из приведенных характеристик разрезов, строение аптской "плиты", подстилающих и покрывающих ее слоев различное.



Рис. 5. Разрез Дощан.





Рис. 6. Разрез Кугусем.

No 4

том 7

1999

1 – глины; 2 – алевритистые глины; 3 – алевролиты;
4 – алевритистые песчаники; 5 – пески, песчаники; 6 – септариевые конкреции; 7 – конкреции мергелей; 8 – линзы гравелитов и конгломератов; 9 – конгломераты;
10 – поверхности размывов.

Виды аммонитов (* изоб-	Горный Мангышлак							Туркмения				Северный Кавказ				Южная Англия											
ражены на палеонтоло- гических таблицах 1–3)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
Deshayesites babaschensis*					7										+												
D. consobrinoides*	1			4	15									+	+							l			+		
D. dechyi*	17			7	19			4		3	2			+	+					+							
D. euglyphus*				2									+	+									۱.	+ '			
D. kudrjavzevi*				7										+	+					+			,				
D. lavaschensis*	20		1	16	54				ĺ											+							
D. levigatus			2											+													
D. luppovi*					1					1	1		+	+													
D. michailovae*				1										+	+		2										
D. pappi*	2		-											+													
D. robustocostatus				1													1			+							
D. semenovi sp. nov.*	1		3	13	29	2																					
D. terminalis		1													+												
D. cf. wiltshirei*	8	1									1														+		
Dufrenoya furcata*	3		2	4							1					+					+					+	
Dufrenoya dufrenoyi*	9		4	10												+											
D. subfurcata*				15	2											+					+						
D. fursovae*			1													+											
Cheloniceras cornuelianum*	10		23	5	13		4	1						+	+	+				+							
Ch. quadrarium*			1					:			1														+	+	
Ch. sinzowi sp. nov.*	15		4	10	7			3	3																		
Sanmartinoceras sp.					1												· ·										
Tropaeum sp. indet.					1																						1
Горный Мангышлак Разрезы: 1 – Чирцили 2 – Сорбудах 3 – Карашимрау (западиций) 4 – Шаир 5 – Когозбудах 6 – Айрахты 7 – Карашимрау (востоциций) $8 – Ту-$																											

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM 7

ž

4

1999

Таблица 1. Распространение аммонитов в разрезах нижнего апта Горного Мангышлака, в отложениях нижнего апта и пограничных слоях Туркмении, Северного Кавказа и Южной Англии

Горный Мангышлак. Разрезы: 1 – Чирчили, 2 – Сорбулак, 3 – Карашимрау (западный), 4 – Шаир, 5 – Когозбулак, 6 – Айракты, 7 – Карашимрау (восточный), 8 – Тущибек, 9 – Карадуан, 10 – Онды, 11 – Карасязь. Цифры в этой графе обозначают количество найденных экземпляров. Туркмения (Богданова, 1978). Зоны: 1 – Turkmeniceras turkmenicum (верхний баррем), 2 – Deshayesites tuarkyricus, 3 – D. weissi, 4 – D. deshayesi, 5 – Dufrenoya furcata (зоны 2–5 – нижний апт), 6 – Epicheloniceras subnodosocostatum (средний апт). Северный Кавказ (Друщиц, Михайлова, 1966). Зоны: 1 – Heteroceras astierianum, Imerites giraudi, Colchidites securiformis (верхний баррем), 2 – Deshayesites weissi – Procheloniceras albrechtiaustriae, 3 – D. dechyi – D. deshayesi, 4 – Dufrenoya furcata – D. subfurcata (зоны 2–4 – нижний апт), 5 – Cheloniceras subnodosocostatum – Colombiceras crassicostatum (верхний апт). Южная Англия (Casey, 1961). Зоны: 1 – Prodeshayesites fissicostatus, 2 – Deshayesites forbesi, 3 – D. deshayesi, 4 – Tropaeum bowerbanki (зоны 1–4 – нижний апт), 5 – Cheloniceras martinoides (верхний апт).

4

Ярус, подъярус	Англи	ия (Casey, 1961)	Северный Кавказ (Друщиц, Михайлова, Тка- чук, 1986)	Мангышлак	Туркмения (Бог- данова, 1978)		
Нижний	Tropaeum	Cheloniceras meyendorfi	Dufrenoya furcata	Dufrenoya furcata	Dufrenoya furcata		
апт	bowerbanky	Dufrenoya transitoria					
	Deshayesites	Deshayesites grandis	Deshayesites deshayesi	Deshayesites	Deshayesites deshayesi		
	deshayesi	Cheloniceras parinodum		deshayesi			
		Deshayesites callidiscus	Deshayesites weissi –	Deshayesites	Deshayesites weissi		
	Deshayesites forbesi	Deshayesites kiliani	Procheloniceras alb- rechti–austriae	weissi			
		Deshayesites fittoni					
	Prodeshayesites	Prodeshayesites obsoletus		$\gamma \gamma \gamma \gamma \gamma$	Deshayesites		
	fissiocostatus	Prodeshayesites bodei		Кугусемская	tuarkyricus		
Баррем	Вельд		Turkmeniceras turkmenicum- Matheronites ridzewsky	Свита	Turkmeniceras turkmenicum		

Таблица 2. Сопоставление схем расчленения нижнеаптских отложений

Однако при всех различиях к нижнему апту в большинстве случаев относится слой песчаника или главным образом конгломерата мощностью до 1.5 м, и лишь в кугусемской структуре нижнеаптскими также являются глины мощностью до 15 м, залегающие между двумя пластами конгломерата.

Как уже было сказано, Н.Ю. Клычева и М.И. Якуницкая (1963) в Каратау к нижнему апту относили часть "септариевых" глин над "плитой". Из трех приведенных авторами местонахождений, определенный интерес представляет разрез Чийли (южный склон Восточного Каратау). В нем к нижнему апту отнесено 76 м черных "жирных" глин, содержащих Cheloniceras sp., Deshayesites sp., Nuculana pseudomariae J. Nik. Однако точное положение находок аммонитов в глинах не указано. В остальных двух разрезах – Кериз и Каракудук – приведенные из глин в качестве обоснования возраста двустворки, на наш взгляд, не дают основания считать содержащие их отложения раннеаптскими. Ранее А.А. Савельев (Савельев, Василенко, 1963) уже указывал на недостаточность палеонтологического обоснования раннеаптского возраста такой мощности "септариевых" глин.

Изученный автором статьи комплекс аммонитов нижнего апта Горного Мангышлака (табл. 1) насчитывает 21 вид родов Deshayesites, Dufrenoya и Cheloniceras. Встречаются также неопределимые до вида обломки раковин Тгораеит, Тохосегаtoides и Ancyloceras. Четкого распределения зональных комплексов в аптской "плите" в большинстве разрезов Каратау не наблюдается. Однако на некоторых участках, где в "плите" выделяется более одного слоя, конгломераты в основании разрезов не содержат аммонитов (Карашимрау, Когозбулак), несколько выше найдены редкие дегезиты (Когозбулак, сл. 2), в средней части встречаются Deshayesites и Dufrenoya вместе, а в самых верхних слоях найдены только Dufrenoya и Cheloniceras (Когозбулак, сл. 4 и Кугусем, сл. 2 и 4).

Из встреченных аммонитов больше всего общих видов обнаружено с фауной нижнего апта Туркмении (Богданова, 1979, 1991). Из нижней зоны Deshayesites tuarkyricus в мангышлакской "плите" присутствуют два вида Deshayesites luppovi и D. euglyphus, распространение которых в Туркмении шире одной нижней зоны. Зональный вид-индекс – D. tuarkyricus и вид D. oglanlensis, ограниченные в своем распространении только нижней зоной, на Горном Мангышлаке не найдены. Поэтому присутствие в составе нижнего апта Горного Мангышлака зоны tuarkyricus остается пока не ясным. Скорее всего морское осадконакопление на Мангышлаке началось позднее этого времени. Определенный интерес представляют находки вида Deshayesites wiltshirei, который в Южной Англии характерен для зоны D. deshayesi, ее подзоны grandis (Casey, 1964). В более южных районах Закаспия – в Туаркыре, Большом Балхане и Кубадаге эта часть разрезов обычно размыта. Остальные мангышлакские аммониты, кроме местных видов Deshayesites semenovi и Cheloniceras sinzowi, являются известными и широко распространенными во многих районах, где присутствуют отложения нижнего апта.

В Европе и Азии существуют две схемы расчленения нижнеаптских отложений – для Бореальной и Тетической областей (табл. 2). Примером расчленения бореального нижнего апта является схема, разработанная Р. Кейси для Южной Англии (Casey, 1961). Для отложений Тетической области принята туркменская схема расчленения (Богданова, 1978; Hoedemaeker et al., 1993). Расчленение нижнего апта Мангышлака, показанное на табл. 2. является сугубо условным, так как зональные комплексы аммонитов в разрезах выделить не удалось. Однако в целом в мангышлакской "плите" присутствует достаточное количество видов, чтобы предположить наличие зон Туркмении и Северного Кавказа, а отсутствие многих английских видов показывает невозможность применения для его расчленения схемы нижнего апта Южной Англии. При этом следует отметить, что для отрезка времени deshayesi имеются общие виды с Англией – D. wiltshirei и Ch. quadrarium – отсутствующие в закаспийских разрезах (возможно, из-за размыва этих отложений). Аммонитовые ассоциации времени furcata в мангышлакском и английском бассейнах вновь были резко различными. В последнем преобладали гетероморфные аммониты, в частности род Tropaeum, в то время как на Мангышлаке и в Закаспии они были крайне малочисленны. Остатки раковин Tropaeum в основании "септариевых" глин скорее принадлежат среднеаптским представителям этого рода, так как встречены с аммонитами рода Luppovia, характерными в Закаспии для среднего апта.

Механизм формирования аптской "плиты", исходя из ее строения, насыщенности и состава ископаемой фауны, можно представить следующим образом. После накопления осадков кугусемской свиты готерив-барремского возраста, которые отлагались в условиях пресноводного или изредка осолонявшегося бассейна (Клычева, Якуницкая, 1963), наступила раннеаптская трансгрессия. Море в то время обрамляло острова современного Каратау. Данный слой образовался в краевых частях этого бассейна в условиях замедленного осадконакопления типа мелководно-шельфового конденсата, при частом чередовании накопления и размыва осадков.

Подобные нижнеаптской мангышлакской "плите" отложения, представленные маломощными песчаниками или конгломератами с фосфоритовыми гравием и гальками, неоднократно описывались в литературе. Некоторые исследователи называют такие слои "сгруженными" или конденсированными. Так, В.Б. Сапожников и М.Ш. Ташлиев (1969) в разрезе альба Гяурс-Дага (Туркмения) отмечают фосфоритовый пласт, содержащий фауну семи зон альба. Образование этого пласта они рассматривают не как результат одного глубокого размыва подстилающих отложений, а неоднократного чередования размыва и отложения осадка. Такой процесс, как они указывают, сопровождается фосфатизацией фаунистических остатков и образованием фосфоритовых галек с фосфатом нескольких генераций. На участках отмели, где режим отложения преобладал, фосфоритовые пласты могли "расщепляться" и разделяться иным типом осадка. Такую же картину мы наблюдаем и на Мангышлаке. Так, в районах колодцев Чирчили и Бесокты "плита" представлена маломощным (до 0.5 м) фосфоритовым песчаником с перемешанными ископаемыми или только нижнего апта (Чирчили), или нижнего и нижней зоны (или ее части) среднего (Бесокты). На других участках (Когозбулак) после образования базального конгломерата накопление осадочного материала несколько превосходило его вымывание, о чем свидетельствует некоторое увеличение мощности "плиты" до 1.5 м и приуроченность ранних дегезитид (род Deshayesites) к ее нижней части (сл. 2), а более молодых (род Dufrenoya) – к верхней (сл. 4). И, наконец, в районе колодцев Кугусем конденсация и размыв происходили скорее всего во время двух ранних зон раннего апта weissi и deshayesi, а время furcata характеризовалось нормальным морским осадконакоплением в условиях неглубоких затишных (глины) участков бассейна и вновь закончилось размывом в конце раннего или в начале среднего апта, т.е. в этом разрезе мы наблюдаем описанное выше "расщепление" двух "сгруженных" пластов.

Безусловно представления о формировании нижнеаптской "плиты" Мангышлака требуют дополнительного глубокого изучения и анализа фактического материала как с литологических, так и с седиментационных позиций. Приведенные в статье данные по составу и распределению аммонитов могут быть использованы при восстановлении более объективной истории геологических событий в раннем апте этого района.

Особо следует остановиться на нижнеаптских разрезах, подобных мангышлакским, в соседних регионах Северного Кавказа и Дагестана (Ренгартен, 1961; Мордвилко, 1962). В.П. Ренгартен связывал образование подобных слоев с наличием сильных течений, сопровождавших начальные этапы трансгрессий, которые вымывали осадки и "сгружали" органические остатки, в частности раковины аммонитов, которые жили в разное время. По данным В.П. Ренгартена и Т.А. Мордвилко, "сгруженные" пласты на Северном Кавказе содержат фауну двух (разрезы Цмур-чай, Гергебиль) или даже трех зон нижнего апта³ (разрезы Леваши, Андийское Койсу и др.).

³ Здесь и ниже стратиграфические объемы "сгруженных" пластов приведены в соответствии с зональным расчленением, принятым указанными авторами.

Позднее М.В. Какабадзе, И.В. Кванталиани и М.З. Шарикадзе (1978) дополнили исследования Ренгартена и Мордвилко в Дагестане и указали, что "сгруженный" пласт в разрезе Леваши содержит аммониты лишь двух зон нижнего апта – dechyi-deshayesi и furcata, а также зоны subnodosocostatum-crassicostatum среднего апта. На смешение в одном пласте конгломерата фаун баррема и апта указывает М.З. Шарикадзе (1974) в разрезе у села Ципа Молитской синклинали. Однако является ли этот пласт конденсированным, сказать трудно.

На Горном Мангышлаке, как показывают аммониты, трансгрессия началась скорее всего не с начала дегезитового времени, а со средних его этапов – зоны weissi. В Дагестане, по Т.А. Мордвилко (1962), наиболее заметным стратиграфическим уровнем появления "грубых песчанистых фаций" и "сгруженных" пластов являются также верхние дегезитовые пласты. По-видимому, эти два региона в раннеаптское время развивались в сходном геологическом режиме.

В заключение приводятся описания двух новых видов аммонитов. Коллекция хранится в ЦНИГРмузее им. Ф.Н. Чернышева в Санкт-Петербурге, № 12927 (в оригинальной и дублетной частях коллекции представлены экземпляры всех видов аммонитов, которые упоминаются в данной статье).

Отряд Ammonitida Подотряд Ancyloceratina Надсемейство Deshayesitaceae Семейство Deshayesitidae Stoyanov, 1949 Род Deshayesites Kasansky, 1914 Deshayesites semenovi⁴ Bogdanova, sp. nov.

Табл. І. фиг. 1, 2, 3

Hoplites weissi: Семенов, 1899, с. 112, табл. 3. фиг. 12a, 12б.

Голотип – 1/12927, ЦНИГРмузей, Санкт-Петербург; Мангышлак, хр. Западный Каратау, Когозбулак; нижний апт.

Материал. 49 экземпляров различных стадий роста.

Описание. Раковины крупные, уплощенные, умеренно и быстро возрастающие. Наружная сторона узкая, выпуклая, наружный перегиб плавный, боковые стороны слабо выпуклые (наибольшая толщина оборотов – в нижней трети высоты); пупковые стенки низкие, на ранних оборотах крутые, с ростом оборотов выполаживаются; пупковый перегиб плавный, сечение оборота в целом прямоугольно-овальное или треугольно-овальное; пупок умеренно узкий, ступенчатый.

Скульптура состоит из многочисленных радиальных ребер, главных и промежуточных. Характер ее с ростом раковины меняется. На оборотах диаметром менее 30-40 мм наблюдается частое чередование S-образно изогнутых главных ребер с 1-2 промежуточными ребрами, из которых одно возникает вблизи пупкового перегиба, а второе несколько выше (но обычно ниже середины оборота). Главные ребра начинаются у основания пупковой стенки и обычно переходят пупковый перегиб без усиления, на наружной стороне все ребра ослаблены. На оборотах диаметром 40-70 мм на ребрах отчетливо выделяются узкие пупковые гребни, затем ребра резко уплощаются, становятся струйчатыми, на этой же высоте оборота (примерно средние 2/4) возникают промежуточные ребра, часть из которых, возможно, ответвляется от главных, в верхней половине высоты ребра становятся отчетливее и имеют форму плоских струйчатых полос, разделенных очень узкими промежутками; наружную сторону все ребра пересекают в виде широкой, направленной резко вперед дуги. На более взрослых оборотах ребра грубеют; обычно наблюдаются вильчатые или трехраздельные главные ребра, между которыми вставляются 1 или 2 промежуточных ребра. Все ребра широкие, уплощенные, тесно поставленные; деление ребер происходит обычно ниже середины оборотов. Начало главных ребер сдвигается от основания пупковой стенки на пупковый перегиб. На наружной стороне все ребра сглажены.

Перегородочная линия внешней стороны оборота имеет элементы $EIU_1U_3U_4U_{5?}$ При этом лопасть U₁ и U₃ расположены на боковой стенке U₄ – на пупковом перегибе, U_{5?} – на пупковой стенке. По количеству и расположению умбиликальных лопастей вид принадлежит к группе Deshayesites tuarkyricus – D. oglanlensis подгруппы D. tuarkyricus (Богданова, 1979).

Сравнение. От большинства видов указанной выше группы мангышлакский вид отличается более узким пупком. От D. weissi Neum. et Uhl. (Neumayr, Uhlig, 1881, c. 51, табл. 46, фиг. 1, 1a) отличается меньшим количеством ребер и отсутствием ясно выраженных пучков. От D. callidiscus Casey (Casey, 1964, c. 327, табл. 49, фиг. 3, 4; табл. 51, фиг. 3; табл. 53, фиг. 2) отличается иным сечением оборота и более короткой стадией сглаженности ребер на боковой стороне. От D. similis Bogdanova (Богданова, 1991, с. 84, табл. 1, фиг. 2, 3; табл. 2, фиг. 7, 8) отличается меньшим количеством ребер и отсутствием пучков.

⁴ Вид назван в честь видного исследователя Мангышлака Вениамина Петровича Семенова.



НИЖНИЙ АПТ ГОРНОГО МАНГЫШЛАКА

Размеры (мм):

		4/12927	5/12927	6/12927	2/12927	
Диаметр раковины		26.6(100)	29.3(100)	36.2(100)	56.7(100)	
Диаметр пупка		4.7(18)	6.7(22)	7.0(19)	9.2(16)	
Высота оборота (В)		13.8(52)	14.0(47)	18.5(51)	28.7(50)	
Высота оборота (в)		6.6	8.5	11.6	18.6	
Скорость возрастания об	оротов (В/в)	2.1	1.6	1.6	1.5	
Толщина оборота		7.6(29)	8.1(27)	9.6(27)	12.5(27)	
Количество ребер на	наружных	29	28	30	26	
половину оборота	👌 пупковых	11	15	10-11	12	
		3/12927	7/12927	8/12927	9/12927	
Диаметр раковины		75.8(100)	76.5(100)	80.6(100)	89.2(100)	
Диаметр пупка		16.6(22)	13.0(17)	15.1(19)	19.6(22)	
Высота оборота (В)		35.2(46)	40.6(53)	38.5(48)	41.6(47)	
Высота оборота (в)		23.2	24.1	23.5	30.0	
Скорость возрастания о	боротов (В/в)	1.5	1.7	1.6	1.4	
Толщина оборота		19.0(25)	-	22.0(27)	27.5(31)	
Количество ребер на] наружных	32	39	34	33	
половину оборота	∫ пупковых	10	12	10	12	
		7/12927	3/12927			
Диаметр раковины		115.8(100)	118.0(100)			
Диаметр пупка		20.3(17)	20.3(17) 24.0(20)			
Высота оборота (В)		59.7(51) 50.3(46)				
Высота оборота (в)		38.2	32.1			
Скорость возрастания о	боротов (В/в)	1.6	1.6			
Толщина оборота		-	28.0(25)			
Количество ребер на	д наружных	45	32			
половину оборота	∫ пупковых	14	14			

Местонахождение. Горный Мангышлак, хр. Западный Каратау: Чирчили, Сорбулак, Карашимрау, Шаир, Когозбулак, Айракты, нижний апт. Cheloniceras sinzowi¹ Bogdanova, sp. nov.

Табл. III, фиг. 5, 6

Cheloniceras seminodosum: Sinzow, 1906, с. 165, табл. 1, фиг. 3a, 3b, 3c.

Голотип – 32/12927, ЦНИГР музей, Санкт-Петербург; Мангышлак, хр. Западный Каратау, Карашимрау; нижний апт.

Материал. 52 экземпляра различной сохранности.

Описание. Мелкие раковины с сильно вздутыми и умеренно возрастающими оборотами прямоугольно-овального очертания, у которых толщина превышает высоту. Наружная сторона широкая, умеренно выпуклая, боковые стороны низкие, выпуклые, связаны с наружной стороной плавным

Таблица I. 1, 2, 3 – Deshayesites semenovi Bogdanova, sp. nov. 1 – 2/12927: сбоку; 2 – 3/12927: а – сбоку, 6 – наружная сторона; 3 – голотип 1/12927: сбоку. Западный Каратау, Когозбулак. Нижний апт (осыпь слоев 3-4). 4, 5, 6, 7 – Deshayesites lavaschensis Kasansky. 4 – 10/12927: а – сбоку, 6 – наружная сторона. Западный Каратау, Чирчили. Нижний апт. 5 – 12/12927: сбоку; 6 – 11/12927: сбоку; 7 – 13/12927: сбоку. Западный Каратау, Когозбулак. Нижний апт. (слой 3). 8 – Deshayesites pappi Bogdanova. 16/12927: сбоку. Западный Каратау, Чирчили. Нижний апт. 9 – Deshayesites babaschensis Bogdanova. 14/12927: а – сбоку, 6 – со стороны устья. Западный Каратау, Когозбулак. Нижний апт (осыпь слоев 3-4). 10 – Deshayesites luppovi Bogdanova. 15/12927: сбоку. Западный Каратау, Когозбулак. Нижний апт (осыпь слоев 3-4).

¹ Вид назван в честь известного палеонтолога Ивана Федоровича Синцова.



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 4 1999

перегибом. Пупковая стенка низкая, отвесная, пупковый перегиб неотчетливый. Пупок широкий, ступенчатый.

Скульптура на оборотах диаметром менее 25 мм представлена радиальными ребрами (главными и промежуточными) и двумя рядами бугорков или гребней (пупковых и боковых). Главные ребра начинаются от шва, пересекают пупковый перегиб с коленчатым изломом. На главных ребрах наблюдаются краевые бугорки или острые коленчатые гребни, от которых нередко ответвляются (ветвление заднее) более слабые, чем главные, промежуточные ребра. Одиночные промежуточные ребра возникают так же низко на пупковой стенке, но они более тонкие, чем главные, и лишены боковых бугорков. На оборотах диаметром более 25 мм утрачиваются бугорки (на редких ребрах наблюдается лишь неотчетливый излом), исчезает деление ребер, вместо него появляются короткие промежуточные ребра. Все ребра почти сравниваются по развитию, наружную сторону пересекают перпендикулярно или слабо изгибаясь к устью. На некоторых экземплярах ребра на середине наружной стороны слабо понижаются, а по бокам понижения наблюдаются легкие коленчатые изломы.

Размеры (мм):

		33/12927	34/12927	32/12927	32/12927
				голотип	
Диаметр раковины		26.6(100)	25.9(100)	31.7(100)	36.0(100)
Диаметр пупка		9.0(34)	_	12.5(40)	12.4(35)
Высота оборота (В)		11.0(41)	9.0(3.5)	10.6(30)	13.5(37)
Высота оборота (в)		7.4	6.0	8.2	9.9
Скорость возрастания оборотов (В/в)		1.49	1.49 1.50		1.36
Толщина оборота		14.5(54)	13.8(53)	16.2(51)	20.0(55)
Количество ребер на] наружных	21	-	23	_
половину оборота	∫ пупковых	13	-	16	-

Сравнение. От Ch. seminodosum Sinzow (1906, с. 164, табл. 1, фиг. 4, 5, 6) отличается менее широким сечением, более тонкими ребрами и отсут-

ствием стадии с вновь возникающими бугорками. От очень близкого английского вида Ch. minimum Casey (1962, с. 217, табл. 35, фиг. 5а–5с), который тоже представляет собой микроконх – исчезновением на последних оборотах бугорков и ветвления ребер, которое ясно демонстрирует фиг. 5а в работе Р. Кейси. Определенное сходство описываемые экземпляры имеют с Ch. cornuelianum pygmaeum Nikschitsch (Никшич, 1915, с. 17, табл. 1, фиг. 7, 8), однако определить видовую принадлежность аммонитов, изображенных И. Никшичем, невозможно, так как известны лишь начальные обороты (до диаметра 20 мм).

Распространение. Мангышлак. Нижний апт.

Местонахождение. Горный Мангышлак, хр. Западный Каратау: Чирчили, Карашимрау, Шаир, Когозбулак, Тущибек; хр. Восточный Каратау: Джапракты, Карадуан. Нижний апт.

Исследования выполнены при поддержке учрежденного Дж. Соросом фонда "Культурная

Таблица II. 1 – Deshayesites consobrinoides Sinzow. 17/12927: сбоку. Западный Каратау, Шаир. Нижний апт. 2 – Deshayesites michailovae Bogdanova, Kvantaliani, Sharikadze. 18/12927: сбоку. Западный Каратау, Шаир. Нижний апт. 3, 4 - Deshayesites dechyi Papp. 3 -20/12927: сбоку; 4 - 19/12927: а - сбоку, б - наружная сторона. Западный Каратау, Чирчили. Нижний апт. 5 - Deshayesites kudrjavzevi I. Michailova. 21/12927: сбоку (1/2). Западный Каратау, Шаир. Нижний апт. 6 -Deshayesites cf. wiltshirei Casey. 23/12927: а - сбоку, б наружная сторона. Западный Каратау, Чирчили. Нижний апт. 7 - Deshayesites euglyphus Casey. 22/12927: сбоку. Западный Каратау, Шаир. Нижний апт. 8 – Dufrenoya furcata Sowerby. 24/12927: а - сбоку, б - наружная сторона. Западный Каратау, Шаир. Нижний апт. 9 - Dufrenoya subfurcata Kasansky. 26/12927: а - сбоку, б - наружная сторона. Западный Каратау, Когозбулак. Нижний апт (осыпь слоев 3-4). 10 - Dufrenoya fursovae Bogdanova. 28/12927: а - сбоку, б - наружная сторона. Западный Каратау, Карашимрау. Нижний апт (слой 2). 11 - Sanmartinoceras sp. indet. 39/12927. Юго-Восточный Мангышлак, Кугусем. Нижний апт (глины зоны Dufrenoya furcata). 12, 13 – Dufrenoya sp. indet. (отпечатки и обломки ядер). 12 – 29/12927, 13 – 31/12927. Юго-Восточный Мангышлак, Кугусем. Нижний апт (глины зоны Dufrenoya furcata).



Таблица III. 1 – Dufrenoya furcata Sowerby. 25/12927: а – сбоку, б – наружная сторона. Западный Каратау, Шаир. Нижний апт (сборы Н.К. Гордеева). 2 – Dufrenoya dufrenoyi d'Orbigny. 27/12927: а – сбоку, б – наружная сторона. Западный Каратау, Шаир. Нижний апт. 3 – Cheloniceras cornuelianum d'Orbigny. 37/12927: сбоку. Западный Каратау, Карашимрау. Нижний апт (слой 2). 4 – Cheloniceras quadrarium Casey. 38/12927: сбоку. Западный Каратау, Карашимрау. Нижний апт (слой 1). 5, 6 – Cheloniceras sinzowi Bogdanova, sp. nov. 5 – 36/12927: а – сбоку, б – со стороны устья, в – наружная сторона. Восточный Каратау, Карадуан. Нижний апт (сборы А.П. Ильиной, Е.Д. Соколовой, А.Г. Эберзина, 1926 г.). 6 – 32/12927, голотип: сбоку. Западный Каратау, Карашимрау. Нижний апт (слой 2). 7 – Dufrenoya sp. indet. 30/12927: ядро. Юго-Восточный Мангышлак, Кугусем. Нижний апт (глины зоны Dufrenoya furcata).

инициатива" и Академии естественных наук России по программе "Биоразнообразие".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданова Т.Н. О расчленении нижнего апта Туркмении // Ежегодник Всес. палеонтол. о-ва. Л.: Наука, 1978. Т. 21. С. 70–81.

Богданова Т.Н. Аммониты семейства Deshayesitidae Туркмении // Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли // Тр. 19-й сессии Всес. палеонтол. о-ва. Л.: Наука, 1979. С. 152–169.

Богданова Т.Н. Новые виды аммонитов из нижнего апта Туркмении // Ежегодник Всес. палеонтол. о-ва. Л.: Наука, 1991. Т. 34. С. 77–98.

Друщиц В.В., Михайлова И.А. Биостратиграфия нижнего мела Северного Кавказа. М.: Изд-во Моск. унта, 1966. 189 с. Друщиц В.В., Михайлова И.А., Ткачук Г.А. Центральная часть Северного склона Кавказа // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 152–160.

Какабадзе М.В., Кванталиани И.В., Шарикадзе М.З. К стратиграфии нижнего апта и смежных отложений Центрального Дагестана // Сообщ. АН ГрузССР. 1978. Т. 92. № 1. С. 121–134.

Клычева Н.Ю., Якуницкая М.И. Стратиграфия и фации нижнемеловых отложений Мангышлака // Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 218. С. 301–341.

Луппов Н.П. К стратиграфии неокомских отложений Мангышлака // Изв. Всес. геол.-развед. объед. 1932. Т. 41. Вып. 40. С. 607–634.

Меловые отложения обрамления Каспийского моря. М.: Наука, 1980. 245 с.

Мордвилко Т.А. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. М. – Л.: Наука, 1962. Т. 2. 296 с. *Никшич И.* Представители рода Douvilleiceras из аптских отложений на Северном склоне Кавказа // Тр. Геод. ком-та. Нов. сер. 1915. Вып. 121. С. 53.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ. 1981. Вып. 19. С. 59–65.

Ренгартен В.П. Опорные разрезы нижнемеловых отложений Дагестана. М. – Л.: Изд-во Акад. наук СССР, 1961. 86 с.

Решения Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии (Самарканд, 1971). Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 48 с.

Савельев А.А., Василенко В.П. Фаунистическое обоснование стратиграфии нижнемеловых отложений Мангышлака // Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 218. С. 248–300.

Сапожников В.Б., Ташлиев М.Ш. Альбские фосфориты Гяурс-Дага // Изв. Акад. наук ТуркмССР. Сер. физ.техн., хим. и геол. наук. 1969. № 5. С. 101–106.

Семенов В.П. Фауна меловых образований Мангышлака и некоторых других пунктов Закаспийского края // Тр. СПб о-ва естествоисп. Отд. геол. и минерал. 1899. Т. 28. Вып. 5. С. 178.

Шарикадзе М.З. О взаимоотношении барремских и аптских отложений в Молитской синклинали // Тр. Груз. Политехн. ин-та. 1974. № 4(168). С. 20–24.

Casey R. The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand // Palaeontology. 1961. V. 3. Pt. 4. P. 487–621.

Casey R. A Monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. Pt 4 // Monogr. Palaeontogr. Soc. 1962. V. 116. P. 217–288.

Casey R.A. Monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. Pt 5 // Monogr. Palaeontogr. Soc. 1964. V. 117. P. 289–398.

Hoedemaeker Ph.J., Company M. (Reporters) & 16 co-authors. Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region; basis for the stratigraphic correlations within IGCP-Project 262 // Revista Española de Paleontología. 1993. V. 8. № 1. P. 117-120.

Neumayr N., Uhlig V. Die Ammoniten aus den Hilsbildungen Norddeutschlands // Palaeontographica. 1881. Bd. 27. S. 1-75.

Sinzow I. Die Beschreibung einiger Douvilleiceras-Arten aus dem oberen Neocom Russland // Verhandl. der Kaiserlichen Russ. Mineral. Gesellsch. 1906. Bd. 44. Lfr. 1. S. 157– 197.

Рецензенты Д.П. Найдин, Е.Ю. Барабошкин

УДК 563.14:551.763.333(571.642)

НОВОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ КАМПАНСКИХ РАДИОЛЯРИЙ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ САХАЛИНЕ

© 1999 г. Л. Г. Брагина

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия Поступила в редакцию 01.10.97 г., получена после доработки 17.12.97 г.

В бассейне р. Сусуя (Юго-Западный Сахалин) в отложениях низов нижнекрасноярковской подсвиты (верхний кампан) обнаружена представительная ассоциация радиолярий, отличающаяся по таксономическому составу от ранее известных одновозрастных сообществ Сахалина. Сравнения с одновозрастными ассоциациями как смежных, так и весьма удаленных районов, показали слабую степень коррелируемости изученного комплекса радиолярий. В статье описан новый род Bipylomella gen. nov., а также три новых вида: Bipylomella sachalinica sp. nov., Hexalonche (?) horridus sp. nov. и Spongostaurus (?) sachalinensis sp. nov.

Ключевые слова. Стратиграфия, Сахалин, кампан, радиолярии, корреляция, эндемизм.

Радиолярии кампана Западно-Сахалинских гор известны из отложений красноярковской свиты (Опорный разрез..., 1987) в районе Холмского шоссе (западнее г. Южно-Сахалинска). В результате полевых работ 1992 г. удалось выявить еще одно местонахождение в долине р. Сусуя у пос. Синегорск. Разрез красноярковской свиты в этом районе сходен со стратотипическим бассейна р. Красноярки и представлен здесь (рисунок) песчаниками известковистыми серыми средне- и мелкозернистыми с прослоями алевролитов серых, содержащих частые и крупные (до 30-40 см в диаметре) карбонатные конкреции с остатками Schmidticeramus schmidti (Mich.), I. sachalinensis Sok., I. orientalis Sok. и перекрытых алевролитами темно-серыми с прослоями песчаников серых мелкозернистых с карбонатными конкрециями, содержащими Canadoceras sp., Pachydiscus cf. neubergicus Hauer.

В нижней части пачки песчаников красноярковской свиты (80 м от подошвы) в одной из конкреций обнаружены радиолярии: Crucella espartoensis Pessagno, C. zonovae Kasinzova, Cuboctostylus kasinzovae Bragina (Bragina, in press), Hexalonche (?) horridus sp. nov., Patellula verteroensis Pessagno, Patulibracchium cf. petroleumensis Pessagno, P. vereshagini Kasinozova, Phacodiscus (?) sp., Phaseliforma carinata Pessagno, Bipylomella sachalinica sp. nov., Pseudoaulophacus floresensis Pessagno, Spongostaurus (?) hokkaidoensis Taketani, S. (?) sachalinensis sp. nov., Amphipyndax stocki (Campbell et Clark), A. aff. ellipticus Nakaseko et Nishimura, Archaeodictyomitra striata (Lipman), A. squinaboli Pessagno, Clathrocyclas sp., Eucyrtidium sp. A, Lithostrobus cf. zhamoidai Kasinozova, Stichomitra livermorensis (Campbell et Clark), Theocampe guttaeformis Bragina, Vistylaria magna Gorka, Stylodruppa bifascicula Kasinzova.

Дезинтеграция конкреций при помощи 10% уксусной кислоты позволила выявить в одной из них радиоляриевый комплекс хорошей сохранности и высокого разнообразия. Таксономический состав этого комплекса довольно близок таковому одновозрастной ассоциации с Pseudoaulophacus floresensis-Stichomitra livermorensis, изученной Л.И. Казинцовой (Казинцова, 1979; Атлас руководящих групп..., 1993). Однако здесь встречен целый ряд видов, ранее в одновозрастных ассоциациях данного района не отмеченных. Изученная ассоциация богата количественно и морфологически разнообразна, все виды в количественном отношении представлены практически поровну, за исключением нескольких представителей семейства Actinommidae, имеющих численное преобладание. Радиолярии в основном тонкостенные (табл. I, фиг. 1, 5, 8; табл. II, фиг., табл. III, 1, 2, 9) (Stichomitra livermorensis, Amphipyndax stocki), Beлик удельный вес ажурных форм (Actinommidae) (табл. II, фиг. 1, 2, 4-6). Дискоиды же и пруноиды данной ассоциации, как правило, имеют губчатые оболочки. Поверхность раковинок может быть сглаженная (Amphipyndax ellipticus), но чаще шиповатая (Amphipyndax stocki). Часть видов имеет закономерно расположенные поры правильной круглой формы (Vistylaria magna), а также заключенные в решетчатые каркасы (Lithostrobus zhamoidai), поры других видов расположены на поверхности незакономерно, изменяются по форме и размеру (Spongostaurus (?) sachalinensis sp. nov.). Встречены формы с псевдоаулофакоидным строением стенки (Pseudoaulophacus floresensis). Интересно очень сильное обрастание патагием представителей вида Patulibracchium petroleumensis. Эта же особенность внешнего облика характеризует данный вид, остатки которого выделены из отло-





Разрез верхнего мела района р. Сусуя (Западно-Сахалинские горы).

Схематическая геологическая карта (а).

Условные обозначения к плану местности: 1 – кайнозой; 2 – мел; 3 – домеловые отложения; 4 – разломы. Литологическая колонка (б).

Условные обозначения к колонке: 5 – алевролиты; 6 – песчаник с прослоями алевролитов; 7 – глины; 8 – песчаник; 9 – карбонатные конкреции; 10 – фауна, присутствующая во вмещающих отложениях (а – иноцерамы; б – радиолярии); кг – красноярковская свита, bk – быковская свита.

жений, известных на Холмском шоссе (Опорный разрез..., 1987, табл. XXXV, фиг. 9). Особо сложным строением отличаются некоторые Actinommidae, обладающие несколькими оболочками. Часто невозможно определить, где закончились элементы внутренней оболочки, нередко представленной сложноветвящимся образованием. Л.И. Казинцова (Атлас руководящих групп..., 1993) указывает на присутствие в ассоциации целого ряда видов, не известных по литературным данным. Большая их часть - это очень крупные сфереллярии, со сложным характером взаимоотношений оболочек, а также представители родов Eucyrtidium, Clathrocyclas, Phacodiscus. В результате проведенных исследований среди членов данной ассоциации удалось выявить присутствие дискоидов весьма необычного вида: с двумя пиломами. Ранее в мелу подобные таксоны известны не были. Еще одной характерной особенностью изученной ассоциации явилось присутствие здесь спикулонесущих сфереллярий, а именно, одного из представителей рода Cuboctostylus (Cuboctostylus kasinzovae Bragina in press). Это весьма интересная находка, поскольку до недавнего времени спикулонесущие сфереллярии в позднем мезозое были практически неизвестны. Лишь недавно П. Думитрика (Dumitrica, 1994) описал ранне- и среднемеловых представителей спикулонесущих форм, отнесенных к выделенному данным автором роду Pyloctostylus. Наличие в столь удаленном от Средиземноморья и Калифорнии районе подобных форм (тем более представленных другим родом, впервые обнаруженным на Сахалине) (Bragina, 1997) значительно расширяет ареал существования спикулонесущих, позволяя утверждать, что в позднем мелу подобные таксоны не являются реликтами. Редкость же присутствия их в радиоляриевых ассоциациях объясняется другими причинами. Трудность поиска этих крупных и ажурных радиолярий заключается в том, что из-за своей хрупкости они весьма редко сохраняются во вмещающих отложениях. Следовательно, будут они найдены или нет - в большей степени зависит от литологических особенностей пород, из которых выделяются остатки радиолярий. В данном случае карбонатные конкреции являются идеальным материалом, обеспечивающим сохранность хрупких, ажурных форм.

Л.И. Казинцова выделяет (Атлас руководящих групп..., 1993) на территории Юго-Западного Сахалина две ассоциации кампана: 1) раннекампанскую - co Spongostaurus (?) hokkaidoensis - Hexacontium sp.: 2) позднекампанскую – с Pseudoaulophacus floresensis-Stichomitra livermorensis. Представленная в данной работе ассоциация имеет позднекампанский возраст, однако содержит Spongostaurus (?) hokkaidoensis. Этот вид. описанный из кампанских отложений о. Хоккайдо (Taketani, 1982), был принят зональным для кампана Японии. Поэтому присутствие данного вида и в изученном позднекампанском комплексе ставит под сомнение необходимость использования его в качестве характерного для раннего кампана Сахалина (Атлас руководящих групп..., 1993). Более правильно было бы говорить, что данный вид обычен для всего кампана Сахалина.

Анализ списочного состава данной ассоциации показывает, что она приблизительно на 30% состоит из видов, известных в Калифорнии (Сатрbell, Clark, 1944; Pessagno, 1976). При сравнении с холодноводными одновозрастными ассоциациями Среднего Поволжья (Брагина и др., в печати) удалось выявить лишь несколько общих видов: Атphipyndax stocki, Archaeodictyomitra squinaboli, Pseudoaulophacus floresensis. Также невелик удельный вес общих видов с сантон-раннекампанской (?) ассоциацией Подмосковья: Patulibracchium petroleumensis, Amphipyndax stocki (Брагина, 1994), с одновозрастным комплексом Западно-Сибирской низменности (Козлова, Горбовец, 1966) общий вид всего один - Amphipyndax stocki, описанный А.Н. Горбовец как Dictyomitra uralica. С кампанскими комплексами Польши (Gorka, 1989) три общих вида: Crucella espartoensis, A. stocki, a также Vistularia magna, присутствие которого на Дальнем Востоке отмечается впервые.

Вышеперечисленные районы весьма удалены от Западно-Сахалинских гор. Какова же степень коррелируемости данной ассоциации с дальневосточными? На Дальнем Востоке данный комплекс наиболее близок по таксономическому составу с ассоциацией верхнего сантона-нижнего кампана Пенжинской губы (Брагина, 1991б), в котором помимо Theocampe guttaeformis и Amphipyndax stocki, присутствуют обломки Cuboctostylus kasinzovae, а также пять новых, еще не описанных видов, принадлежащих к Actinommidae. Не исключено, что большое сходство обеих ассоциаций связано с исключительно благоприятныусловиями захоронения, ΜИ обеспечившими очень большой процент сохранности за счет литологических свойств пород (в обоих случаях радиолярии были извлечены из карбонатных конкреций). Сравнение с другим дальневосточным комплексом позднекампанско-маастрихстского возраста, выделенным из отложений о. Шикотан (Брагина, 1991а), указывает на почти полное различие сравниваемых комплексов, что может быть объяснено более молодым возрастом последнего.

Кампанско-маастрихтский комплекс Валагинского хребта имеет всего один общий вид с изученным комплексом (Вишневская, Бернард, 1986).

Кампанские ассоциации группы Шиманто (юго-западная Япония) охарактеризованы таксонами, типичными для тропиков (Nakaseko, Nishimura, 1982; Hashimoto, Ishida, 1997), и имеют с изученной ассоциацией Сахалина всего один общий вид: Amphipyndax stocki. На территории о. Хоккайдо (Taketani, 1982) известны ассоциации, имеющие с изученной три общих вида: Amphipyndax stocki, Spongostaurus (?) hokkaidoensis, Crucella espartoensis. Корреляция Сахалина и Хоккайдо по фораминиферам оказалась также весьма слабой (Taketani, 1982; Maiya, Takayanagi, 1977). Однако степень сходства ассоциаций одновозрастных иноцерамид этих районов довольно велика (Атлас руководящих групп..., 1993; Matsumoto, 1977) - более половины общих видов. Незначительную степень сходства радиолярий и фораминифер, выделенных из одновозрастных отложений, являющихся частями одного Хоккайдо-Сахалинского палеобассейна, можно объяснить недостаточной степенью изученности микрофауны данного района. Не исключено, однако, что различия вызваны иной причиной – принадлежностью фаунистических сообществ Сахалина к другому палеоклиматическому поясу.

выводы

В результате проведенных исследований удалось выделить рациоляриевую ассоциацию. включающую ряд таксонов, ранее в данном районе не отмеченных. Особую ценность имеет находка спикулонесущих форм. Описан новый род Bipylomella, а также три вида: Bipylomella sachalinica sp. nov., Spongostaurus (?) sachalinensis sp. nov., Hexalonche (?) horridus sp. nov. Сравнение одновозрастных радиоляриевых ассоциаций с изученной показало весьма слабую степень коррелируемости не только с комплексами весьма удаленных районов, но и с расположенными довольно близко. Малое количество общих видов с ассоциациями кампана о. Хоккайдо и о. Сикоку может свидетельствовать как о недостаточной степени изученности, так и о принадлежности этих сообществ к различным палеоклиматическим поясам. Достаточно высокая степень коррелируемости с весьма удаленными комплексами субтропиков объясняется хорошей изученностью последних.

Одной из важнейших характеристик фауны Тихоокеанской палеогеографической области считается довольно высокая степень эндемизма. Изучение данного комплекса еще раз подтверждает данную точку зрения. В комплексе присутствует целый ряд видов, требующих в дальнейшем серьезного изучения и описания.

Палеонтологические описания Семейство Spongodiscidae Haeckel, 1882 Род Bipylomella gen. nov.

Типовой вид. Bipylomella sachalinica sp. nov.

Haзвание. Bipylomella – (лат.) двупиломная.

Описание. Крупная двояковыпуклая дискоидная раковина субтреугольной формы, имеющая два пилома, ориентированных в вершины углов треугольника. Внутреннее заполнение раковины – ажурная губчатая ткань.

Сравнение. Представители Bipylomella gen. nov. отличаются от форм рода Spongopyle наличием двух пиломов, а также характером внутреннего заполнения, лишенного кольцеобразного навивания.

Замечания. В позднемеловых ассоциациях дискоидные и пруноидные таксоны с пиломом встречаются довольно редко. Подобный элемент строения скелета более характерен для кайнозойских и современных форм (Dreyer, 1889; Петрушевская, 1967). Так, меловой вид Spongopyle insolita Koslova был отнесен к роду Spongopyle, описанному Дрейером (Dreyer, 1889) из современных радиоляриевых сообществ Индийского океана. Представители рода Spongopyle имеют всего один пилом, а внутри раковины находятся концентрические кольца. Несмотря на длительный период изучения таксонов, имеющих пилом, до сих пор этот термин понимается неоднозначно. Дрейер (Dreyer, 1889), впервые употребивший этот термин, подразумевал воронкообразное углубление, оформленное в виде трубочки, связанной, как считает М.Г. Петрушевская (Петрушевская, 1967), с радиальными иглами. Однако воронкообразное отверстие может быть и у форм, имеющих губчатое внутреннее заполнение. В связи с неоднозначностью термина не до конца ясно, следует ли пользоваться термином "пилом" для подобных форм. Видимо, для решения этого вопроса требуется детальное изучение внутреннего строения кайнозойских и современных таксонов подобного вида.

Bipylomella sachalinica sp. nov.

Табл. I, фиг. 1-3.

Голотип. № 4850/1, Западный Сахалин, р. Сусуя, I пачка красноярковской свиты, кампан.

Название. Sachalinica – (лат.) по месту первой находки.

Описание. Крупная двояковыпуклая дискоидная раковина субтреугольной формы. Два пилома ориентированы в наиболее близко отстоящие друг от друга угла треугольника и имеют форму двух вытянутых трубок, осложненных по периферии иглами. Имеется слабо развитый киль, в вершинах треугольника осложненный мелкими шипиками. Ясно выраженные пиломы развиты у более зрелых особей (табл. I, фиг. 1), у молодых форм он слабо развит (табл. I, фиг. 2, 3), и снаружи наблюдаются лишь несколько сочлененных игл более крупного размера. Поверхность раковинки очень мелкопористая с порами приблизительно одного размера округлой формы и покрыта очень мелкими шипиками неправильной формы. В отдельных местах несколько сросшихся шипиков могут выглядеть как слабо развитые гребни. Внутри раковинка заполнена очень рыхлой губчатой тканью, уплотненной в центральной части, где имеется субдискоидное стяжение.

Размеры, мкм. Диаметр раковины 180–230, диаметр пиломов – 40–80.

Распространение. Кампан Западного Сахалина, І пачка красноярковской свиты.

Материал. 6 полных экземпляров, многочисленные обломки.

Род Spongostaurus Haeckel, 1882

Spongostaurus (?) sachalinensis sp. nov.

Табл. І, фиг. 4а, 4б.

Голотип. № 4850/2, Западно-Сахалинские горы, р. Сусуя, I пачка красноярковской свиты.

Название. Sachalinensis – (лат.) по месту первой находки.

Описание. Субквадратная, почти сферической формы раковинка, с четырьмя короткими трехгранными иглами, ориентированными в углы четырехугольника. Поверхность раковинки покрыта довольно крупными порами от овальной до правильной круглой формы. Диаметр пор приблизительно равен расстоянию между соседними порами. Внутренняя полость заполнена настолько ажурной губчатой тканью, что через самые крупные поры на поверхности раковинка просвечивает насквозь (табл. I, фиг. 4а).

Размеры, мкм. Диаметр раковинки – 200–250, размер игл – 40–60.

Сравнение. Отличается от Spongostaurus (?) hokkaidoensis Taketani более крупным размером пор, а также характером внутреннего заполнения раковинки.

Распространение. Западно-Сахалинские горы, р. Сусуя, I пачка красноярковской свиты.

Материал. 5 экземпляров.

1999

Семейство Cubosphaeridae Haeckel, 1882

Род Hexalonche Haeckel, 1882

Hexalonche (?) horridus sp. nov.

Табл. II, фиг. 1, 2, 4-6.

Голотип. № 4850/3, Западно-Сахалинские горы, р. Сусуя, I пачка красноярковской свиты.

Название. Horridus – (лат.) ужасный.

Описание. Шиповатая сферическая форма с массивными радиальными иглами Y-образной



Таблица I. Радиолярии позднего кампана Юго-Западного Сахалина (таблицы I–III). 1–3 – Bipylomella sachalinica sp. nov., $1 - \times 500$; 2, $3 - \times 200$. 4a, б. Spongostaurus (?) sachalinensis sp. nov., $\times 200.5$ – Phaco-discus sp., $\times 200.6$, 7 – Gen. et sp. indet. A, $6 - \times 200$; 7 – $\times 100.8$ – Gen. et sp. indet., $\times 200.9$ – Gen. et sp. indet. A, $\times 500.10$, 11 – Gen. et sp. indet., $\times 200$.



Таблица II. 1, 2 – Hexalonche (?) horridus sp. nov., ×500. 3 – Stylodruppa bifascicula Kasinzova, ×500. 4 – Hexalonche (?) horridus sp. nov., ×1000. 5 – Hexalonche (?) horridus sp. nov., ×500. 6 – Hexalonche (?) horridus sp. nov., ×200.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 4 1999



Таблица III. 1 – Clathrocyclas sp., ×200. 2 – Amphipyndax aff. ellipticus Nakaseko et Nishimura, ×200. 3 – Stylodruppa aff. bifascicula Kasinzova, ×500. 4, 5 – Eucyrtidium sp. A, ×400. 6 – Vistylaria magna Gorka, ×400. 7 – Archaeodictyomitra squinaboli Pessagno, ×100. 8 – Cornutella? sp., ×200. 9 – Clathrocyclas sp. A, ×200. 10 – Clathrocyclas sp. A, ×500. 11 – Patulibracchium vereshagini Kasinzova, ×200. 12 – Patulibracchium cf. petroleumensis Pessagno, ×500.

формы. Внешняя оболочка имеет беспорядочно расположенные крупные поры от многоугольной по округлой формы, причем их диаметр в 2-3 раза превышает расстояние между двумя соседними порами. В местах сочленения нескольких пор имеются шипики, варьирующие по длине и толщине. Внутренняя поверхность внешней оболочки покрыта тонкими шипиками того же характера и расположения, что и снаружи, но значительно варьирующими по длине. Эта поверхность не идеально сферическая, поскольку ее толщина изменчива. Внутренняя сферическая оболочка почти в два раза меньше по диаметру и соединена с внешней с помощью 6-8 главных игл, а также наиболее длинных шипиков, из тех, что покрывают внутреннюю поверхность внешней сферы. Некоторые из соединяющих внешнюю и внутреннюю оболочки шипиков ветвятся, вследствие чего внешняя поверхность внутренней оболочки приобретает неправильную форму.

Размеры, мкм. Диаметр внешней раковины – 400–600, диаметр внутренней раковины – 150–200, длина наружной части главных игл приблизительно равна диаметру внешней сферы.

Сравнение. Hexalonche (?) horridus sp. nov. отличается от Hexalonche (?) senta Koslova: а) большей вариабельностью по размеру пор внешней сферы; б) меньшей толщиной и характером пористости внутренней сферы; в) разрастанием и ветвлением шипиков, придающих внутренней сфере неправильность внешней формы; г) большим количеством главных игл, которых у Н. (?) senta наблюдается не более пяти.

Замечание. Данный вид с долей условности отнесен к роду Hexalonche, как к наиболее близкому по характеру внешнего и внутреннего строения.

Распространение. Западно-Сахалинские горы, р. Сусуя, I пачка красноярковской свиты, кампан.

Материал. Два полных и более 10 неполных экземпляров.

Работа подготовлена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 97-05-64646).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас руководящих групп меловой фауны Сахалина. СПб.: Недра, 1993. 327 с.

Брагина Л.Г. Позднекампанско-маастрихтские радиолярии острова Шикотан // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991а. С. 100–103.

Брагина Л.Г. Радиолярии в отложениях быстринской свиты сантона-кампана Северо-Западной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991б. № 7. С. 129–136.

Брагина Л.Г. Радиолярии и стратиграфия верхнемеловых отложений хотьковской свиты Подмосковья // Бюл. МОИП. 1994. Т. 69. Вып. 2. С. 91–100.

Брагина Л.Г., Беньямовский В.Н., Застрожнов А.С. Радиолярии, фораминиферы и стратиграфия верхнемеловых отложений юго-востока Русской плиты (правобережье Волгоградского Поволжья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. В печати.

Вишневская В.С., Бернард В.В. Возраст и условия формирования мезозойских кремнистых пород Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1988. С. 35-41.

Казинцова Л.И. Кампанские радиолярии Западно-Сахалинских гор // Ископаемые и современные радиолярии. Л.: ЗИН АН СССР, 1979. С. 93–100.

Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиолярии верхнемеловых и верхнезоценовых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. 1966. Вып. 248. 159 с.

Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез). Л.: Наука, 1987. 195 с.

Петрушевская М.Г. Радиолярии отрядов Spumellaria и Nassellaria Антарктической области // Результаты биологических исследований Советской Антарктической экспедиции (1955–1958 гг.). Л.: Наука, 1967. Вып. 3. С. 5–186.

Bragina L.G. The spicule-bearing Spumellarians from the Upper Cretaceous of Sakhalin // Interrad VIII. Paris. 1997. Abstracts. 32 p.

Bragina L.G. Late Cretaceous spicule-bearing Radiolaria from southern Sakhalin (Russia) // Geodiversitas. Paris, in press.

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

Dreyer F. Die Pylombildungen in vergleichend-anatomischer und entwicklung-geschichtlicher Beziehung bei Radiolarien und bei Protisten uberhaupt, nebst System und Beschreibung neuer und der bis jetzt bekannten pylomatischen Spumellarien // J. Zeitschr. 1889. Bd. 23. P. 1–133.

Dumitrica P. Pyloctostylus n. gen., a Cretaceous Spumellarian Radiolarian genus with initial Spicule // Rev. Micropaleontol. 1994. V. 37. № 4. P. 235–244.

Hashimoto H., Ishida K. Correlation of selected radiolarian assemblages of the Upper Cretaceous Izumi and Sotoizumi Groups and Shimanto Supergroup, in Shikoku // News Osaka Micropaleontol. Spec. V. № 10. P. 245–257.

Gorka H. Les radiolaires du Campanien inferieur de Cracovie (Pologne) // Acta Palaeontol. Polon. 1989. V. 34. № 4. P. 327–354.

Maiya S., Takayanagi Y. 1977. Cretaceous foraminiferal biostratigraphy of Hokkaido // Paleont. Soc. Japan. Scec. Paper. № 21. P. 41–62.

Matsumoto T. Zonal correlation of the Upper Cretaceous in Japan // Paleontol. Soc. Japan. Spec. Paper. 1977. № 21. P. 63–74.

Nakaseko K., Nishimura A. Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan // Sci. Reg. Coll. Gen. Educ. Osaka Univ. 1982. P. 133–203.

Pessagno E.A., Jr. Radiolarian zonation and stratigraphy of Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence // Micropaleontology. Spec. publ. 1976. № 2. P. 1–96.

Taketani Y. Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of the Urakawa and Obira Areas, Hokkaido // Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.) V. 52. № 1–2. 1982. P. 1–76.

Рецензенты В.С. Вишневская, И.А. Басов

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 4 1999

УДК [552.14/551.311.7]:551.76(519)

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КОРЕИ И ОБСТАНОВКИ ИХ НАКОПЛЕНИЯ

© 1999 г. Н. И. Филатова*, К. Х. Чанг**, С. О. Парк**

* Институт литосферы РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия ** Кингпок Университет, 702701 Тэгу, Республика Корея Поступила в редакцию 11.12.97 г.

Верхнемезозойские отложения северной и южной частей п-ва Корея характеризуются существенными отличиями. Верхнеюрские-неокомские образования северной Кореи представлены дифференцированным рядом вулканитов, а также туфогенно-терригенными разностями. На юге этот интервал образован локально распространенными континентальными терригенными породами. Однако верхнеготеривские-среднеальбские отложения имеют много общего в пределах территории п-ва Корея. Это континентальные терригенные отложения (с несколькими циклами осадконакопления), мощность которых резко возрастает на юге п-ва Корея, где, кроме того, обнаружены базальтоиды внутриплитного типа. Позднеальбский-позднемеловой интервал на севере Кореи представлен небольшим полем континентальных терригенных пород, а в южной Корее – мощной вулканогенноплутонической ассоциацией с гомодромным трендом дифференциации. Реконструированы обстановки позднемезозойского осадконакопления в пределах Корейско-Японского региона. На позднеюрском-неокомском этапе латеральный ряд включал: Северокорейский окраинноконтинентальный вулканический пояс, систему преддуговых прогибов (южная Корея и Внутренняя Зона Японии) и глубоководный желоб (граница Внутренней и Внешней Зон Японии). Субдукционная обстановка существовала и на позднеальбском-позднемеловом этапе, однако латеральный ряд структур (включая Корейско-Японский вулканический пояс) был смещен в сторону палео-Тихого океана. Позднеготеривский-среднеальбский интервал характеризовался отсутствием субдукционной обстановки, проявлением режима интенсивного сжатия края континента и формированием ограниченных разломами межгорных бассейнов.

Ключевые слова. Корея, Япония, верхний мезозой, корреляция, обстановки осадконакопления, латеральные ряды.

введение

Поскольку п-ов Корея по своему географическому положению представляет естественный трансект через восточный край Азиатского континента, изучение развитых в его пределах верхнемезозойских отложений позволяет, во-первых, установить закономерности изменения состава последних по мере приближения к Тихому океану, а, во-вторых, проследить геологическую эволюцию этого сектора Тихоокеанского континентального обрамления в течение позднего мезозоя. Однако в последние десятилетия наметился различный подход к изучению геологических проблем северной и южной частей п-ва Корея, что создает значительные трудности при корреляции позднемезозойских образований этой территории в целом. В ходе предпринятых нами исследований эти трудности были в значительной степени преодолены благодаря полученной одним из авторов статьи возможности изучать в полевых условиях мезозойские образования северной (в течение 1986-1990 годов) и южной (лето 1997 г.) частей Кореи. Важно подчеркнуть, что эти исследования проводились совместно с геологами Геологического института АН КНДР и Национального Университета Кингпок Республики Корея и базировались на обширном и многоаспектном геологическом материале, полученном указанными организациями за последние десятилетия.

Поскольку в позднем мезозое Азиатская континентальная окраина охватывала не только территорию Кореи, но и Японии, заключительная часть статьи включает сравнительный анализ позднемезозойских образований всего Корейско-Японского региона.

ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРНОЙ КОРЕИ

Породы верхнего мезозоя в северной части п-ва Корея имеют в целом не широкое распространение (рис. 1) и относятся к трем стратиграфическим интервалам: верхней юре-неокому, верхнему готериву-альбу, нижнему и верхнему нерасчлененному мелу (рис. 2).

Верхняя юра-неоком. Нерасчлененные верхнеюрские-неокомские отложения известны во многих местах северной Кореи, хотя распространены они спорадически. Почти повсеместно поля их развития ограничены сбросами или сдвигами, имеющими в большинстве случаев наложенный, постседиментационный характер (Филатова, 1990). Необходимость учитывать разломы при стратиграфических исследованиях диктовалась тем, что блоковые перемещения нередко создают ложное впечатление многократного чередования в разрезе литологически сходных пачек и необычайно большой совокупной их мощности (Геология Кореи, 1993).

Верхнеюрские-неокомские отложения выделены в северной Корее в качестве серии Часон¹, которая, имея сложный терригенно-вулканогенный состав, тем не менее сохраняет закономерную последовательность напластования пород в разрезе в пределах всех разобщенных их полей, что упрощает корреляцию. Однако в литературе одновозрастные подразделения различных географических пунктов традиционно именуются по-разному (Геология Кореи, 1993 и другие).

Опин из наиболее полно изученных разрезов серии Часон, вскрывающийся в бассейне р. Тэдонган, близ гор. Пхеньян (рис. 1, пункт 4), включает три свиты: Чимчен, Тэбосан и Мангенды (рис. 2, 3). Нижняя свита Чимчен (300-400 м) несогласно залегает на нижнеюрских породах свиты Соннимсан и образована терригенными и пирокластическими породами розовато-серого, красно-бурого и фиолетового цветов. Наиболее распространены песчаники, алевролиты, конгломераты, сложенные угловато-окатанными обломками местных пород (докембрийскими и палеозойскими гнейсами и сланцами, реже песчаниками, алевролитами и углями свиты Соннимсан). Среди обломков обнаружены также милонитизированные породы свиты Соннимсан, что служит индикатором тектонических движений, непосредственно предшествовавших накоплению свиты Чимчен.

Наиболее характерной чертой состава последней является присутствие туфогенных песчаников и туффитов с пирокластическими обломками базальтов, андезитов, реже дацитов с извилистыми контурами и псефитовой и псаммитовой размерностью.

Более молодая свита Тэбосан (800 м) без признаков несогласия сменяет свиту Чимчен и имеет преимущественно вулканогенный состав с гомо-



Рис. 1. Схема распределения верхнеюрских-палеогеновых образований п-ва Корея.

фундамент верхнеюрских-палеогеновых образований;
верхнеюрские-неокомские терригенновулканогенные отложения;
верхнеготеривские-альбские терригенные отложения;
нижнемеловые субщелочные базальтоиды (внемасштабный знак);
верхнеальбские-нижнепалеогеновые вулканогенные и интрузивные образования нерасчлененные. Цифры в кружках – географические пункты ареалов пород: бассейны рек Амнокан (1), Хочхонган (2), окрестности г. Анжу, бассейны рек Теренган-Чончонган (3):
Тэдонган (4), Черонган (5), Рэсон (6), Кэнсан (7).

дромной последовательностью пород в разрезе. В ее основании залегают потоки темно-серых стекловатых андезитов суммарной мощностью до 170 м. Сменяющие их по разрезу зеленые и фиолетовые средне- и крупнообломочные туфы мощностью около 400-600 м имеют преимущественно андезитовый, андезитодацитовый состав. Венчают свиту Тэбосан короткие потоки риолитов и многочисленные экструзивные купола, сло-

1999

¹ Здесь и далее (включая рисунки) использованы те подразделения региональной стратиграфической шкалы, которые для соответствующих территорий применяются северокорейскими, южнокорейскими и японскими геологами.



Рис. 2. Корреляция верхнемезозойских отложений северной и южной части п-ва Корея. Сокращения: ф – формация, гр – группа.

женные неравномерно раскристаллизованными породами кислого состава, варьирующими от риолитов до гранит-порфиров и микрогранитов.

Верхняя свита Мангенды (350 м) без признаков несогласия сменяет свиту Тэбосан и сложена чередующимися светло-серыми и розовыми туфогенными песчаниками и гравелитами, туффитами и туфами кислого состава. Преобладают туфогенно-терригенные разности, примесь пирокластического материала в которых достигает 50%. Суммарная мощность серии Часон в бассейне р. Тэдонган около 1600 м.

Южнее, в нижнем течении р. Черонган (рис. 1, пункт 5) свита Чимчен отсутствует и свита Тэбосан несогласно перекрывает нижнеюрские песчаноконгломератовые отложения свиты Соннимсан. Свита Тэбосан представлена здесь дифференцированным рядом вулканитов от среднеосновиого состава в нижней части до умеренно кислого вверху. Реже присутствуют риолиты и их туфы, а также туфогенно-терригенные разности. Вышележащая свита Мангенды имеет здесь ограниченное распространение.

Таким образом, серия Часон в бассейне рек Тэдонган-Черонган имеет однотипный, чаще всего трехчленный разрез с концентрацией главного объема продуктов вулканизма в средней его части. Однако севернее, в нижнем течении р. Теренган (рис. 1, пункт 3) верхнеюрские-неокомские отложения претерпели особенно интенсивные блоковые перемещения, что затрудняет их расчленение. Здесь выделена (Геология Кореи, 1969, 1993) единая свита Понсу (600-900 м) (рис. 2), которая также имеет трехчленное строение. Нижняя ее часть образована серыми и желтовато-серыми конгломератами, песчаниками и алевролитами с примесью пирокластического материала. Средняя часть включает темно-зеленые и серофиолетовые базальты и андезито-базальты с подчиненным количеством вулканитов (Филатова и др., 1990). Верхняя часть свиты Понсу содержит туфогенно-осадочные породы, включая туфы кислого состава.



Рис. 3. Корреляция верхнеюрских-меловых отложений северной и южной частей п-ва Корея. 1 – риолиты и туфы; 2 – андезиты и туфы; 3 – базальты щелочные и субщелочные; 4 – туфы среднего и кислого состава; 5 – известняки; 6 – аргиллиты, алевролиты; 7 – песчаники; 8 – конгломераты, песчаники; 9 – красноцветные породы; 10 – несогласное залегание и перерыв в осадконакоплении. Сокращения: ф – формация.

5 СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 4 1999

65

Севернее, в бассейне р. Амнок (рис. 1, пункт 1) серия Часон представлена мощными (не менее 2000 м) туфогенно-терригенными и вулканогенными породами, выделенными здесь в качестве свиты Синичжу (Геология Кореи, 1993), имеющей то же трехчленное строение (рис. 2). Нижняя ее часть образована пестроокрашенными (красными, серыми, зелеными) конгломератами, песчаниками, алевролитами с редкими тонкими прослоями углей и пирокластическими обломками андезитов. Средняя часть разреза включает андезитобазальты и андезиты внизу и лаво-экструзивную ассоциацию риолитов и гранит-порфиров вверху. Верхняя часть свиты Синичжу образована чередованием серых и зеленых туфогенных песчаников, алевролитов и конгломератов с единичными прослоями углей.

Аналогичная последовательность толщ в разрезе серии Часон наблюдалась в бассейне Хочхонган, вблизи города Капсан (рис. 1, пункт 2).

Позднеюрский-неокомский возраст серии Часон определен на основании находок пресноводных моллюсков и ископаемой флоры, которые особенно обильны в породах свиты Синичжу бассейна р. Амнок. Здесь обнаружены эстерии, характерные для поздней юры и раннего мела Монголии, Забайкалья, Восточного Китая, а также Приморья России и Северо-Восточного Китая (Jon, 1987a, b). Многочисленные остатки ископаемых растений, собранные в породах серии Часон в бассейнах рек Тэдонган, Черонган и Амнок, также свидетельствуют о позднеюрском-раннемеловом возрасте вмещающих пород (Геология Кореи, 1993; Pak, 1975, 1984). По мнению сотрудника ГИН РАН Е.Л. Лебедева (устное сообщение), верхний возрастной предел этого комплекса растений ограничен ранним неокомом.

Верхний готерив-альб. Верхнеготеривскиеальбские отложения северной Кореи относятся к серии Тэбо и включают только осадочные породы. Они несогласно перекрывают верхнеюрскиенеокомские образования серии Часон (рис. 2) и распространены весьма спорадически (рис. 1).

Нижнемеловые отложения серии Тэбо в бассейнах рек Тэдонган–Черонган (рис. 2, 3) выделены в качестве свиты Ханбонсан (3000–4000 м). Залегая с размывом на всех более древних образованиях, она включает многочисленные обломки перемытых вулканитов из серии Часон, которые иногда ошибочно рассматриваются как примесь пирокластического материала (Геология Кореи, 1993). Нижняя часть свиты Ханбонсан состоит из красных и серых конгломератов, песчаников, алевролитов с прослоями известняков. Средняя часть начинается с конгломератов, выше сменяющихся чередованием алевролитов и песчаников. В верхах свиты вновь появляются грубообломочные красноцветные породы. Севернее, в бассейне р. Теренган (рис. 1, 2) нижнемеловая свита Пакчон (2000–2500 м) несогласно перекрывает породы свиты Понсу и содержит в основании красноцветные конгломераты, выше сменяющиеся чередованием песчаников, алевролитов и конгломератов. Венчается свита Пакчон переслаивающимися серыми и черными аргиллитами, алевролитами, песчаниками с редкими прослоями известняков. Мощный (около 2000 м) разрез нижнемеловых отложений бассейна р. Амнок (рис. 1, 2), выделяемых как свиты либо Сучжин, либо Пончонбон, имеет здесь, как и в других местах севера п-ва Корея, полициклическое строение. Мощные пачки конгломератов располагаются в базальной, средней и верхней частях свиты.

Нижнемеловые отложения серии Тэбо содержат многочисленные скелеты рыб, раковины гастропод, остракод, эстерий. Комплекс остракод датирует вмещающие их породы в интервале готерив-баррем (Геология Кореи, 1993). Многочисленные ископаемые растения, собранные по всему разрезу этих отложений, позволяют относить последние ко второй половине раннего мела (Геология Кореи, 1993; устное сообщение сотрудника ГИН Е.Л. Лебедева). Таким образом, возраст свит Ханбонсан, Пончонбон и их стратиграфических аналогов – вторая половина раннего мела, причем наиболее вероятный возрастной интервал – поздний готерив (или ранний баррем)–первая половина альба.

Нижний-верхний мел нерасчлененный. Особняком располагаются меловые отложения бассейна р. Рэсон (рис. 1, пункт 6), слагающие одноименный долготный грабен и в верхней части охарактеризованные позднемеловыми растениями. Эти отложения пространственно отделены от вышеописанных нижнемеловых образований серии Тэбо и приближены к выходам меловых пород южной Кореи. Их разрез имеет трехчленное строение (рис. 2). Две нижние свиты (Пхонхвари и Сансонри) лишены находок ископаемых организмов и сложены чередующимися конгломератами, песчаниками и алевролитами. В свите Пхонхвари (около 250 м) преобладают конгломераты. Перекрывающая свита Сансонри (около 900 м) имеет менее грубообломочный состав.

Вышележащая верхнемеловая свита Понхвасан (420 м) сложена переслаивающимися серыми и фиолетовыми алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями песчаников. Позднемеловой (без уточнения) возраст свиты Понхвасан установлен на основании ископаемых растений (Геология Кореи, 1993; Рак, 1989). Кроме того, в ней обнаружены раковины остракод и следы динозавров.

Относительно возраста двух нижележащих свит единого непрерывного разреза меловых отложений бассейна р. Рэсон можно высказать лишь косвенные соображения. Трудно согласиться с принятым в литературе (Геология Кореи, 1969, 1993) отнесением свит Пхонхвари и Сансонри соответственно к сериям Часон и Тэбо, поскольку последние в пределах территории Кореи разделены поверхностью несогласия. Кроме того, в обеих этих свитах отсутствуют проявления вулканизма, свойственные серии Часон. Отсутствие вулканических пород и обилие красноцветных отложений позволяет параллелизовать эти свиты с породами серии Тэбо северной Кореи и группы Хайян южной Кореи (рис. 2). Вероятнее всего, свиты Пхонхвари и Сансонри соответствуют какой-то части свиты Ханбонсан (и ее стратиграфических аналогов), а их возраст не выходит за пределы второй половины раннего мела. Однако нельзя исключить и того варианта, что все

ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮЖНОЙ КОРЕИ

три свиты грабена Рэсон имеют позднемеловой

возраст.

В южной части п-ва Корея верхнемезозойские отложения занимают гораздо большую площадь, чем на севере (рис. 1). Наряду с небольшими разобщенными, тектонически ограниченными полями, они слагают здесь обширную территорию юго-востока полуострова, которую принято выделять как меловой бассейн Кэнсан. Благодаря блоковому строению этот бассейн распадается на три подбассейна, различающихся деталями строения разрезов (Chang, 1987). В целом верхнемезозойские образования южной части п-ва Корея относятся к трем интервалам: верхней юре–нижнему мелу, верхнему готериву–среднему альбу, верхнему альбу–верхнему мелу.

Верхняя юра-нижний мел. Этот интервал включает формацию Миогок (рис. 2, 3), которая в небольших эрозионных "окнах" вскрывается по северному обрамлению бассейна Кэнсан. Формация Миогок в нижней части состоит из чередующихся алевролитов, грубозернистых песчаников и конгломератов с прослоями углей, выше сменяемых черными и темно-серыми аргиллитами, алевролитами, тонкозернистыми песчаниками. Эту формацию нередко относят к поздней юре, поскольку в ней собраны пресноводные моллюски позднеюрского возраста (Chang, 1987; Um, 1979). Однако обнаруженные в ней обильные ископаемые растения (Chang, 1987; Геология Кореи, 1993) характерны не только для поздней юры, но и для раннего мела. Таким образом, нельзя исключить позднеюрский-раннемеловой (неокомский) возраст этих отложений.

Верхний готерив-средний альб. Нижнемеловые отложения бассейна Кэнсан разделены на две группы (рис. 2, 3): Синдон и Хайян (Chang, 1987; Chang et al., 1990, 1994, 1995, 1997). Группа Синдон включает три формации. Нижняя из них – формация Накдон (рис. 3) несогласно перекрывает дислоцированные породы формации Миогок и содержит валунно-галечные базальные конгломераты, выше сменяющиеся чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами², в том числе и углистыми. Такое строение разреза формации Накдон позволяет считать ее индикатором самостоятельного этапа осадконакопления (Chang, Son, 1994). Перекрывающая формация Хасандон характеризуется широким распространением красноцветных пород. Наиболее грубообломочные разности (включая конгломераты) приурочены к нижней ее половине, тогда как верхняя сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Венчает группу Синдон формация Чинжу. Это сероцветные, сравнительно тонкообломочные породы с преобладанием черных алевролитов и аргиллитов в верхней части. Здесь же располагаются единичные прослои известняков (рис. 3). Совокупный разрез двух формаций – Хасандон и Чинжу – представляет самостоятельный цикл осадконакопления (рис. 3) (Chang, Son, 1994).

Более молодая группа Хайян включает четыре формации (рис. 2). Нижняя красноцветная формация Чилгок рассматривается как полициклическое образование, связанное с несколькими этапами осадконакопления (Chang, Son, 1994). В нижней ее части (230 м) залегают алевролиты, аргиллиты и песчаники. Средняя часть (210 м) образована песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов. Галька последних представлена андезитами, дацитами, риолитами, их туфами, а также кварцитами и гранитами. В верхней части описываемой формации (более 200 м) вновь появляются многочисленные прослои конгломератов, чередующиеся с песчаниками и алевролитами. Вышележащая формация Силла используется как один из наиболее значительных реперов в бассейне Кэнсан, поскольку она представлена мощными (240 м) красноцветными конгломератами. Кроме кварцитов, гнейсов, песчаников и роговиков, конгломераты Силла содержат много обломков разнообразных по составу вулканогенных пород, а также гранит-порфиров и диоритпорфиритов. Более молодая формация Хаман сложена преимущественно красноцветными песчаниками, алевролитами, мергелями с подчиненными прослоями конгломератов. Особенностью этой формации является присутствие в нижней ее части (рис. 3) пакета покровов субщелочных и щелочных базальтоидов Хакбон. Их протяженность около 15 км, а суммарная мощность до 200 м. Базальты Хакбон, подобно внутриплитным образованиям, содержат повышенные и умеренные ко-

том 7

² В южнокорейской литературе темно-серые и черные аллювиальные и озерные алевролиты и аргиллиты бассейна Кэнсан обычно называются "сланцы" или "черные сланцы" ("black shale").

личества K_2O и TiO₂, являются нефелин-нормативными, а по содержанию Nb и Y занимают пограничное положение между составами островодужных и внутриплитных базальтов (Kim, 1993).

Наиболее молодая в группе Хайян формация Чиндон образована темно-серыми и черными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, которые завершают цикл осадконакопления, начавшийся с конгломератов формации Силла.

Суммарная мощность отложений групп Синдон и Хайян колеблется в пределах бассейна Кэнсан от 7000 до 10000 м. В породах этих групп собрано большое количество пресноводных моллюсков и ископаемых растений (Chang, 1987; Um, 1979 и другие). Кроме того, почти по всему их разрезу известны находки динозавров в виде костей, скорлупы яиц или следов (Chang, 1987). Вся эта информация, скорее, может быть использована для реконструкции среды обитания организмов, нежели для определения возраста пород. Однако находки харовых водорослей и споровопыльцевых комплексов, а также изотопный возраст вышележащих вулканитов группы Ючон позволяет датировать породы групп Синдон и Хайян в интервале поздний готерив-средний альб. Начало накопления пород группы Синдон приходится, скорее всего, на конец готеривского века (Chang, 1994), поскольку в верхней половине формации Накдон найдены харофиты (Seo, 1985), которые характерны для готерива и раннего баррема (Wang, Lu, 1982). В породах верхней части группы Хайян обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для апта и раннего альба (Choi, 1985). Поскольку первая вспышка вулканизма более молодой группы Ючон датируется поздним альбом (Isotope Age Map..., 1995a, b), верхняя часть группы Хайян, скорее всего, относится к среднему альбу.

Верхний альб-верхний мел. Этот интервал в южной Корее представлен мощным разрезом вулканогенных пород (принадлежащих известково-щелочной магматической серии), которые выделены в качестве группы Ючон, несогласно перекрывающей все более древние отложения, включая и апт-среднеальбские (рис. 2, 3). В совокупности с гранитами Пулгукса они образуют единую вулкано-плутоническую ассоциацию (Jin, 1988). Хотя формирование вулканитов группы Ючон связано с развитием отдельных крупных стратовулканов (Hwang, 1996; Hwang & Kim, 1994; Kim et al., 1991, 1993; Won et al., 1994), однако повсеместно наблюдается двухчленное строение их разреза. В нижней части располагаются базальты, андезиты и их туфы (нередко крупнообломочные), в верхней - дациты, риолиты, туфы кислого состава в ассоциации с многочисленными экструзивными куполами. По химическим составам (Hwang, Kim, 1994; Jin, 1988; Won et al., 1994) эти породы близки к вулканитам окраинноконтинентальных поясов. Их обогащенность калием и несовместимыми элементами объясняется, скорее всего, приуроченностью вулканитов южной Кореи к тыловой части вулканического пояса (тогда как фрагменты фронтальной размещаются в пределах Японии). Высокое начальное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (от 0.7055 до 0.7244) (Hwang, 1996; Jin, 1988) указывает, вероятно, на связь вулканитов не только с мантийными, но и коровыми источниками.

Согласно изотопным данным (Isotope Age Map..., 1995а, b), возраст пород группы Ючон – конец раннего мела-палеоцен. Результаты Rb-Sr и K-Ar анализов отдельных минералов (апатита, циркона, биотита, калиевого полевого шпата) и вулканических пород в целом показывают два пика вулканизма: на рубеже альба и сеномана (97-90 млн. лет) и в течение кампана-маастрихта (83-65 млн. лет). Первый из этих импульсов соответствует средне-основному вулканизму, второй – кислому. Затухание последнего происходило в интервале 65-60 млн. лет (ранний палеоцен), хотя главный объем вулканитов группы Ючон был сформирован к концу маастрихта.

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ КОРЕИ

Сравнение верхнеюрских-меловых отложений северной и южной частей п-ва Корея показывает существенные их отличия, которые наиболее разительны для двух интервалов: верхнеюрсконеокомского и верхнеальбско-верхнемелового (рис. 3).

Верхнеюрский-неокомский интервал в Северной Корее представлен терригенно-вулканогенными породами, ассоциация которых ранее (Филатова, 1990; Филатова и др., 1990) была выделена в качестве Северокорейского окраинноконтинентального пояса. Трехчленный разрез серии Часон (рис. 3) отражает трехстадийный цикл развития этого вулканического пояса: от терригенных и пирокластических пород начальной стадии (свита Чимчен) через мощные вулканогенные образования средней стадии (свита Тэбосан) к осадочнотерригенным отложениям заключительной стадии (свита Мангенды). Дифференцированная ассоциация пород свиты Тэбо (базальты-андезиты-дациты-риолиты), принадлежащих известково-щелочной серии, по петрохимическим свойствам (включая состав редкоземельных элементов) типична для окраинноконтинентальных надсубдукционных поясов (Filatova, 1995). Современный фрагментарный характер распространения верхнеюрских-неокомских отложений в пределах северной части п-ва Корея связан с их последующей текто-
нической нарушенностью и перемещением по сдвигам (Филатова, 1990).

В южной части п-ва Корея вулканические породы среди верхнеюрских-неокомских отложений отсутствуют (рис. 3), и они представлены относительно маломощными терригенными породами свиты Миогок. Однако отложения следующего, позднеготеривского-среднеальбского интервала имеют много общих свойств в пределах всего п-ва. Они несогласно перекрывают верхнеюрские-готеривские образования, причем перерыв в осадконакоплении продолжался, по-видимому, большую часть готеривского века. Эти отложения, формировавшиеся в речных, реже озерных условиях, имеют терригенный состав; повсюду в них отмечается присутствие гальки и валунов вулканических пород из верхнеюрско-неокомского интервала (Геология Кореи, 1993; Филатова и др., 1990; Chang et al., 1997).

Разрез верхнеготеривских-альбских отложений характеризуется полициклическим строением, прослеживающимся в пределах всего п-ва. В северной Корее установлены три крупных цикла осадконакопления. Начинают первый цикл базальные красноцветные конгломераты свиты Ханбонсан, а заканчивают барремские темноцветные аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями известняков (рис. 3). Следующий, аптский цикл осадконакопления также начинается с красноцветных конгломератов и завершается чередующимися серыми и зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами. Наиболее мощные конгломераты начинают третий, альбский цикл, который кончается накоплением в озерных условиях черных и темно-серых алевролитов, аргиллитов, песчаников, известняков. Эти три цикла осадконакопления соответствуют трем эпизодам орогенических движений, которые (судя по относительной мощности конгломератов) были наиболее значительны в готериве, а также в конце аптского и начале альбского веков. Сходное, полициклическое строение имеет разрез терригенных верхнеготеривских-альбских отложений и в южной Корее, хотя их мощности здесь местами возрастают вдвое – до 10 000 м (Chang et al., 1990, 1994). Большей мощностью обладают и содержащиеся в них конгломераты. В целом разрез этих отложений отражает три крупных цикла (рис. 3). Первый цикл, наименьшей продолжительности, начинается с базальных конгломератов формации Накдон и завершается тонкообломочными отложениями этой формации. Мощные красноцветные конгломераты и грубозернистые песчаники формации Хасандон начинают второй цикл осадконакопления, в конце которого формировались черные и серые аргиллиты, алевролиты и известняки формации Чинчжу. Верхнеаптскаяальбская группа Хайян отражает третий, наиболее продолжительный цикл, который начинается с мощных красноцветных песчаников и конгломератов формаций Чилгок, Силла и Хаман. Необходимо подчеркнуть, что среди галек и валунов обломочных пород группы Хайян были встречены не только характерные для одновозрастных отложений северной Кореи кварциты, гнейсы, сланцы, граниты, вулканогенные породы (от базальтов до риолитов), но также и обильные обломки пермских, триасовых и верхнеюрских-нижнемеловых яшм и кремнистых сланцев, весьма сходных с аналогичными породами Японии (Chang et al., 1995, 1997). Особенность начальной стадии этого цикла состояла в излиянии лав щелочного и субщелочного состава (рис. 3). Финальной части третьего цикла соответствуют мощные (до 1500 м) темноцветные тонкообломочные породы формации Чиндон.

Сравнение отложений готерива-среднего альба северной и южной частей п-ва Корея показывает большое их сходство. Это неморские полициклические терригенные образования с троекратным появлением в их разрезе красноцветных грубообломочных пород, выше сменяемых сероцветными тонкообломочными и хемогенными разностями. При этом как в северной, так и в южной частях п-ва наибольшей мощностью характеризуются верхнеаптские-альбские конгломераты. Важной особенностью последних является присутствие в них не только продуктов местного перемыва докембрийских и палеозойских метаморфических и осадочных пород близлежащих областей, но и позднепалеозойских-мезозойских (включая неокомские) яшм и кремнистых сланцев, сходных с аналогичными породами зон Мино-Танба-Асиа и Чичибу северной и центральной Японии. С другой стороны, в верхнеаптскихальбских конгломератах бассейна Кэнсан южной Кореи обнаружено большое количество обломков вулканитов разнообразного состава, областью размыва которых являлся Северокорейский вулканический пояс. Все это свидетельствует о наибольшей орогенической активности в течение последнего, позднеаптско-альбского цикла осадконакопления нижнемеловых отложений.

Однако имеются и определенные различия последних в пределах северной и южной частей п-ва Корея, которые заключаются в гораздо большей их мощности на юге полуострова, равно как и в значительно большей мощности грубообломочных фаций, начинающих циклы осадконакопления. Кроме того, именно на юге на верхнеаптском-альбском уровне обнаружены пакеты покровов щелочных и субщелочных базальтоидов.

Верхнеальбские-верхнемеловые породы северной и южной Кореи различаются коренным образом. На севере обнаружен лишь один, небольшой участок терригенных отложений верхнего мела, смещенный к югу относительно полей распространения нижнемеловых отложений этой части полуострова. В южной половине последнего верхнеальбская-верхнемеловая вулкано-плутоническая ассоциация группы Ючон, несогласно перекрывающая нижнемеловые отложения, имеет широкое распространение и входит в состав Корейско-Японского окраинноконтинентального вулканического пояса.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ОБСТАНОВОК НАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КОРЕЙСКО-ЯПОНСКОГО РЕГИОНА

Определенные изменения состава верхнемезозойских отложений в пределах п-ва Корея в направлении от континента к океану позволяют предполагать наличие здесь в позднем мезозое закономерно построенного латерального ряда структур зоны перехода континент–океан. С другой стороны, изменение строения разреза верхнемезозойских отложений свидетельствует о смене этих латеральных рядов во времени. Однако реконструкция последних невозможна без привлечения данных по территории Японии, которая в позднем мезозое составляла совместно с Кореей единую восточную окраину Азиатского континента (Taira, 1979, 1985; Taira, Tashiro, 1987 и другие).

Анализ верхнемезозойских образований в пределах всего Корейско-Японского региона показывает кардинальную смену обстановок осадконакопления в готеривском веке, а также на рубеже среднего и позднего альба. Эти перестройки разделяли во времени три разновозрастных латеральных ряда структур: позднеюрский-валанжинский, позднеготеривский-среднеальбский и позднеальбский-позднемеловой.

Позднеюрский-валанжинский интервал характеризовался формированием Северокорейского окраинноконтинентального вулканического пояса (рис. 4, колонка 1), который протягивался южнее, в пределы территории Китая (Atlas of the Palaeogeography..., 1985). В южной Корее известны только единичные выходы терригенных континентальных отложений. В северной части Внутренней Зоны Японии (зона Хида, рис. 4, врезка, пункт 3') описана регрессивная серия терригенных пород, нижняя часть которой формировалась в солоноватоводных лагунных условиях, а верхняя - в обстановке речных долин и озер (Matsukawa et al., 1997). Далее по направлению к океану, в зоне Сангун Внутренней Зоны Японии (рис. 4, колонка 3) верхнеюрские-неокомские терригенные отложения группы Тайониси формировались преимущественно в мелководных морских условиях. В более восточных Мино-Танба-Асио и Чичибу зонах (смежные регионы Внешней и Внутренней Зон Японии, рис. 4, колонки 4 и 5) располагаются глубоководные турбидиты с горизонтами

меланжа, а также кремнистых пород, содержащие радиолярии поздней юры-раннего мела (по валанжин включительно) (Wakita, 1988) и рассматривающиеся в качестве аккреционного комплекса юрско-раннемеловой зоны субдукции (Matsukawa et al., 1997).

Таким образом, позднеюрский-неокомский латеральный ряд структур Корейско-Японского региона включал Северокорейский окраинноконтинентальный вулканический пояс, к которому со стороны океана примыкала система преддуговых (предпоясных) прогибов, формировавшихся на краю континента. Условия осадконакопления в этих прогибах в направлении к океану сменялись от наземных (южная Корея) к морским (северная Япония). Далее на восток располагался глубоководный желоб, где формировался аккреционный комплекс, ныне вскрывающийся в зонах Мино-Танба-Асио и Чичибу. Обе эти зоны в интервале 150-135 млн. лет входили в единую область осадконакопления, а их разобщение Срединной Тектонической Линией произошло позднее, в среднемеловую орогению (Matsukawa et al., 1997).

Позднеготеривский-среднеальбский интервал характеризовался полной сменой условий осадконакопления в Корейско-Японском регионе, что выразилось в затухании Северокорейского вулканического пояса и завершении формирования парагенетически связанных с ним структур единого латерального ряда, включая и зону субдукции. Эта перестройка была связана с интенсивными орогеническими движениями, приведшими к значительному расчленению и подъему территории Корейско-Японского региона и предопределившими несогласное перекрытие всех более древних образований верхнеготеривскими-среднеальбскими отложениями.

Позднеготеривский-среднеальбский этап характеризовался отсутствием субдукционной обстановки и формирования соответствующих магматических образований. Мористость накапливавшихся на Корейско-Японском краю континента терригенных отложений возрастала в сторону океана (рис. 4). Для этого интервала прослеживается связь осадконакопления с территориально разобщенными межгорными бассейнами, ограниченными сбросами или сдвигами (Chang et al., 1994, 1997; Okada, 1997; Sakai, Okada, 1997 и другие). Т. Сакаи и Х. Окада (Sakai, Okada, 1997) полагают, что в заложении этих бассейнов главная роль принадлежала левосторонним сдвигам. Количество этих бассейнов возрастало на Азиатской окраине в направлении к океану. В пределах площади п-ва Корея и северной части Внешней Зоны Японии (зона Сангун) осадконакопление в межгорных бассейнах происходило в наземных условиях (рис. 4, колонка 3), на фоне усиливавшихся орогенических движений. Кульминация



Рис. 4. Корреляция верхнемезозойских отложений Корейско-Японского региона.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM

7

ጁ

4

1999

1-3 – речные и озерные отложения: 1 – грубозернистые разности (с конгломератами), 2 – тонкозернистые разности (с черными аргиллитами и известняками), 3 – красноцветные породы; 4 – речные и озерные отложения нерасчлененные; 5 – солоноватоводные отложения; 6 – прибрежно- и мелководноморские отложения; 7 – морские (включая мелководные) отложения; 8 – турбидиты, кремнистые породы, меланж (комплексы глубоководных желобов); 9 – базальт–андезит–дацит–риолитовая ассоциация окраинноконтинентальных вулканических поясов; 10 – базальты щелочные и субщелочные зон растяжения. Сокращения: ф – формация, гр – группа. На врезке показано размещение разрезов верхнемезозойских отложений в пределах Японии (разрез 3, по Sakai, Okada, 1997; Murakami, 1985, разрезы: 3', 4, 5, 7, по Matsukawa et al., 1997, разрез 6 – по Ando; 1997; Matsukawa et al., 1997). Внешняя и Внутренняя зоны Японии разделены Срединной Тектонической Линией. последних в конце апта-начале альба вызвала увеличение подъема края Азиатского континента и контрастности движений в системе воздымаюшиеся горсты-опускающиеся межгорные бассейны. Обломочный материал в эти бассейны поставлялся со всей Корейско-Японской окраины континента. В пределах Японии глубокому размыву подверглись не только выше упомянутые яшмы и кремнистые сланцы позднего палеозоя-мезозоя, но и серпентинизированные гипербазиты коллизионных сутур (Asiedu et al., 1997; Arai, Okada, 1991; Hisada et al., 1997). С кульминацией орогенических движений и контрастности блоковых перемещений на рубеже аптского и альбского веков связан пик накопления конгломератов и эпизод излияния базальтов внутриплитного типа.

Далее по направлению к океану, в зонах Хида и Сангун Японии (рис. 4, колонка 3), осадконакопление происходило в речных, озерных и лагунных условиях. Так, разрез групп Канмон и Тойониси Внутренней Зоны Японии включает как аллювиальные, так и солоноватоводные фации (Sakai, Okada, 1997). Восточнее край Азиатского континента был занят шельфовым морем, и здесь в зонах Куросегава и Чичибу (рис. 4, колонка 5) происходило накопление морских песчано-глинистых осадков. Характерно, что трехкратные импульсы орогенических движений, отмеченные в разрезах Кореи, здесь отразились в появлении трех разновозрастных горизонтов относительно мелководных и наземных отложений в формациях Сирои и Себайяси. Прибрежно-морские и морские условия терригенного осадконакопления в обстановке шельфового моря установлены и для более восточных участков Внутренней Зоны (группа Чоси зоны Канто, рис. 4, колонка 6).

Таким образом, для позднеготеривского-среднеальбского интервала на восточной окраине Азии реконструирован латеральный ряд фаций терригенных пород от наземных в пределах Кореи через наземные и лагунные во Внутренней Зоне Японии до отложений шельфового моря во Внешней ее Зоне. При этом глубоководный желоб, как и породы аккреционного комплекса, характерные для зоны субдукции, в этом интервале не формировались.

Экстраординарный позднеготеривский–альбский этап интенсивнейшего сжатия восточного края Азиатского континента, при котором произошло затухание Северокорейского вулканического пояса (а также завершение процесса субдукции океанической плиты) и последующий подъем и коробление края континента с формированием межгорных впадин, проявился практически по всей периферии палео-Тихого океана (Филатова, 1996, 1998; Vaugan, 1995). Интенсивное среднемеловое сжатие континентального обрамления, сопровождавшееся увеличением его площади за счет причленения многочисленных террейнов различной природы, коррелируется с процессом высокого темпа прироста океанической коры в интервале 120–100 млн. лет (Larson, 1991). В Корейско-Японском регионе среднемеловому сжатию континентального края соответствовала коллизия последнего с террейном Куросегава, во время которой на краю континента возникла широкая система левосторонних сдвигов, включая Срединную Тектоническую Линию Японии (Sakai, Okada, 1997). Многоамплитудные сдвиги этого этапа расчленили и разобщили позднеюрский-неокомский Северокорейский вулканический пояс на отдельные фрагменты.

Позднеальбский-позднемеловой интервал характеризовался принципиальным изменением латерального ряда структур в зоне перехода континент-океан. В этот этап возобновилась субдукция океанической плиты под восточный край континента, в связи с чем здесь возник новый, смешенный к океану Корейско-Японский вулканический пояс, занимавший территорию юга п-ва Корея и северо-запад Японии. В тылу вулканического пояса в единичных задуговых, ограниченных разломами, бассейнах накапливались относительно маломощные терригенные речные и озерные отложения. Мощные вулканогенные образования Корейско-Японского пояса занимали юг п-ва Корея и Внутреннюю Зону Японии (рис. 4, колонки 2 и 3). В пределах последней вулканогенный разрез включает верхи верхнеальбской подгруппы Симоносеки и вышележащие образования групп Симан, Хикими и Абу (Murakami, 1985; Sakai, Okada, 1997). Восточнее, вдоль Срединной Тектонической Линии Японии располагался ограниченный разломами Осевой преддуговой прогиб (Sakai et al., 1990; Sakai, Okada, 1997), сложенный двумя типами осадков: неморскими, прибрежно-морскими и мелководными, а также глубоководными терригенными и флишоидными. Существовала, по-видимому, целая система предпоясных прогибов, куда входила и территория зоны Канто (рис. 4, колонка 6). Здесь установлен (Ando, 1997) трансгрессивный тип разреза верхнемеловых отложений от аллювиальных конгломератов кампана через морские (включая прибрежноморские) песчано-алевролитовые отложения до турбидитов маастрихта. Восточнее система преддуговых прогибов с континентальным и морским осадконакоплением сменилась глубоководным желобом зоны Симанто (рис. 4, колонка 7) с мощными верхнеальбскими-верхнемеловыми турбидитами (Matsukawa et al., 1997). Таким образом, реконструируется полный латеральный ряд позднеальбских-позднемеловых структур зоны перехода континент-океан: задуговой прогиб, окраинноконтинентальный вулканический пояс (имевший продолжение на север в пределы Северо-Востока России и на юг на территорию Китая), система предпоясных прогибов и глубоководный желоб. Поскольку в позднеготеривскоесреднеальбское время площадь края континента в этом регионе выросла, рассмотренный ряд связанных с процессом субдукции позднеальбскихпозднемеловых структур был смещен в сторону океана относительно аналогичного ряда структур позднеюрского-неокомского этапа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Верхнемезозойские отложения северной и южной частей п-ва Корея характеризуются разительными отличиями для верхнеюрского-неокомского и верхнеальбского-верхнемелового интервалов и общностью состава для верхнего готерива-альба. Верхнеюрские-неокомские образования северной Кореи представлены дифференцированным рядом вулканитов (от базальтов до риолитов), а также туфогенно-терригенными разностями, сосредоточенными преимущественно в верхней и нижней частях разреза. В южной части п-ва Корея этот интервал образован локально распространенными наземными терригенными отложениями. Верхнеготеривские-среднеальбские отложения, повсеместно несогласно перекрывающие более древние, имеют много сходных черт в пределах территории п-ва Корея. Это наземные терригенные отложения, в разрезе которых установлены признаки трех крупных этапов осадконакопления, начинающихся с красноцветных конгломератов и завершающихся черными алевролитами и аргиллитами с прослоями известняков. Латеральные различия этих отложений заключаются в резком возрастании их мощности на юге п-ва Корея, где, кроме того, обнаружены базальтоиды внутриплитного типа. Верхнеальбскийверхнемеловой интервал на севере Кореи представлен небольшим полем континентальных терригенных пород, а в Южной Корее – мощной вулканогенно-плутонической ассоциацией с гомодромным трендом дифференциации.

2. Корреляция верхнемезозойских образований в пределах Корейско-Японского региона позволяет реконструировать латеральные ряды структур зоны перехода Азиатский континент-палео-Тихий океан и выявить обстановки осадконакопления для трех разновозрастных уровней.

а. Позднеюрский-неокомский интервал включал надсубдукционный Северокорейский окраинноконтинентальный вулканический пояс и систему преддуговых прогибов, условия накопления в которых в направлении к океану сменялись от пресноводных (южная Корея) до лагунных, прибрежно- и мелководноморских (Внутренняя Зона Японии). Завершался этот ряд континентальной окраины глубоководным желобом с турбидитами и меланжем зон Мино-Танба-Асио и Чичибу Японии. 6. Для позднеготеривского-среднеальбского интервала прослеживается латеральный ряд терригенных пород от наземных в пределах Кореи через наземные и лагунные во Внутренней Зоне Японии до отложений шельфового моря во Внешней ее зоне. Этот интервал характеризовался отсутствием субдукционной обстановки, проявлением режима интенсивного сжатия края континента в условиях коллизии последнего с террейном Куросегава и формированием системы субпараллельных, ограниченных разломами бассейнов. Эта среднемеловая орогения, пароксизм которой приходится на конец апта-начало альба, привел к тектоническому разобщению целостности Северокорейского вулканического пояса.

в. В позднем альбе-позднем мелу на увеличившемся краю континента развивался надсубдукционный Корейско-Японский вулканический пояс с системой преддуговых (располагавшихся в пределах Внутренней и Внешней Зон Японии) и задуговых (в северной Корее) прогибов, которые восточнее сменялись глубоководным желобом (турбидиты и меланж зоны Симанто).

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 99-05-65578 и ГНТП "Мировой океан", а также при поддержке Корейского фонда науки и инженерии (KOSEF) Республики Кореи и Академии Наук Корейской Народной Демократической Республики, которым авторы выражают искреннюю благодарность. Кроме того, авторы признательны президенту Национального университета Кингпок Ч.С. Парку за помощь в проведении данных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология Кореи / Ред. Масайтис В.Л. М.: Недра, 1969. 264 с.

Геология Кореи / Ред. Пэк Р.Чж. и др. Геологический институт КНДР, Пхеньян: Изд-во книг иностранных языков, 1993. 663 с.

Филатова Н.И. Мезозойская история развития западного обрамления Тихого океана (на примере Корейско-Японского региона) // Геотектоника. 1990. № 5. С. 112–124.

Филатова Н.И. Эволюция активных континентальных окраин в раннем и среднем мелу // Геотектоника. 1996. № 2. С. 74–89.

Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий. Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. № 2. С. 3–17.

Филатова Н.И., Шилов В.Н., Гулько Н.И. и др. Позднеюрский-раннемеловой вулканизм запада КНДР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 64-76.

Ando H. Apparent stacking patterns of depositional sequences in the Upper Cretaceous shallow-marine to fluvial successions, Northeast Japan // Mem. Geol. Soc. Japan. 1997. № 48. P. 43–59.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 4 1999

Arai S., Okada H. Petrology of serpentine sandstone as a key to tectonic development of serpentine belts // Tectonophysics. 1991. V. 195. № 1-2. P. 65-81.

Asiedu D.K., Suzuki Sh., Shibata T. Composition and provenance of detrial chromian spinels from Lower Cretaceous sediments, Okayama Prefecture // Mem. Geol. Soc. Japan. 1997. P. 92–99.

Atlas of the Palaeogeography of China. Chief compiler Wang H. Cartograph. Publ. House. Beijing. China. 1985. 165 p.

Chang K.H. Cretaceous Strata // Geology Korea / Lee D.S. (ed). Korea, Seoul: The Kyohak–Sa Publ. Co. 1987. P. 175–191.

Chang K.H. Cretaceous System of Kyongsang Basin, SE Korea // The Cretaceous System in East and South Asia. Kyushu, Fukuoka, Japan. 1994. P. 25–30.

Chang K.H., Park S.O. Cretaceous stratigraphy and geologic history of Taegu–Kyongju Area, Korea // Proceeding of 15th International Symposium of Kyungpook University. 1995. Korea, Taegu: Kyungpook Univers. Publ. P. 419–434.

Chang K.H., Park S.O., Kim H.S. Cretaceous stratigraphy and geologic history of medial Kyongsang Basin: tectonics and volcanism // Geoscience J. 1997. V. 1. № 1. P. 2–9.

Chang K.H., Son J.D. Field excursion guide-book-Kyongsang Basin (Cretaceous). Kyungpook National University. Taegu. Korea. 1994. 32 p.

Chang K.H., Woo B.G., Lee J.H., Park S.O., Yao A. Cretaceous and Early Cenozoic Stratigraphy and history of Eastern Kyongsang Basin, S. Korea // J. Geol. Soc. Korea. 1990. V. 26. № 5. P. 471–487.

Choi D.K. Spores and pollen from the Kyongsang Supergroup, southern Korea and their chronologic and paleontologic implications // J. Paleon. Soc. Korea. 1985. V. 6. № 1. P. 33–50.

Filatova N.I. Development of the Northern Korea volcanic belt // Proceeding of 15th International Symposium of Kyungpook University. 1995. Korea, Taegu: Kyungpook Univer. Publ. P. 75–91.

Hisada K., Aihara K., Arai Sh. Significance of detrial chromian spinels from the Cretaceous Atokura Formation, Kanto Mountains, central Japan // Mem. Geol. Soc. Japan. 1997. № 48. P. 85–91.

Hwang S.K. Petrologic evolution of volcanic rocks related with Yangsan caldera, Korea // J. Geol. Soc. Korea. 1996. V. 32. № 3. P. 208–222.

Hwang S.K., Kim S.W. Petrology of Cretaceous volcanic rocks in the Milyang–Yangsan Area, Korea: petrogenesis // J. Geol. Soc. Korea. 1994. V. 30. № 6. P. 563–577.

Isotope Age Map of plutonic rocks in Korea / Shin S.Ch., Jin M.Sh. (eds). Korea. Institute of Geology, Mining and Materials. Taejon. 1995a.

Isotope Age Map of volcanic rocks in Korea / Shin S.Ch., Jin M.Sh. (eds). Korea. Institute of Geology, Mining and Materials. Taejon. 1995b.

Jin M.Sh. Geochemistry of the Cretaceous to Early Tertiary granitic rocks in Southern Korea. Pt. II. Trace elements geochemistry // J. Geol. Soc. Korea. 1988. V. 24. Spec. Issue. P. 168–188.

Jon B.Ch. On estherian fossils found in the Sinuij u Series // Geol. and Geograph. 1987a. № 2. P. 19–20.

Jon B.Ch. On estherian fossils found in the Pogchonbong Series of the Jonchon region // Geol. Surv. Korea. 1987b. No 5. P. 1–29.

Kim S.Y. Petrology of the volcanic rocks in the Hakbong Area. Master thesis. Kyungpook National University. Taegu, Korea, 1993. 139 p. Kim S.W., Lee J.Y., Kim Y.K. Petrology of the Cretaceous andesitic rocks in Taegu–Jain Area // J. Geol. Soc. Korea. 1993. V. 29. № 4. P. 324–337.

Kim S.W., Lee J.Y., Kim Y.K., Koh I.S. Petrology of the Cretaceous volcanic rocks in southern Yuchon Minor Basin // J. Geol. Soc. Korea. 1991. V. 27. № 1. P. 24–39.

Larson R.L. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. 1991. V. 19. P. 547–550.

Matsukawa M., Takahashi O., Hayashi K., Ito M., Konovalova V.P. Early Cretaceous paleogeography of Japan, based on tectonic and faunal data // Mem. Geol. Soc. Japan. 1997. № 48. P. 60–75.

Murakami N. Late Mesozoic to Paleogene igneous activity in West Chugoku, Southwest Japan // J. Geol. Soc. Japan. 1985. P. 723–742.

Okada H. High sedimentation rates vs, high sea-lavel during the Cretaceous // Mem. Geol. Soc. Japan. 1997. № 48. P. 1–6. *Pak I.S.* Plant fossils of the Upper Jurassic found in the Phungso Basin // Bull. Acad. Sci. 1975. № 5. P. 247–250.

Pak I.S. Cretaceous conifer fossils in the River Jaerong and their stratigraphic significance // Geol. Surv. Korea. 1984. $\mathbb{N} \ge 2$, P. 19–20.

Pak I.S. On discovery of Quercus sp. (Cupula) in the Ponghwasan Series of the Upper Cretaceous // Bul. Acad. Sci. 1989. № 3. P. 43–44.

Sakai T., Okada H. Sedimentation and tectonics of the Cretaceous sedimentary basins of the Axial and Kurosegava Tectonic Zones in Kyushu, SW Japan // Mem. Geol. Soc. Japan. 1997. № 48. P. 7–28.

Sakai T., Yokoto S., Ueda K., Katayama S. Sedimentary processes and environments of the Cretaceous formations in the axial zone of Kyushu, and their tectonic evolutions // J. Sediment. Soc. Japan. 1990. № 32. P. 97–106.

Seo S.J. Lower Cretaceous geology and paleontology (Charophyta) of central Kyongsang basin, Korea. Ph. D. thesis. Kyungpook National University. Taegu, Korea. 1985. 177 p.

Taira A. Formation of sedimentary body in the arc-trench system and cyclic subduction model // Earth Monthly. 1979. $N \ge 1$. P. 860–868.

Taira A. Pre-Neogene accretionary tectonics in Japan // Recent Progress Natural Sci. Japan: 1985. № 10. P. 51–64.

Taira A., Tashiro M. Late Paleozoic and Mesozoic accretion tectonics. Historical biogeography and plate tectonic evolution of Japan and Eastern Asia / Taira A., Tashiro M. Terra Sci. Publ. Co. Tokyo. 1987. P. 1–44.

Um S.H. Geology of Korea // Mem. Geol. Soc. China. 1979. № 3. P. 1–55.

Vaughan P.M. Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: A superplume – related event? // Geology. 1995. V. 23. № 6. P. 491–494.

Wakita K. Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1988. № 39. P. 675–757.

Wang Z., Lu H.N. Classification and environment of Clavatoraceae with notes on it distribution in China // Bul. Nanjing Institute of Geol. and Paleont. // 1982. № 2. P. 77–104.

Won Ch.K., Lee M.W., Noh J.W., Lee H.K. Cretaceous volcanic activity in Tongri Basin // J. Geol. Soc. Korea. 1994. V. 30. № 6. P. 542–562.

Рецензенты М.А. Ахметьев, И.А. Басов

уДК 563.12:551.782.2(261)

УРОВНИ ПОЯВЛЕНИЯ И ИСЧЕЗНОВЕНИЯ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В СКВ. 397 DSDP И СРАВНЕНИЕ ЗОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ШКАЛ

© 1999 г. М. Е. Былинская

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия Поступила в редакцию 24.01.97 г., получена после доработки 20.01.98 г.

Детально изучены планктонные фораминиферы из плиоценовых и четвертичных осадков скв. 397 Проекта глубоководного бурения и установлен возраст 20 уровней появления и исчезновения различных видов. Проведена их корреляция с соответствующими уровнями из двух других климатических областей Атлантики. Выявлены пять надежных биостратиграфических событий: появление Globorotalia margaritae и G. crassaformis viola и вымирание Sphaeroidinellopsis seminulina, Globoquadrina altispira и Globorotalia miocenica. Зональное расчленение плиоцен-четвертичных осадков проводилось по несколько модифицированной шкале Г. Болли (Bolli, Saunders, 1985). Приведены широтные границы применения этой шкалы в Северной Атлантике. Установлены пять таксонов, которые появляются в осадках скв. 397 раньше, чем в более южных и северных областях Атлантики.

Ключевые слова. Плиоцен, плейстоцен, планктонные фораминиферы, зональная стратиграфия, уровни появления и исчезновения, стратиграфические шкалы, Атлантика.

введение

За три последних десятилетия исследование стратиграфии глубоководных отложений завершилось разработкой различных биостратиграфических схем для тропического (Blow, 1969; Bolli, Premoli Silva, 1973) и субтропического (Berggren, 1977) пояса, Средиземноморья (Сіta, 1973, 1975), средних (Berggren 1972; Weaver, Clement, 1986) и высоких (Spiegler, Jansen, 1989) широт. Эти схемы основаны на одних и тех же или различных зональных формах планктонных фораминифер и достаточно хорошо отражают изменения микрофауны в каждом климатическом поясе. Однако корреляция высоко- и низкоширотных отложений на основе различных схем в достаточной степени затруднена. Кроме того, присутствие тропических зональных форм в субтропических и умеренных широтах, а также существование разрезов с переходным составом микрофауны указывает на возможность применения детальной кайнозойской зональной шкалы низких широт Г. Болли (Bolli, Saunders, 1985) в субтропическом и умеренном поясах, т.е. использования единой стратиграфической шкалы на большей части Атлантики. Такая возможность была продемонстрирована на примере плиоцен-четвертичных осадков плато Роколл (Крашенинников, Былинская, 1994).

Основой зонального расчленения отложений является смена комплексов планктонных фора-

минифер в разрезе, и границы основных зональных подразделений проводятся по смене целых комплексов, а не отдельных видов. Однако в последнее время во многих работах приводятся данные о возрасте появления и исчезновения конкретных стратиграфически значимых видов, которые могут уточнить возраст границ или детализировать зональное расчленение осадков.

Понятие "датировочный уровень" было введено Ле Роем при определении эволюционного появления Orbulina universa. Он писал: "Выбранные надлежащим путем, точки самого низкого стратиграфического появления" какого-то вида "составляют хроностратиграфический уровень, называемый поверхностью" этого вида (Le Roy, 1948, с. 502). Таким образом, под датировочным уровнем или поверхностью подразумевается момент эволюционного появления или вымирания вида. В настоящее время при изучении глубоководных разрезов в целях корреляции часто определяется возраст первого и последнего присутствия какой-то формы в конкретном разрезе, который может зависеть от фациальных изменений или климатических особенностей региона. Именно анализу этих уровней появления и исчезновения зональных или стратиграфически значимых форм и посвящена предлагаемая работа.

Можно предположить, что возраст первого и последнего присутствия в разрезе многих видов планктонных фораминифер будет отличаться в

7	~
1	Q

R	CORDICET VEODUAŬ	HANDORO I	U HOCHANNARO	присутстрия	BROUNTOHULIN	donavuuuden	n naaneze CKB	39	7
D		ICOBOLOI	ипоследнего	пристегрия	планктонных	шораминишер /		51	

V	Возраст (млн. лет назад)									
у ровни первого и последнего присутст- вия планктонных фораминифер	вычисленный по шкале Berggren et al., 1985	вычисленный по шкале Berggren et al., 1995								
FO Globigerina calida calida	0.97	1.05								
LO Globorotalia crassaformis viola	1.56	1.67								
FO Globorotalia truncatulinoides	1.88	1.95								
LO Globigerinoides obliquus extremus	2.01	2.08								
LO Globorotalia miocenica	2.18	2.26								
LO Globorotalia pertenuis	2.4	2.55								
LO Globoquadrina altispira	2.91	3.03								
FO Sphaeroidinella dehiscens	3.01	3.12								
LO Sphaeroidinellopsis seminulina	3.02	3.13								
LO Globorotalia margaritae	3.09	3.16								
LO Globoquadrina dehiscens	3.24	3.4								
FO Globorotalia miocenica	3.58	3.81								
FO Globorotalia crassaformis viola	3.74	3.98								
FO Globorotalia exilis	4.16	4.5								
FO Globorotalia crassaformis ronda										
Globorotalia crassaformis hessi	4.16	4.5								
LO Globigerina nepenthes	4.42	4.87								
FO Globorotalia puncticulata	4.42	4.87								
FO Globorotalia crassafromis crassaformis	4.62	5.05								
FO Globorotalia margaritae	5.64	6.21								

FO - первое присутствие вида в разрезе; LO - последнее присутствие вида в разрезе.

разных климатических поясах. И действительно, в ряде работ приводятся данные о несовпадении возраста появления и исчезновения некоторых форм в разных широтах, а также о большей или меньшей надежности этих уровней у различных видов (Hills, Thierstein, 1989; Weaver, Clement, 1986).

По-видимому, решению этого вопроса может послужить детальное изучение микрофауны из океанических разрезов с большой скоростью осадконакопления и надежной палеомагнитной характеристикой, расположенных в разных климатических поясах. Стратиграфия позднекайнозойских осадков одной из таких скважин в субтропической части Северной Атлантики и освещается в предлагаемой работе. Мы ставим целью выявить и проанализировать возраст уровней появления и исчезновения в разрезе зональных видов планктонных фораминифер и сравнять зональные шкалы, применяемые в изучаемом районе.

Скважина 397 (26°50.7' с.ш., 15°10.8' з.д.) пробурена у северо-западного побережья Африки на глубине 2900 м (рис. 1). Это мощный разрез верхнекайнозойских осадков с высокой скоростью осадконакопления. Наличие палеомагнитной характеристики позволяет установить возраст уровней первого и последнего присутствия зональных видов планктонных фораминифер. Образцы для анализа отобраны через 1.5 м, что дает разрешаемость в 0.02 млн. лет. Планктонные фораминиферы не несут следов растворения, а переотложение отмечено только в 12 и нижней части 14 керна. При определении возраста уровней появления и исчезновения видов по скоростям осадконакопления для удобства сравнения с предыдущими работами использовался возраст палеомагнитных границ геохронологической шкалы Берггрена (Berggren et al., 1985). Пересчет возраста по более современной шкале (Berggren et al., 1995) приводится в таблице. Автор выражает признательность руководству Проекта глубоководного бурения (США) за предоставление кернового материала (таблица).

УРОВНИ ПОЯВЛЕНИЯ И ИСЧЕЗНОВЕНИЯ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР

При корреляции уровней первого и последнего присутствия зональных видов планктонных фораминифер из различных климатических поясов мы использовали данные о возрасте соответствующих уровней в экваториально-тропической области Северной Атлантики по разрезам скважин 661–667, 108 рейс Проекта океанического бурения, 10°–2° с.ш. (Weaver, Raymo, 1989), и материалы скважин 606–611 94-го рейса из средних широт (Weaver, Clement, 1986).

Первое появление Globorotalia margaritae в скважине 397 фиксируется в пределах 5 палеомагнитной эпохи на уровне 5.64 млн. лет назад (рис. 2), что согласуется с возрастом ее появления в скважинах 607-611 (Weaver, Clement, 1986) и совпадает с данными У. Берггрена, определившего этот уровень в 5.6 млн. лет назад (Berggren et al., 1985). В данной статье за уровень появления G. margaritae принимается первая находка ранней формы G. margaritae primitiva в образце 397-45-5, 32-36 см, за которой чуть выше следует G. margaritae margaritae, а затем в том же керне G. margaritae evoluta. В экваториально-тропических скважинах 108 рейса появление G. margaritae варьирует от 4.6-5.38 млн. лет назад в скважине 661А до 5.7-6.2 млн. лет назад в скважине 664D. Следует, однако, заметить, что не все скважины 108 рейса имеют полный палеомагнитный контроль, в частности, самой нижней палеомагнитной границей, точно установленной в этих скважинах, является граница Матуяма-Гаусс (Weaver, Raymo, 1989). Globorofalia margaritae чрезвычайно широко распространена почти во всех климатических поясах Северной Атлантики. Даже на плато Роколл в скважинах 403-406 (56° с.ш.) ее количество достаточно для выделения одноименной раннеплиоценовой зоны (Крашенинников, Былинская, 1994). Судя по данным недалеко расположенной скважины 611, имеющей палеомагнитную характеристику, G. margaritae появилась здесь 5.28-5.44 млн. лет назад (Weaver, Clement, 1986). Таким образом, этот датировочный уровень можно считать надежным на большей части Северной Атлантики. К северу от 56° с.ш. количество G. margaritae резко уменьшается, и ее, как правило, не обнаруживают в разрезах. Однако даже в скважине 407 (63°56' с.ш.) был найден единичный экземпляр этого вида в основании плиоценового разреза вблизи уровня смены направления навивания Neogloboquadrina atlantica (Крашенинников, Былинская, 1994).

Следующим биостратиграфическим событием снизу вверх по разрезу отметим появление



Рис. 1. Местоположение скважины 397 Проекта глубоководного бурения.

Globorotalia crassaformis. Формы, близкие G. crassaformis, определяемые как ее подвиды, имеют огромное значение для позднеплиоценовой и четвертичной стратиграфии Атлантики, поэтому в данной работе им уделено значительное внимание. В скважине 397 первые экземпляры G. crassaformis crassaformis отмечены на уровне эпизода Твера палеомагнитной эпохи Гильберт 4.62 млн. лет назад, что существенно древнее ранее приводившихся датировок. В экваториально-тропическом трансекте 108 рейса к этому возрасту наиболее близок уровень появления G. crassaformis в северной части тропического пояса, а именно 4.28-4.55 млн. лет назад в скважинах 657А и 659А (18°-21° с.ш.). В направлении к экватору в скважинах 660-664 этот уровень выше: 3.8-4.18 млн. лет назад (рис. 3), кроме скважины 667А с соответствующей датировкой 4.12-4.56 млн. лет назад. В умеренных широтах, в скважинах 606-611 G. crassaformis появляется практически одновременно с G. puncticulata, а именно 4.06-4.30, в среднем 4.12-4.16 млн. лет назад (Weaver, Clement, 1986). В большинстве скважин 108 рейса также отмечено одновременное появление этих видов, кроме скважин 660A и 664D, где появление G. crassaformis отмечено в первом случае раньше, а во втором позже, чем G. puncticulata. В скважине 397 появление G. puncticulata за-

1999

Четвертичный	Брюнес	G. truncatulinoides	G. calida calida	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11	0м 28 66				r 											1	2			flata	G. truncatulinoides	G. calida calida
	уяма		is G. c. viola	12 13 14 15	104				hiscens										l lis					G. in		
	Мат	G. to	locellica saensi	16 17 18 19 20 21 22	180				- Sph. de						r		e		saformis crassaform	crassaformis ronda	i. crassaformis hessi	saformis viola		?		
	[Taycc	ן כ	5	23 24 25 26 27	218 256					1	- 		<u>-</u>	Г——	l. exilis		G. miocenic:		G. cras	G.	0	G. cras	r ticulata			
Плиоцен	Гильберт		Olobolokalia illargarilac	28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43	294 332 370 408	G. venezuelana	nepenthes	Sph. seminulina		G. altispira	nargar. primitiva	G. margaritae margaritae	G. margaritae evoluta	G. pertenuis	5	G. pseudomiocenica		G. obliquus extremus					G. punct			
Миоцен	5			44 45 46 47 48	427		Ċ		,		U.1 U.1			L					,							

Рис. 2. Стратиграфическое распространение планктонных фораминифер в плиоцене и плейстоцене скважины 397.

фиксировано на уровне 4.42 млн. лет назад. В северных широтах (56°-63° с.ш.), в скважинах 403 и 408, G. puncticulata появляется раньше, чем G. crassaformis, а в скважине 407 – одновременно (Крашенинников, Былинская, 1994). Таким образом, по-видимому, первое присутствие обоих этих видов или, по крайней мере, одного из них – это диахронные события в Атлантике. При этом отметим, что наиболее раннее появление фиксируется в субтропической области. Стратиграфическое распространение подвидов G. crassaformis практически не рассматривалось, за исключением работ Г. Болли, который их описал (Bolli, Premoli Silva, 1973; Bolli, Saunders, 1985). Вслед за первыми представителями G. crassaformis crassaformis в скважине 397 выше по разрезу отмечаются экземпляры G. crassaformis ronda и G. crassaformis hessi. Их первое присутствие зафиксировано на уровне эпизода Нунивак эпохи Гильберт 4.16 млн. лет назад. G. crassafor-

УРОВНИ ПОЯВЛЕНИЯ И ИСЧЕЗНОВЕНИЯ



Рис. 3. Уровни первого и последнего присутствия некоторых плиоцен-четвертичных планктонных фораминифер в Северной Атлантике. Данные по скважине 661 из Weaver & Raymo, 1989; по скважинам 607 и 611 – из Weaver & Clement, 1986. FO – уровень первого присутствия вида, LO – уровень последнего присутствия вида в разрезе.

mis ronda и ранее отмечалась нами в плиоценовых отложениях, например, в скв. 403 (Крашенинников, Былинская, 1994). Однако G. crassaformis hessi была первоначально описана как индекс-форма соответствующей четвертичной подзоны (Bolli, Premoli Silva, 1973), и, по нашим данным, в скважинах плато Роколл и севернее, действительно, встречается не раньше среднего плейстоцена. В то же время, в тропической скважине 368 (17°30' с.ш.) этот подвид встречается в плиоценовой зоне Globorotalia miocenica, а в приэкваториальной скважине 366А (5°40' с.ш.) - в позднеплиоценовой зоне Globorotalia tosaensis (неопубликованные данные). Таким образом, возможно, и G. crassaformis hessi появилась раньше в субтропической Атлантике, а в направлении к северу и югу ее первое присутствие имеет более молодой возраст.

Экземпляры Globorotalia crassaformis viola впервые зафиксированы в скважине 397 вблизи кровли эпизода Кочити эпохи Гильберт 3.74 млн. лет назад. Судя по данным Г. Болли, в Карибском бассейне G. crassaformis viola присутствует, начиная с верхов раннего плиоцена (Bolli, Saunders, 1985). В нашем материале этот подвид также встречается в верхней части зоны Globorotalia margaritae как в скважине 366А в экваториальнотропической области, так и на 56° с.ш. в скважине 403. Можно предположить, что уровень появления G. crassaformis viola в Атлантическом океане является достаточно надежным и удобным в стратиграфическом отношении.

Последнее присутствие Globigerina nepenthes в скважине 397 фиксируется 4.42 млн. лет назад в кровле эпизода Сидуфьялл эпохи Гильберт. Уровень последнего присутствия G. nepenthes, очевидно, диахронный и варьирует в разных скважинах. В экваториально-тропических широтах он отмечался от 3.8 до 4.55 млн. лет назад (Weaver, Raymo, 1989). Согласно материалам 94 рейса, его возраст меняется от 4 млн. лет назад в скважине 606, 37° с.ш., до 4.7 млн. лет назад в скважине 611, 53° с.ш. (Weaver, Clement, 1986). Таким образом, приводимый в большинстве работ возраст исчезновения G. nepenthes не моложе 3.8 млн. лет назад. В то же время по Г. Болли, G. nepenthes исчезает одновременно с Globorotalia margaritae, а именно 3.2 млн. лет назад (Bolli, Saunders, 1985). Надо отметить, что в скважине 397 последние экземпляры G. nepenthes встречены на уровне 3.12 млн. лет назад в верхах зоны Globorotalia margaritae, однако ниже этого образца расположен большой интервал, в котором вид отсутствует. Поэтому предположительно, эта последняя находка может быть связана с переотложением. По-видимому, использование G. nepenthes в зональных шкалах или просто в качестве маркера раннеплиоценовых отложений требует уточнения возраста его вымирания.

Другими важными стратиграфическими событиями в середине раннего плиоцена являются моменты первого присутствия Globorotalia exilis и Globorotalia miocenica. В скважине 397 они отмечены 4.16 и 3.58 млн. лет назад соответственно. В Карибском бассейне эти виды также впервые встречены в верхах зоны Globorotalia margaritae, хотя по Г. Болли, первой появляется G. miocenica (Bolli, Saunders, 1985). Близким к нашей датировке является возраст первых находок G. miocenica

1999

в скважинах 657А и 659А на 18°-21° с.ш. Он составляет 3.35-4.18 млн. лет назад (Weaver, Raymo, 1989).

Globoquadrina dehiscens встречается в осадках скважины 397 на протяжении большей части зоны Globorotalia margaritae. Ее последнее присутствие отмечено 3.24 млн. лет назад под основанием эпизода Маммут палеомагнитной эпохи Гаусс. Судя по литературным данным, в других скважинах это событие происходило значительно раньше. Так, Г. Болли отмечает вымирание G. dehiscens в нижней половине зоны Globorotalia margaritae, тогда как граница миоцена и плиоцена соответствует у него основанию этой зоны (Bolli, Saunders, 1985). По У. Берггрену, последнее присутствие G. dehiscens фиксирует миоцен-плиоценовую границу в основании палеомагнитной эпохи Гильберт, т.е. 5.35 млн. лет назад (Berggren, 1977). В скважинах 606-611 этот вид в верхнем миоцене не был найден (Weaver, Clement, 1986). Наконец, в скважинах 108 рейса датировки этого уровня очень сильно варьируют: от 8.2-10.5 млн. лет назад в скважине 659А до 4.6-5.38 млн. лет назад в скважине 661А (Weaver, Raymo, 1989). Предположение о том, что в скважине 397 столь позднее присутствие G. dehiscens обусловлено переотложением, по нашему мнению, маловероятно, так как вид встречается стабильно почти в каждом керне и других признаков переотложения в большинстве образцов этого интервала не отмечается. Таким образом, по-видимому, уровень последнего присутствия G. dehiscens недостаточно надежен для использования его в зональных схемах.

Следующим биостратиграфическим событием является последнее присутствие в разрезе Globorotalia margaritae. Этот уровень назывался в числе надежных для планктонных фораминифер плиоцена, его возраст определялся как 3.66 млн. лет назад (Hills, Thierstein, 1989). Однако по нашим данным, в скважине 397 она исчезает 3.09 млн. лет назад в кровле эпизода Маммут эпохи Гаусс. Согласно Болли, возраст этого события 3.2 млн. лет назад (Bolli, Saunders, 1985). В экваториально-тропических широтах возраст исчезновения G. margaritae варьирует от 3.3-3.5 млн. лет назад в скважине 667 до 3.8-3.9 млн. лет назад в скв. 660 (Weaver, Raymo, 1989). В скважинах 94 рейса также отмечалась диахронность этого уровня (Weaver, Clement, 1986). Даже в близко расположенных скважинах 606 и 607 последнее присутствие G. margaritae зафиксировано 3.5 и 3.7 млн. лет назад соответственно. В направлении к северу это событие отмечается еще раньше: 4.13 млн. лет назад (скв. 609, 50° с.ш.) и 4.5 млн. лет назад (скв. 610, 53° с.ш.).

Sphaeroidinellopsis seminulina последний раз присутствует в осадках скважины 397 у основания эпизода Каена палеомагнитной эпохи Гаусс

3.02 млн. лет назад, что подтверждает данные Хиллса и Тирштайна и их вывод о надежности этого уровня (Hills, Thierstein, 1989). Эти авторы отмечают, что вымирание S. seminulina в Атлантике в целом ряде скважин фиксируется на уровне 3.07 млн. лет назад. В экваториально-тропическом поясе датировки этого события колеблются от 2.8 до 3.2 млн. лет назад, составляя в среднем 3.0 млн. лет назад (Weaver, Raymo, 1989). В Средиземноморье оно также отмечено в пределах эпизода Каена (Cita, 1975). В умеренных широтах уровень исчезновения S. seminulina почти совпадает в скважинах 606 и 607 и составляет 3.0-3.04 млн. лет назад (Weaver, Clement, 1986). В последней работе констатируется, что севернее 41° с.ш. этот вид не присутствует, хотя, по нашим данным, он в единичных экземплярах встречается в нижней половине плиоцена вплоть до широты плато Роколл, а именно, до 56° с.ш. (Крашенинников, Былинская, 1994). Наконец, Г. Болли также отмечает вымирание S. seminulina в нижней части среднеплиоценовой зоны Globorotalia miocenica (Bolli, Saunders, 1985). Таким образом, по-видимому, это событие действительно произошло синхронно на большей части Атлантического океана и является надежным стратиграфическим репером.

Первое появление Sphaeroidinella dehiscens зафиксировано в скважине 397 почти одновременно с исчезновением S. seminulina 3.0 млн. лет назад, хотя, по данным Г. Болли, она появляется раньше, в верхней части зоны Globorotalia margaritae (Bolli, Saunders, 1985).

Важный биостратиграфический уровень последнего присутствия Globoquadrina altispira отмечается в скважине 397 у кровли эпизода Каена 2.91 млн. лет назад. Этот возраст совпадает с большинством данных по другим скважинам. Согласно исследованиям Хиллса и Тирштайна, он составляет 2.94 млн. лет назад и является одним из надежных событий в плиоцене (Hills, Thierstein, 1989). В экваториально-тропических широтах G. altispira исчезает в диапазоне 2.85-3.05 млн. лет назад во всех скважинах 108 рейса (Weaver, Raymo, 1989). В скважинах 606 и 607 южной части умеренного ее последнее присутствие отмечено пояса 2.93-2.99 млн. лет назад (Weaver, Clement, 1986). Севернее 41° с.ш. в 94 рейсе этот вид не был обнаружен, однако единичные экземпляры встречаются в плиоценовых осадках до 56° с.ш. (Крашенинников, Былинская, 1994). Согласно Г. Болли, G. altispira также исчезает в нижней половине зоны Globorotalia miocenica (Bolli, Saunders, 1985).

Исчезновение Globorotalia pertenuis в отложениях скважины 397 четко фиксируется в середине зоны Globorotalia miocenica 2.4 млн. лет назад во время эпизода похолодания.

Globorotalia miocenica последний раз присутствует в изучаемой скважине 2.18 млн. лет назад, что хорошо согласуется с данными 94 рейса. Так, в скважинах 606 и 607 она исчезает 2.2-2.3 млн. лет назад (Weaver, Clement, 1986). В экваториальнотропическом поясе Атлантики это событие также отмечалось от 2.0 до 2.3 млн. лет назад (Weaver, Raymo, 1989). Такой же или сходный возраст этого уровня, а именно 2.1 и 2.2 млн. лет назад, указывается в ранней работе по скважине 397 (Mazzei et al., 1979) и Берггреном (Berggren et al., 1985) соответственно. Таким образом, вымирание G. miocenica – это один из надежных уровней в плиоцене Атлантики. Очень близки к нему уровни исчезновения G. pseudomiocenica и G. exilis. Эти три события и отмечают верхнюю границу зоны Globorotalia miocenica и основание последней плиоценовой зоны Globorotalia tosaensis.

Последнее присутствие Globigerinoides obliquus extremus отмечается в скважине 397 ниже основания палеомагнитного эпизода Олдувей 2.0 млн. лет назад. Эта датировка древнее приводимой для скв. 606–609 из умеренных широт, где возраст исчезновения G. obliquus extremus колеблется от 1.62 до 1.9 млн. лет назад (Weaver, Clement, 1986). В экваториально-тропическом поясе это событие фиксируется около 1.8 млн. лет назад (Weaver, Raymo, 1989). По другим данным этот возраст сильно варьирует в разных скважинах и в среднем составляет 2.43 млн. лет назад (Hills, Thierstein, 1989).

Globorotalia truncatulinoides появляется в скважине 397 в основании палеомагнитного эпизода Олдувей 1.88 млн. лет назад. Усредненный возраст ее первого присутствия в ряде других скважин составляет 1.99 млн. лет назад (Hills, Thierstein, 1989). В экваториально-тропических широтах этот датировочный уровень в среднем варьирует в пределах 1.8-2.0 млн. лет назад, за исключением скважин, осадки которых были, по-видимому, подвержены растворению (Weaver, Raymo, 1989). В умеренных широтах G. truncatulinoides появляется 1.84-1.85 млн. лет назад в скважинах 606-609 и 1.8 млн. лет назад в скв. 610. Однако в скважине 611, расположенной немного западнее последней, на той же широте 53° с.ш., это событие отмечено гораздо позднее, а именно 1.35 млн. лет назад (Weaver, Clement, 1986). По нашим данным, еще севернее - на плато Роколл - в скважине 403 (56° с.ш.) G. truncatulinoides появляется около 1.25 млн. лет назад (Крашенинников, Былинская, 1994). Таким образом, уровень появления G. truncatulinoides, по-видимому, является достаточно надежным в Северной Атлантике от экватора до 50° с.ш. Дальше к северу он постепенно становится моложе.

Возраст уровня исчезновения Globorotalia crassaformis viola в данной работе приводится впервые. В скважине 397 он составляет 1.56 млн. лет назад. По нашему мнению, это событие отмечает кровлю нижнеплейстоценовой одноименной подзоны. К сожалению, эта датировка является предварительной, так как в скважине 397 в отложениях выше уровня последнего присутствия G. crassaformis viola, возможно, существует перерыв осадконакопления.

Еще одно четвертичное биостратиграфическое событие - появление Globigerina calida calida. Первоначально его возраст был определен как 0.14 млн. лет назад (Bolli, Premoli Silva, 1973), однако впоследствии, при корреляции с наннопланктоном, стало очевидно, что он древнее. В колонках донных осадков тропической Атлантики появление G. calida calida было отмечено внутри зоны Pseudoemiliania lacunosa на уровне основания палеомагнитной эпохи Брюнес, т.е. 0.73 млн. лет назад (Былинская, Головина, 1990). В осадках умеренного пояса на плато Роколл ее появление также примерно соответствует палеомагнитной инверсии Матуяма/Брюнес (Крашенинников, Былинская, 1994). В скважине 397 G. calida calida появляется на уровне эпизода Харамильо 0.97 млн. лет назад. Таким образом, возраст этого уровня еще нуждается в уточнении.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ЗОНАЛЬНЫЕ ШКАЛЫ

Из применимых в субтропической Атлантике зональных шкал по планктонным фораминиферам рассмотрим схемы Болли (Bolli, Saunders, 1985) и Берггрена (Berggren, 1977). Первый выделяет три основных зоны и четыре подзоны в плиоцене, а также одну зону и пять подзон в плейстоцене (рис. 4). Основными эволюционными событиями, на которых базируется расчленение плиоцена, являются последние присутствия Globorotalia margaritae и G. miocenica. В плейстоцене главными маркерами зональных границ считаются события появления G. truncatulinoides, G. crassaformis hessi, Globigerina calida calida и Globorotalia fimbriata (Bolli, Premoli Silva, 1973; Bolli, Saunders, 1985).

В зональной шкале Берггрена (Berggren, 1977) выделено шесть плиоценовых зон, границы которых определяются, кроме перечисленных двух событий, еще последним присутствием Globigerina nepenthes, Sphaeroidinellopsis seminulina и Globoquadrina altispira. Плейстоцен в этой схеме соответствует нерасчлененной зоне Globorotalia truncatulinoides.

При сравнении этих шкал, несмотря на использование в основном разных индекс-видов и несколько различную детальность, видно их сходство по существу (рис. 4). Так, в пределах стратиграфического распространения Globorotalia margaritae у Болли выделены подзоны по двум подвидам, а у Берггрена – две зоны PL1 и PL2 с границей по уровню вымирания Globigerina переп-



Рис. 4. Корреляция плиоцен-четвертичного интервала зональных шкал по планктонным фораминиферам. 1 – первое присутствие индекс-вида, 2 – последнее присутствие индекс-вида.

thes. Следующая зона Болли Globorotalia miocenica, разделенная на две подзоны, по объему соответствует зонам PL3, PL4 и PL5 Берггрена. Границами в последней схеме служат уровни исчезновения Sphaeroidinellopsis seminulina и Globoquadrina altispira. Наконец, зоне Globorotalia tosaensis шкалы Болли по составу комплекса соответствует зона PL6 у Берггрена.

Сравнение этих схем в применении к стратиграфии осадков скважины 397 выглядит следующим образом. Безусловно оправданно выделение раннеплиоценовой зоны Globorotalia margaritae с индекс-видом, прекрасно определимым, многочисленным и широко распространенным в Северной Атлантике от экватора почти до 60° с.ш. В обеих обсуждаемых схемах она разделяется на две части. Однако проведение границы по уровню исчезновения Globigerina nepenthes (Berggren, 1977) небезупречно, поскольку он определенно является диахронным в различных областях Атлантики и, кроме того, довольно малочислен. Можно проводить стратиграфическую границу внутри биозоны G. margaritae по появлению Globorotalia crassaformis, как предлагается в настоящей работе (рис. 4), или G. puncticulata, как это сделано в одной из ранее предложенных схем (Weaver, Clement, 1986). Именно присутствие и обилие этих видов придает характерный облик всем вышележащим комплексам планктонных фораминифер.

82

Выделение среднеплиоценовой зоны Globorotalia miocenica (Bolli, Saunders, 1985) мы считаем тоже необходимым, хотя оно и возможно лишь до широты примерно 40° с.ш. в силу тепловодности индекс-вида. С ее расчленением на более мелкие подразделения тоже существуют некоторые сложности. Выделение по Болли двух подзон Globigerinoides trilobus fistulosus и Globorotalia exilis по уровню исчезновения первого вида возможно только в узком экваториально-тропическом поясе, так как севернее примерно 15° с.ш. он не распространялся. Используемые в шкале Берггрена уровни последнего присутствия Sphaeroidinellopsis seminulina и Globoquadrina altispira очень четки и надежны, хотя соответствующие зоны PL3 и PL4 охватывают лишь примерно по 110 тыс. лет. Существующий в этом интервале уровень исчезновения Globorotalia pertenuis (таблица) также может быть использован в качестве маркера стратиграфической границы. Таким образом, можно предложить выделение среднеплиоценовой зоны Globorotalia miocenica с подзонами Sphaeroidinellopsis seminulina, Globoquadrina altispira, Globorotalia pertenuis и G. exilis (рис. 4).

Позднеплиоценовую зону Globorotalia tosaensis целесообразно сохранить как интервал от вымирания G. miocenica до появления G. truncatulinoides.

Судя по материалам скважины 397, расчленение четвертичных осадков на пять подзон, предложенное Болли (Bolli, Premoli Silva, 1985), полностью оправданно, как и во многих других районах Атлантики. По нашему мнению, следует только несколько изменить критерии выделения этих подзон. Так, кровля нижней подзоны проводится нами по исчезновению индекс-формы, а кровля подзоны Globigerina calida calida – по последнему присутствию Globorotalia crassaformis hessi.

Итак, мы предлагаем следующую небольшую модификацию зональной шкалы Болли для плиоцен-четвертичного интервала. В раннем плиоцене выделяется зона Globorotalia margaritae с нижней границей, проводимой по появлению индекс-вида 5.6 млн. лет назад, и верхней – по его вымиранию приблизительно около 3.1-3.2 млн. лет назад. Она подразделяется на подзоны Globorotalia margaritae s. str. и Globorotalia crassaformis, причем граница между ними проводится по появлению G. crassaformis 4.6 млн. лет назад. В других климатических поясах эта граница, по-видимому, проходит несколько выше. В позднем плиоцене выделяются две зоны: Globorotalia miocenica с подзонами Sphaeroidinellopsis seminulina, Globoquadrina altispira, Globorotalia pertenuis и Globorotalia exilis, имеющие границы на уровнях 3.02, 2.9, 2.4 и 2.2 млн. лет назад соответственно, и Globorotalia tosaensis с верхней границей на уровне появления Globorotalia truncatulinoides 1.88 млн. лет назад. В плейстоцене в пределах зоны Globorotalia truncatulinoides выделяются пять подзон:

1) Globorotalia crassaformis viola до вымирания индекс-вида 1.56 млн. лет назад; 2) Globorotalia crassaformis hessi; 3) Globigerina calida calida от появления индекс-вида 0.9–0.73 млн. лет назад до вымирания Globorotalia crassaformis hessi приблизительно 0.18–0.12 млн. лет назад; 4) Globigerina bermudezi и 5) Globorotalia fimbriata, охватывающая голоцен и выделяемая по появлению индекс-вида.

выводы

1. Изучение стратиграфии осадков скважины 397 в субтропической Атлантике и сравнение результатов с данными по планктонным фораминиферам из других климатических поясов выявило в плиоцене и плейстоцене Атлантического океана пять надежных биостратиграфических событий: появление Globorotalia margaritae и G. crassaformis viola, а также вымирание Sphaeroidinellopsis seminulina, Globoquadrina altispira и Globorotalia miocenica. Синхронность появления в Северной Атлантике G. truncatulinoides от экватора до 50° с.ш. также можно считать доказанной. Можно предположить надежность следующих уровней, что, однако, требует проверки: появление Globorotalia crassaformis ronda, G. exilis, Globigerina calida calida и исчезновение Globorotalia pertenuis и G. crassaformis viola.

2. Зональное расчленение плиоцен-четвертичных осадков субтропической Атлантики проводилось нами в близком соответствии со шкалой Г. Болли (Bolli, Saunders, 1985), лишь несколько модифицированной. Отложения верхнеплиоценовой части разреза хорошо расчленяются при объединении шкал Болли и Берггрена (Berggren, 1977) с небольшим дополнением (рис. 4). Следует отметить, что предлагаемый вариант шкалы, по нашим данным, может применяться в Северной Атлантике от экватора до 40° с.ш. Дальше к северу из позднеплиоценовой части шкалы может выпадать ряд подразделений, основанных на наиболее тепловодных видах. Однако общая структура шкалы не изменяется до широты примерно 60° с.ш.

3. Корреляция уровней появления и исчезновения планктонных фораминифер в разных климатических областях (рис. 3) показывает, что ряд видов появляется в субтропической Атлантике раньше, нежели в более северных и южных районах. Это такие виды как Globorotalia crassaformis crassaformis, G. crassaformis hessi, G. puncticulata, G. miocenica и, возможно, Globigerina calida calida. Детальное изучение наннопланктона из этой же скважины показало, что крупные типичные Gephyrocapsa oceanica появляются здесь на уровне 1.78 млн. лет назад (Л.А. Головина, устное сооб-

1999

щение), что древнее ранее приводившихся датировок. Все эти данные говорят в пользу гипотезы о субтропическом центре распространения видов, однако вопрос, является ли это подтверждением гипотезы или случайным совпадением, пока остается открытым и требует выяснения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного фонда "Культурная инициатива" Дж. Сороса по проблеме "Биоразнообразие".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Былинская М.Е., Головина Л.В. Стратиграфия четвертичных отложений тропической Атлантики по фораминиферам и наннопланктону // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1990. № 59. С. 117–128.

Крашенинников В.А., Былинская М.Е. Планктонные фораминиферы и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Северной Атлантики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 128–139.

Berggren W.A. Cenozoic biostratigraphy and paleobiogeography of the North Atlantic // Init. Rep. DSDP. Wash., 1972. V. 12. P. 965–1002.

Berggren W.A. Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Rio Grande Rise (South Atlantic) // Marine Micropaleontology. 1977. № 2. P. 265–313.

Berggren W.A., Kent D.V., Van Couvering J.A. Neogene geochronology and chronostratigraphy // The Chronology of the Geological Record / Snelling N.J., (ed.). Mem. Geol. Soc. London. 1985. № 10. P. 211–260.

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

Blow W.H. Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // Proc. I Intern. Conf. Plankt. Microfoss. 1969. V. 1. P. 199-421. Bolli H.M., Premoli Silva I. Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 sites in the Caribbean Sea // Init. Rep. DSDP. Wash. 1973. V. 15. P. 475–497.

Bolli H.M., Saunders J.B. Oligocene to Holocene lowlatitude planktic foraminifera // Plankton Stratigraphy. Cambr. Univ. Press. 1985. P. 155–262.

Cita M.B. Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy // Init. Rep. DSDP. Wash. 1973. V. 13. P. 1343–1378.

Cita M.B. The Miocene/Pliocene boundary: History and definition // Late Neogene Epoch Boundaries / Saito T., Burckle L. (eds.). New York: Micropaleo Press. 1975. P. 1–30.

Hills S.J., Thierstein H.R. Plio–Pleistocene calcareous plankton biochronology // Marine Micropaleontology. 1989. V. 14. № 1–3. P. 67–96.

Le Roy L.W. The foraminifer Orbulina universa d'Orbigny, a suggested Middle Tertiary time indicator // Jour. of Paleon-tology. 1948. V. 22. № 4. P. 500–508.

Mazzei R., Raffi J., Rio D., Hamilton N., Cita M.B. Calibration of Late Neogene calcareous plankton datum planes with the paleomagnetic record of Site 397 and correlation with Moroccan and Mediterranean sections // Init. Rep. DSDP. Wash. 1979. V. 47. P. 375–390.

Spiegler D., Jansen E. Planktonic foraminifer biostratigraphy of Norwegian Sea sediments: ODP Leg 104 // Proceed. of the ODP. 1989. V. 104. P. 681–696.

Weaver P.P.E., Clement B.M. Synchroneity of Pliocene planktonic foraminiferal datums in the North Atlantic // Marine Micropaleontology. 1986. № 10. P. 295–307.

Weaver P.P.E., Raymo M.E. Late Miocene to Holocene planktonic foraminifers from the equatorial Atlantic, Leg 108 // Proceed. of the ODP. 1989. V. 108. P. 71–87.

Рецензенты И.А. Басов, В.А. Крашенинников

уДК 551.79(430.3);550.384.33

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ НИЖНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ ФОРМАЦИИ (ЛОГ КРАСНЫЙ-ВЕРХНИЙ ДОН)

© 1999 г. Р. В. Красненков, В. В. Семенов*, Г. А. Поспелова**, К. Г. Длусский*, З. В. Шаронова**, Г. М. Левковская***

Государственное предприятие "Геосинтез" Министерства природных ресурсов России, 113105 Москва, Варшавское шоссе, 39А, Россия *Институт географии РАН, 109017 Москва, Старомонетный пер., 29, Россия **Объединенный институт физики Земли РАН, 123810 Москва, Большая Грузинская ул., 10, Россия

*** Институт истории материальной культуры РАН, 192041 Санкт-Петербург, Дворцовая наб., 18, Россия

Поступила в редакцию 13.01.97 г., получена после доработки 21.09.97 г.

Изложены материалы геологических, палеонтологических (мелкие млекопитающие и пресноводные моллюски), палеопедологических, палинологических, палеомагнитных и магнитных исследований нижнеплейстоценовой лёссово-почвенной формации бассейна Верхнего Дона в разрезе Лог Красный. В результате комплексных исследований установлено четыре термохрона в нижнем (додонском) плейстоцене. Три верхние термохрона находятся в хроне Брюнес. Во время второго сверху термохрона и частично предшествующего ему криохрона происходил геомагнитный экскурс. В разрезе, в подстилающем лёссово-почвенную толщу аллювии, образовавшемся в хроне Матуяма, детально изучена наиболее представительная из известных ныне коллекция раннетираспольской териофауны. Разрез Лог Красный можно рассматривать в качестве стратотипа лёссово-почвенной формации бассейна Верхнего Дона.

Ключевые слова. Стратиграфия, микротериофауна, палинология, термохрон, палеомагнетизм, экскурс.

ВВЕДЕНИЕ

Бассейн Верхнего Дона, где в течение плиоцена и нижнего плейстоцена сформировалась сложно построенная серия аллювиальных отложений, а на водоразделах – не менее сложная серия субаэральных образований, является наиболее перспективным регионом для изучения климатостратиграфии плиоцен-плейстоценовых отложений. Этому способствует присутствие здесь регионального стратиграфического маркера – морены Донского ледникового языка, возраст которой на основании многочисленных микротериологических данных, достаточно уверенно оценивается как нижнеплейстоценовый (Бреслав и др., 1992; Величко и др., 1992; Красненков и др., 1980, 1977; Ударцев, 1985). В ряде разрезов изучено вклинивание в сложный комплекс аллювиальных отложений и субаэральных образований донской морены и продуктов ее размыва, что создает благоприятные условия для "смыкания" стратиграфических схем (Красненков и др., 1977, 1984). В бассейне Верхнего Дона собраны и детально изучены наиболее крупные (как в количественном отношении, так и по видовому составу) в ледниковой зоне Восточной Европы коллекции фаун мелких млекопитающих, относящихся к нижнему плейстоцену, начиная с самых ранних и до заключительных его этапов (Красненков и др., 1984). В 1994 г. под руководством Р.В. Красненкова была организована экспедиция в район Красного Лога для проведения палеопедологических, палинологических и палеомагнитных исследований.

Данная работа посвящена результатам комплексного – геологического, микротериологического, палеопедологического, палеомагнитного, палинологического изучения разреза Лог Красный с целью рассмотрения его в качестве стратотипа лёссово-почвенной формации бассейна Верхнего Дона. Разрез Лог Красный является одним из наиболее стратиграфически полных разрезов бассейна Верхнего Дона. Он представлен лёссово-почвенной серией, относящейся к верхней части эоплейстоцена и нижнему плейстоцену (додонскому). Гляциальные отложения и субаэральные образования вскрыты в ряде соседних отвержков этой балки, открывающейся в долину р. Измайлы – небольшого правого притока р. Дон.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА (ПО Р.В. КРАСНЕНКОВУ)

Разрез Лог Красный расположен в одноименной балке в 2.5 км ЗСЗ от северной окраины с. Урыв (Покровка) Острогожского района Воронежской области (рис. 1).

Серией расчисток под современной почвой вскрыты (рис. 2, 4):

1 – QI dns. Донская морена. Суглинок буроватый, неслоистый, с галькой и редкими валунчиками писчего мела, с редкими включениями фиолетовых кварцитов шокшинского типа, гранитов нескольких типов, сланцев и жильного кварца. 1.3 м.

2 – QI dns. Донская морена. Глина, темно-серая, неслоистая, с небольшим количеством включений, главным образом, мела. Обломки дальнеприносных пород редки. Нижняя граница ровная. 0.85 м.

3 – pdQI vrsh. Вершинская погребенная почва. Суглинок темно-серый, гумусированный, агрегированный, в верхней части оскольчатый – следы динамического воздействия ледника. Массой глубоких жилок суглинок проникает в подстилающий слой. 1.3 м.

4 – prQI rost. Ростушский лёсс – суглинок палевый, лёссовидный, не слоистый, разорванный жилками слоя 3, в свою очередь, жилками глубоко проникает в слой 5. Содержит лёссовый комплекс моллюсков Vallanyia teneulabris (al. Br.), Риpilla sterri Voith., Р. muscorum (L.) (определения Р.В. Красненкова). 0.4 м.

5 – pdQI trn. Терновская погребенная почва. Суглинок гумусированный, агрегированный, более темный в нижней части, особенно в "космах", проникающих в слой 6. В нижней части присутствуют кротовины. 1.3 м. 6 – prQI klsn. Колешнянский лёсс – суглинок коричневато-палевый, лёссовидный. В кровле нарушен жилками и "космами", проникающими из слоя 5. Здесь же – конкреции извести по трещинам. 1.3 м.

7 – pdQI trz. Троицкая погребенная почва. Суглинок темно-серый, чуть коричневатый, гумусированный, сильно агрегированный. Улавливается цикличность. По границе фаз – жилки и мелкие конкреции извести. Нижний цикл почвообразования наиболее эффектен. 3.15 м.

8 – prQI. Суглинок, светлый, в большой степени переработанный процессами почвообразования. Возможно, это горизонт ВС троицкой почвы? 0.2 м.

9 – pdQI zr. Зорькинская погребенная почва. Суглинок бурый, оструктуренный, с заметным красноватым оттенком, с редкими включениями известковых конкреций. 1.5 м.

10 – aQI pk. Петропавловский горизонт. Переслаивание красновато-бурого мелкозернистого песка и палевой супеси. Присутствует крошка мела. 1.9 м.

11 – aQI pp. Петропавловский горизонт. Горизонтальнослоистый светлый песок с прослойками глины, в основании переполненный гравием мела. В нижней части этого слоя при промывании извлечена значительная коллекция мелких млекопитающих (см. таблицу). 2.0 м.

12 – K₂t. Мел белый, писчий, с поверхности разрушенный.



Рис. 1. Местоположение разреза Лог Красный (А), схема расположения расчисток (I–IV – номера расчисток) разреза Лог Красный (Б).

ПАЛЕОПЕДОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Палеопедологический анализ лёссово-почвенной серии в разрезе Лог Красный дается на основании полевых наблюдений. Необходимо отметить предварительный характер выводов, так как изучение палеоморфологической ситуации в районе расчисток проводилось в недостаточной степени и корреляция горизонтов почв в соседних расчистках осуществлялась, в основном, по палеомагнитным данным.

В основной расчистке I, непосредственно ниже донской морены, вскрыта погребенная почва, определенная Р.В. Красненковым как вершинская (названия почв здесь и далее даны по Р.В. Красненкову, 1992). Она нарушена диагностическими процессами и верхняя часть этой почвы, вероятнее всего, не сохранилась. Почва имеет профиль A1-BC мощностью 1.4 м. Во время основной стадии ее образования преобладал процесс гумусообразования, однако для того, чтобы сделать выводы о типе почвообразования, необходимы дополнительные исследования. Почвообразующей породой служил ростушский лёсс, горизонт которого с некоторым разрывом залегает на терновской почве.

Вторая донская погребенная почва - терновская, имеющая профиль А1-Вса-С, мощностью около 2 м, формировалась под травянистой растительностью. На одном из начальных этапов ее формирования режим увлажнения был весьма контрастным, что привело к формированию специфических "бобовин" железистого состава. В последующем эти "бобовины" покрылись карбонатной пленкой, что в сочетании с не очень плотными карбонатными конкрециями, свидетельствует об участии в формировании почвы процесса иллювиирования карбонатов. Такое сочетание признаков позволяет говорить о том, что, вероятно, в первой половине теплой эпохи почвообразование шло в луговых условиях, а позже условия стали степными, почвообразование пошло по черноземному типу. На завершающих стадиях образования этой почвы получило развитие мелкополигональное растрескивание, свидетельствующее о градиентах температуры и увлажнения при переходе к последующей стадии лёссонакопления.

Под горизонтом колешнянского лёсса, послужившего почвообразующей породой вышележащей почвы, залегают две частично наложенные друг на друга почвы, образующие педокомплекс, сопоставляемый нами с троицкой палеопочвой. Верхняя из этих почв, имеющая профиль A1'–A1"– Вса мощностью около 3 м, формировалась в теплых условиях под травянистой растительностью. Она, вероятно, полигенетична, так как ее гумусовый горизонт неоднороден по окраске и подраздеФауна мелких млекопитающих в разрезе Лог Красный

Insectivora	Количество экземпляров
Desmana sp.	5
Drepanosorex sp.	1
Sorex sp.	1
Rodentia	
Citellus sp.	20
Allactaga sp.	1
Allocricetus sp.	3
Mimomys pusillus Mehely	101
M. ex gr. intermedius Newton	10
M. cf. hintoni Fejar	1
M. reidi Hinton	2
Villanyia cf. hangaricus	3
Clethrionomys aff. sokolovi Topachevski	7
Allophaiomys-Pitymys	4
Pitymys hintony Kretzoi	18
P. gregaloides Hinton	1
P. cf. duodecimeostatus Selys-longchanps	4
Pitymys sp.	1
Microtus oeconomus Pallas	2
M. cf. hyperboreus Vinogradov	1
Microtus sp.	98
Prolagurus pannonicus Kormos	14
Prolagurus sp.	18
Eolagurus simplicidens	2
Gliridae gen.	1

ляется на два подгоризонта, верхний из которых менее интенсивно проработан процессами почвообразования. Все это говорит о том, что формирование данной почвы сопровождалось осадконакоплением. Отметим, что эта черноземовидная почва формировалась на двучленных отложениях, причем подстилающей породой была более древняя, текстурно дифференцированная почва, служившая местным водоупором, что привело к слабому оглеению средней части профиля.

Нижняя почва этого педокомплекса (троицкой палеопочвы) представлена в расчистке I обезглавленным профилем мощностью около 1 м. Эта почва резко отличается от всех более молодых почв в этой расчистке. По всей вероятности, ее профиль формировался по элювиально-иллювиальному типу в условиях достаточно влажного климата. Верхняя часть этой почвы не сохранилась. В расчистке наблюдается лишь нижняя часть



горизонта Btf в виде заполнения трещин и переходный к лёссу горизонт Bca. Горизонт Btf имеет красновато-бурую окраску, сильно обогащен железом. Он разбит мелкополигональными трещинами и выглядит в расчистке наиболее эффектно, представляя собой маркирующий горизонт. В горизонте Bca обильно представлены крупные, очень плотные ("камневидные") карбонатные конкреции, однако их привязка по времени формирования к нижней или к верхней почвам педокомплекса остается проблематичной. Возможно, что они формировались и позже, под действием грунтовых вод, обогащенных солями кальция.

В расчистке II, расположенной в 250 м от основной расчистки I, вскрывается фрагмент додонской лёссово-почвенной серии, ограниченной сверху по наклонному эрозионному контакту мореной донского оледенения. Говорить об однозначном стратиграфическом соответствии почв в расчистках I и II (по палеопедологическим данным) весьма затруднительно. По-видимому, вершинская почва, ростушский лёсс и часть терновской почвы здесь "сорваны" ледником.

Под мореной вскрыта нижняя часть черноземовидной почвы, которая может соответствовать терновской почве, что подтверждается записью в ней геомагнитного экскурса (ПМЗ-2). Этой почве во время основной стадии ее образования был свойственен, в основном, процесс гумусообразования. Признаков интенсивного иллювиирования глины, железа или карбонатов не отмечено. Условия во время формирования почвы были ско-

Рис. 2. Спорово-пыльцевые диаграммы троицкой, терновской почв и колешнянского лёсса (расчистка II, спорово-пыльцевая диаграмма пород всей расчистки опубликована в работе Поспеловой и др., 1998). 1 - лёсс; 2 - ископаемая почва; 3 - прямая полярность; 4 - обратная полярность; 5 - пыльца древесных пород; 6 - пыльца мезофильных травяно-кустарничковых растений; 7 - пыльца ксерофильных травяно-кустарничковых растений; 8 - споры; 9 - пыльца ольхи; 10-сумма широколиственных древесных пород; 11пыльца пихты; 12 – пыльца ели; 13 – пыльца сосны; 14 - пыльца березы; 15 - уровни с доминированием палинотератов лебедовых; 16 - уровни с доминированием палинотератов разнотравья; 17 – уровни с доми-нированием палинотератов осоковых; 18 – Varia; 19 – Сурегасеае; 20-22 - термомеры: 20 - межледниковья, 21 - межстадиалы, 22 - межфазиал; 23-27 - климатостадии: 23 – криоксеротическая, 24 – термоксеротическая, 25 - термогигротическая, 26 - криогигротическая, 27 - оптимум термомера; 28 - сумма пыльцы Агtemisia и Chenopodiaceae; 29 - уровни находок единичных пыльцевых зерен; 30 – суммарная спорово-пыльцевая диаграмма (расчет % произведен от всей суммы пыльцы и спор в образце); 31 – процентное содержание пыльцы травяно-кустарничковых растений, рассчитанное от числа пыльцы древесных пород; 32 - климатостадии термомеров и нарушения в их закономерной последовательности на границах экскурса.

рее всего степные или лесостепные. На завершающем этапе формирования этой почвы получили развитие процессы мелкополигонального растрескивания, по-видимому, связанные с градиентами температуры и влажности. Затем происходило накопление лёссового материала, о чем можно судить по заполнению многочисленных мелких трещин, рассекающих данную почву.

В 1-ом метре под терновской почвой залегает педокомплекс, сопоставляемый нами с троцкой палеопочвой в расчистке І. Здесь он имеет несколько другое строение. Коричневатый гумусовый горизонт мощностью 1.3 м не имеет отчетливой дифференциации на подгоризонты, но темнеет с глубиной. Ниже он переходит в горизонт Bt, мощностью 1.5 м. Трещины, рассекающие его, заполнены темно-серым гумусированным материалом, не соответствующим по цвету материалу горизонта А1 в данной расчистке. В нижней части педокомплекса наблюдается горизонт аккумуляции карбонатов в форме плотных конкреций, окруженных карбонатной пропиткой. Почва тяжелосуглиниста и подстилается супесчаным аллювием красноватой и белой окраски, который целиком лежит в зоне обратной полярности.

В расчистках III и IV все ископаемые почвы имеют повышенную мошность и слабо лифференцированы на генетические горизонты. Расчистка IV вскрыла фрагменты только одной мощной почвы, залегающей на аллювии красноватой окраски. Такое строение разрезов позволят предположить, что мы имеем дело со склоновыми вариантами отложений. Без дополнительного палеогеоморфологического анализа почв в сериях расчисток, их сопоставление в этих расчистках возможно лишь на основе палеомагнитных данных. По определению Р.В. Красненкова, это эоплейстоценовая зорькинская почва, относящаяся к петропавловскому горизонту по схеме МСК (Решения..., 1986), более древняя, чем все почвы, изученные в расчистках I и II.

ФАУНА МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ

Близ основания терновской почвы P.B. Красненковым выделены остатки мелких млекопитающих, в том числе зубы цокора и наземных моллюсков. Поскольку цокор встречен в среднеильинском горизонте (ниже его находок нет), можно говорить о среднеильинском (среднетираспольском) возрасте терновской почвы.

Коллекция мелких млекопитающих из разреза Лог Красный из аллювия, подстилающего лёссово-почвенную толщу, была собрана Р.В. Красненковым, исследована Н.Е. Казанцевой при консультации А.К. Агаджаняна. Она отличается значительным разнообразием и примерно втрое превосходит известную коллекцию из стратотипи-

ческого разреза у с. Петропавловка. Корнезубые полевки рода Mimomys здесь представлены 4-мя видами, с существенным преобладанием M. pusillus Villania, кустарниковые полевки представлены тремя видами, с доминированием архаичных Pitymys hintony. Характерно высокое солержание серых полевок (Microtus), представленных двумя видами и являющихся древнейшими элементами тираспольского фаунистического комплекса. Лагуриды представлены только паноннской пеструшкой. В экологическом плане приведенный в списке состав мелких млекопитающих (таблица) указывает на лесостепные ландшафты, поскольку в нем в примерно равных количествах пеструшки, в том числе желтые, и тушканчики сочетаются с рыжими и кустарниковыми полевками. Присутствует также и такой характерный лесной элемент как соня.

Рассматриваемая фауна является первой находкой мелких млекопитающих петропавловского комплекса в ледниковой зоне Восточно-Европейской платформы. Микротериофауна относится к раннетираспольскому комплексу млекопитающих. Находки фауны позволяют оценить возраст додонской лёссово-почвенной серии как нижнеплейстоценовый.

ПАЛИНОЛОГИЯ

Додонская часть разреза Лог Красный палинологически охарактеризована 24 образцами (52 пробами). На спорово-пыльцевой диаграмме выделяются 16 палинозон. Реконструировано столько же фаз растительности и климата (Поспелова и др., 1998). Красноцветный аллювий, подстилающий лёссово-почвенную толщу и охарактеризованный тираспольской фауной мелких млекопитающих, формировался в эпоху господства в районе лесной растительности – полидоминантных лесов из ольхи, дуба и вяза. Этот оптимум отвечает термомеру.

Зорькинская красно-бурая ископаемая почва образовалась в термомере (фазы 2 и 3). Флора термомера богата. Определено 46 таксонов, часть из которых не растет сейчас в районе исследований. Вышележащая сероцветная троицкая почва начала формироваться в криомере (фаза 4) и продолжала образовываться в термомере (фазы 5 и 6). В оптимуме этого термомера (фаза 5) были распространены грабовые леса. Находки единичных зерен пыльцы лапины в сочетании с господством граба говорят о теплом и очень влажном климате (рис. 2).

Наиболее подробно палинологически изучены колешнянский лёсс и развитая на нем терновская почва (34 пробы). Колешнянский лёссовый горизонт формировался в обстановке почти полного безлесья. Во всех образцах, представленных 13 пробами, кроме трех проб, отвечающих межстациальной (межлецниковой ?) фазе 8, содержание пыльцы древесных пород менее 10%. Однако палеогеографическая обстановка времени формирования колешнянского лёсса не была стабильной. Его формирование связано с последовательной сменой трех ксеротических (7-9) и одной гигротической (10) сукцессий растительности и климата (рис. 2). Имеются две особенности в развитии сукцессий фаз 8 и 9, граница которых совпадает с нижней границей геомагнитного экскурса Лог Красный. Во-первых, очень резок переход от оптимума предшествующего термомера (фаза 8) к криоксеротической сукцессии (фаза 9). Отсутствие постепенных смен в типах реконструируемой растительности обычно связывается с перерывами в осадконакоплении. Внутри колешнянского лёсса он не зарегистрирован. Во-вторых, в данном случае наблюдается определенная инверсия в закономерных, различных по влагообеспеченности, стадий гляциально межледникового цикла: холодно-влажного, холодно-сухого, тепловлажного, тепло-сухого. Подобная последовательность таких стадий была выявлена еще в 60-е годы М.П. и В.П. Гричуками (Гричук и Гричук, 1960).

В настоящее время большинство исследователей связывают эпохи лёссообразования с криогенными этапами гляциального цикла. В то же время палинологи нередко получают другие палеогеографические реконструкции для лёссов. Так, по Н.С. Болиховской "Образование лёссовых горизонтов Восточно-Европейской провинции ЛПФ¹ проходило во время всех стадий ледниковых климатических ритмов, включая межстадиальные и межфазиальные потепления, а также во время термоксеротических стадий и эндотермальных похолоданий межледниковых климатических ритмов... Только криоксеротические стадии оледенений характеризовались на Русской равнине чрезвычайной локализацией собственно почвенных покровов и почти повсеместным развитием лёссовых покровов" (Болиховская, 1995. С. 239).

Терновская почва формировалась на протяжении пяти климатофаз, которые соответствуют палинозонам 11–15 (рис. 2). Указанные сукцессии показывают, что эта почва образовалась на протяжении трех лесостепных фаз, разделенных кратковременными, но резкими фазами почти полного безлесья (фазы 12 и 14) и широкого распространения в районе угнетенных палинотератовых разнотравных группировок.

¹ ЛПФ – лёссово-почвенная формация.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рекогносцировочные палеомагнитные исследования лёссово-почвенной толщи разреза Лог Красный позволили установить обратную полярность пород петропавловской свиты (хрон Матуяма). На двух уровнях в основании терновской почвы и подстилающего колешнянского лёсса было зафиксировано аномальное направление намагниченности пород (Семенов, 1995).

Отбор образцов для палеомагнитных исследований проведен, начиная от ростушского лёсса до петропавловского аллювия включительно. Непрерывный отбор штуфов выполнен во второй ископаемой (терновской) почве и в верхней части подстилающего ее колешнянского лёсса.

Магнитная восприимчивость пород (K) измерялась in situ и на образцах-кубиках в лаборатории. *К* изменяется по разрезу от 120–200 × 10⁻⁶ СИ (терновская и троицкая додонские почвы и колешнянский лёсс, их разделяющий) до 500–700 × 10⁻⁶ СИ (зорькинская почва, залегающая с перерывом под троицкой почвой, и аллювий). Величина естественной остаточной намагниченности (Jn) в целом повторяет ход изменения K. Для определения направления первичной намагниченности проведены поэтапные нагревы образцов до 600°С с компенсацией геомагнитного поля до 5 γ и выполнен компонентный анализ Jn пород (Поспелова и др., 1997).

По результатам компонентного анализа Јл в разрезе Лог Красный выделено четыре палеомагнитные зоны (ПМЗ) (рис. 3). Вершинская почва, залегающий под ней ростушский лёсс и верхи терновской почвы, составляют ПМЗ-1 с прямой намагниченностью. Остальная часть терновской почвы и верхняя часть колешнянского лёсса образуют обратную ПМЗ-2. Вторая половина колешнянского лёсса и троицкая почва составляют ПМЗ-3 с прямой полярностью. Обратная ПМЗ-4 представлена аллювием и частично замещающей его красно-бурой почвой (зорькинской) петропавловского горизонта, в нижней части которого обнаружены древнейшие представители тираспольского фаунистического комплекса мелких млекопитающих.

ПМЗ-4 на основании геологических и микротериоалогических данных сопоставляется с хроном Матуяма. Вышележащая подморенная лёссово-почвенная толща (ПМЗ-3, ПМЗ-2, ПМЗ-1) формировалась в первой половине хрона Брюнес. Маломощная (~1 м) обратная ПМЗ-2, четко зафиксированная в трех расчистках разреза Лог Красный, является записью экскурса, названного по месту его обнаружения Лог Красный. Другой интерпретации ПМЗ-2, сопоставлению ее с концом хрона Матуяма, противоречат данные по эволюции фаун мелких млекопитающих (Агаджанян, 1992).

Для относительной оценки напряженности геомагнитного поля в период формирования пород из расчисток I–IV использованы значения фактора Q = Jn/0.5K при 400° С и отношения Jn/Jrs. Согласно этим данным, напряженность геомагнитного поля во время экскурса была ниже в 3–4 раза по сравнению с напряженностью стационарного поля до и после экскурса. В течение экскурса Лог Красный геомагнитное поле имело обратную полярность. Виртуальные геомагнитные полюсы (ВГП) расположены вокруг южного географического полюса, не выходя за пределы 68° ю.ш. Средние координаты ВГП: $\Phi = 82^{\circ}$ ю.ш., $\Lambda = 2^{\circ}$ в.д. (Поспелова и др., 1997).

По кривым температурной зависимости намагниченности насыщения Js и остаточной намагниченности насыщения Jrs определены точки Кюри и блокирующие температуры содержащихся в породах магнитных минералов. Установлено, что состав магнитных минералов у изученных пород различен. Основным носителем намагниченности терновской и троицкой сероцветных почв, колешнянского лёсса и светлого петропавловского аллювия, изученного в расчистке IV, является мелкозернистый гематит, у красноватобурой зорькинской почвы и подстилающего ее красноцветного аллювия – магнетит.

Породы различаются не только по составу магнитных минералов, но также по величине и концентрации магнитных зерен. По величине магнитных зерен изученные породы делятся на две группы. К первой группе, с меньшим размером зерен, относятся образцы петропавловского аллювия, троицкой почвы и колешнянского лёсса. Образцы терновской почвы и части подстилающего ее лёсса принадлежат ко второй группе и содержат более крупные зерна магнитных минералов. Наибольшая концентрация магнитных зерен в колешнянском лёссе и в троицкой почве, наименьшая – в терновской почве. Чем ближе слой лежит к морене, тем меньше концентрация магнитных зерен и тем больше их размеры. Можно предположить, что в подстилающих донскую морену породах мелкие магнитные зерна вынесены ледником. Различие состава магнитных минералов у изученных пород свидетельствует либо о различной природе магнитных зерен, либо о разных провинциях сноса (Поспелова и др., 1997).

Сопоставление магнитных данных с полинологическими не позволило обнаружить прямой связи между скалярными магнитными параметрами пород и изменениями климата в период формирования последних. Это объясняется разным составом и разным размером зерен магнитных минералов пород, слагающих разрез.



Рис. 3. Палеомагнитная и палинологическая характеристика разрезов Лог Красный. *А* – расчистка I, *Б* – расчистка II и IV. 1 – суглинок моренный; 2 – погребенная почва; 3 – лёсс; 4 – аллювий; 5 – перерыв в осадконакоплении; 6 – фауна; 7 – пресноводные моллюски; 8–9 – палеомагнитные зоны (8 – прямая, 9 – обратная).



Рис. 4. Сопоставление лёссово-почвенного разреза Лог Красный со стратиграфической схемой Русской равнины и изотопно-кислородной кривой (по Р.В. Красненкову, 1992). 1 – мел. Остальные усл. обозначения см. на рис. 3.

Однако сопоставление палеомагнитных и палинологических данных, полученных на образцах, строго привязанных друг к другу (материал одного и того же штуфа), установило связь между геомагнитными и климатическими изменениями. Во время экскурса Лог Красный климатическая обстановка была неоднородной. Начало экскурса происходило в течение длительного похолодания (палинозоны 9 и 10). Во второй половине экскурса похолодание сменилось двумя оптимумами (палинозоны 11 и 13), разделенными кратковременным экстремумом похолодания (палинозона 12). Считалось, что, как правило, геомагнитные экскурсы происходили во время теплых климатических условий (Петрова и др., 1992). В течение экскурса Лог Красный наблюдалось как резкое похолодание, так и потепление климата. Начало и завершение геомагнитного экскурса Лог Красный приурочены к резким похолоданиям климата. После геомагнитного экскурса экстремум похолодания сменяется четким межледниковьем (палинозона 15), а до начала экскурса оптимум отвечает межледниковью или межстадиалу (палинозона 8). Полученная картина изменения геомагнитного поля и палеоклимата свидетельствует о связи между ними.

ДИСКУССИЯ

Исследованные в разрезе Лог Красный представительные коллекции мелких млекопитающих и пресноводных моллюсков, а также полинологические и палеопедологические данные указывают на наличие по крайней мере четырех

Сводная

термохронов в нижнем додонском плейстоцене. Причем три из них находятся в стратиграфическом интервале от донского горизонта до петропавловского в хроне Брюнес.

Представляет большой интерес сопоставление четвертичного комплекса Верхнего Дона с изотопно-кислородной кривой (Bassinot et al., 1994). Наиболее дискуссионным является вопрос о том, какому ярусу кислородной кривой отвечает донское оледенение. Некоторыми геологами (Шик, 1992) этот криохрон относится к 16-му ярусу. Р.В. Красненков (1992), основываясь на геологических и палеонтологических данных (на значительной эволюции, испытанной мелкими млекопитающими за этот стратиграфический интервал), сопоставил донской криохрон с 12-м ярусом изотопно-кислородной шкалы. По данным А.К. Агаджаняна (1992) здесь сменили друг друга четыре подкомплекса тираспольской фауны, что невозможно соотнести с длительностью 17-19 ярусов, составляющих 120-130 тыс. лет. Этому не противоречат результаты определения абсолютного возраста донской морены (400-493 млн. лет назад, TL, RTL, OSL). В связи с этим наиболее вероятным представляется сопоставление петропавловского, троицкого, терновского и вершинского термохронов соответственно с 19, 17, 15 и 13 ярусами (рис. 4).

Палеомагнитными исследованиями в разрезе Лог Красный на уровне терновской почвы и верхней части подстилающего ее лёсса установлен интервал обратной намагниченности, который интерпретируется как экскурс геомагнитного поля в нижней части хрона Брюнес. Экскурс попадает на конец 15-ой и начало 16-ой изотопно-кислородной стадии. Ранее, в страторайоне Одинцово (в разрезе скважины Акулово) ниже донской морены, в акуловских межледниковых отложениях была обнаружена запись экскурса геомагнитного поля (Семенов, 1983), который, по-видимому, является аналогом экскурса Лог Красный. По имеющимся данным (Harland et al., 1990; Поспелова, 1989) ниже 16 яруса в пределах хрона Брюнес экскурсы уверенно не установлены. Это дает основание предположить стратиграфическое соответствие акуловской толщи, изученной в Подмосковье, терновскому термохрону схемы Верхнего Дона.

Открываются перспективы корреляции стратиграфической схемы нижнего плейстоцена Верхнего Дона, являющейся в настоящее время наиболее детальной и обоснованной схемой отложений этого возраста в Европе (Turner, 1996), со стратиграфическими схемами важнейших страторайонов озерно-ледниковых отложений Одинцова и Рославля. Сделан шаг к решению одного из ключевых вопросов корреляции нижнеплейстоценовых отложений Русской равнины. Авторы благодарят Ю.И. Иосифову за консультации и ценные замечания к статье.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 94-05-17660 и грант 97-05-65139.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 37–49.

Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: МГУ, 1995. 268 с.

Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Величко А.А. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Центральных районов Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 8–36.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.Б. и др. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лёссово-почвенной формации Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 115–140.

Гричук М.П., Гричук В.П. О приледниковой растительности на территории СССР // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Наука, 1960. С. 119–126.

Красненков Р.В. Предложения по совершенствованию региональной стратиграфической схемы плейстоцена и местной стратиграфической схемы области Донского ледникового языка (нижнеплейстоценовая часть) // Бюл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Центру и Югу Русской платформы. М.: ЦСП Росгеолфонда. Вып. I, 1992. С. 166–168.

Красненков Р.В., Холмовой Г.В., Глушков Б.В. и др. Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: ВГУ, 1984. 212 с.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Шулешкина Е.А. и др. О нижнечетвертичном возрасте Донского ледникового языка по данным изучения мелких млекопитающих // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 3. С. 677–680.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Шулешкина Е.А. О древнейшей морене на р. Иловой близ Мичуринска // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 5. С. 1148–1151.

Петрова Г.Н., Нечаева Т.Б., Поспелова Г.А. Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. М.: Наука, 1992. С. 175.

Поспелова Г.А. Экскурсы – магнитохроностратиграфические реперы в четвертичных отложениях // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 169–204.

Поспелова Г.А., Семенов В.В., Шаронова З.В. и др. Раннеплейстоценовый экскурс геомагнитного поля в субаэральных отложениях Верхнего Дона // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 2. С. 106–110.

Поспелова Г.А., Левковская Г.М., Семенов В.В. и др. Магнитостратиграфия и палинология нижнеплейстоценовых лёссово-почвенных толщ бассейна Верхнего Дона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. № 2. С. 65–80. Решения II Межведомственного совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 156 с.

Семенов В.В. Палеомагнитные исследования ледниковых и озерных отложений стратотипического района Одинцова // История озер в СССР. Тезисы докл. VI Всесоюзного совещания АН Эстонской ССР. Таллинн: Ин-т геологии АН Эстонской ССР, 1983. Т. II. С. 179–181.

Семенов В.В. Экскурсы геомагнитного хрона Брюнес в плейстоценовых отложениях центральных районов России // Тезисы докладов Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. М.: ГИН РАН, 1995. С. 215.

Ударцев В.П. К проблеме количества и возраста покровных оледенений Окско-Донской равнины // Краевые образования материковых отложений. Тез. докл. 7-го Всес. совещания. Воронеж, 1995 г. М.: Наука, 1985. С. 173–175.

Шик С.М. Палеогеографические события плейстоцена в Европе и проблемы их корреляции с событиями в Черноморском бассейне и в океане // Корреляция палеогеографических событий: материк-шельф-океан. Материалы конференции. М.: МГУ, 1995. С. 33–38.

Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes–Matuyama reversal // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 126. P. 91–108.

Harland W.B., Amstrong R.L., Cox A. et al. Geologictime scale. Cambridge Univ. Press., 1990. 264 p.

Turner Ch., Balkema A.A. The early Middle Pleistocene in Europe. Rotterdam: Brookfield, 1996. 329 p.

Рецензенты М.Н. Алексеев, А.А. Величко

УДК 551.796(571.53/.55)

МАНЗУРСКИЙ АЛЛЮВИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ: ПАЛИНОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ, ЭТАПЫ АККУМУЛЯЦИИ

© 1999 г. А. Г. Трофимов^{*}, Е. М. Малаева^{**}, С. М. Попова^{*}, Н. В. Кулагина^{*}, И. В. Шибанова^{*}, Г. Ф. Уфимцев^{*}

* Институт земной коры СО РАН, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия ** Московский государственный университет, 117234 Москва, Ленинские горы, Географический факультет, Россия Поступила в редакцию 04.09.97 г., получена после доработки 23.03.98 г.

Манзурский аллювий выполняет древние долины Лена-Байкальского водораздела. Ранее возраст этой толщи типичного констративного аллювия считался эоплейстоценовым. Новейшие исследования показали, что при литологической однородности она включает несколько возрастных подразделений, от плиоцена до верхнего плейстоцена. Манзурский аллювий является типичным примером полихронных комплексов внутриконтинентальной внеледниковой области, формировавшихся при постепенном изменении природных условий.

Ключевые слова. Манзурский аллювий, полихронный комплекс, неоген-четвертичные отложения, древние долины, Западное Прибайкалье.

введение

Проблема изучения отложений древних долин Западного Прибайкалья была поставлена более 120 лет тому назад А.Л. Чекановским. Первая характеристика фрагментов древней долинной сети принадлежит Е.В. Павловскому и Н.В. Фроловой (1941), а комплексные исследования осадков древних долин были выполнены под руководством Н.А. Логачева (Логачев, Абрамова, 1958; Логачев и др., 1964). Эти отложения были объединены в манзурскую свиту (толщу) и ее возраст определен как эоплейстоценовый. Последующие работы детализировали данные представления (Адаменко и др., 1971; Логачев и др., 1974; Замараев и др., 1976; Адаменко и др., 1980; Стратиграфия СССР..., 1984; Кононов, 1988; Осадчий, 1987), расширили географию отложений манзурской толщи. Проведенное в последние годы изучение разрезов манзурского аллювия с использованием радиотермолюминесцентного датирования позволило выяснить, что отложения древних долин при своей внешней литологической однородности имеют несколько возрастных генераций (Манзурский аллювий, 1995).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МАНЗУРСКОГО АЛЛЮВИЯ

Манзурский аллювий выполняет древнюю долину, протягивающуюся от низовьев р. Большой Голоустной у побережья Байкала (рис. 1) на северо-восток вдоль подошвы Приморского хребта. Затем она отклоняется на север и вдоль долин Бугульдейки, Унгуры и Манзурки пересекает морфоструктуры краевой части Сибирской платформы и выходит в долину р. Лены у пос. Качуг. Древняя долина имеет ряд ответвлений, в том числе вдоль р. Ходонцы и р. Анги, где она открывается к Байкалу. Обособленную позицию занимает древняя долина вблизи устья р. Бугульдейки, отделенная от Байкала узким гребнем и параллельная берегу озера. Широкое днище ее расположено на относительных высотах более 100 м. Ответвление древней долины вдоль р. Анги, впадающей в Лену у пос. Качуг, выполнено ангинским аллювием (Логачев и др., 1964; Адаменко и др., 1980). В палеогеографических построениях кайнозоя юга Восточной Сибири древняя долина, заполненная манзурским аллювием, рассматривается как свидетельство существовавшего в прошлом стока из Байкала в бассейн Лены, прерванного формированием истока Ангары.

СТАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ДРЕВНИХ ДОЛИН ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Плиоценовые горизонты манзурского аллювия

Наиболее древние отложения вскрыты в разрезах Северный и Алагуйский в долине р. Бугульдейки. В последнем отложения 10-м мощности представлены песчано-галечным материалом с прослоями белесого песка и гравия. Отмечается диагональная и косая слоистость. Нижняя часть толщи включает крупные валуны и глыбы. Верхняя 3-м часть разреза сложена плейстоценовыми аллювиальными отложениями.



Рис. 1. Схема морфотектоники Байкало-Ленского междуречья и расположение изученных разрезов манзурского и ангинского аллювия.

1-3 – Сибирская платформа, в том числе ее краевая поднятая часть (1), система предгорных складок Прибайкальского прогиба (2), из которых показаны антиклинальные увалистые возвышенности, и Верхоленская поднятая ступень (3); 4-5 – Байкальская рифтовая зона, в том числе краевые ступени и междувпадинные перемычки днища рифтовой долины (4) и наклонные горсты западного крыла (5); 6 – главнейшие тектонические уступы; 7 – древние долины (по Н.А. Логачеву и др., 1964; с изменениями и дополнениями). Залитыми кружками показано положение изученных разрезов: Ангинского (1), Кистеневского (2), Качугского (3), Харбатовского (4), Никилейского (5), Капцыгайского (6), Подтокского (7), Хоготского (8), Огулского (9), Южного (10), Северного (11), Алагуйского (12), Еланцинского (13), Хидусинского (14), Бугульдейского (15), Перевального (16), Илгинского (17).

В образцах с глубины 3–13 м определена пыльца 26 родов преобладающей группы – деревьев и кустарников. Большое участие пыльцы темнохвойных пород – тсуги, ели, пихты, кедровой сосны – наряду с пыльцой, характеризующей формации смешанных широколиственных лесов, отражает характер горных полидоминантных лесных сообществ. Представители разнообразной (на уровне родов и видов) широколиственной группы могли принимать участие в разных типах леса. В Северном разрезе до глубины 15 м наблюдается чередование слоев песчано-гравийного и песчано-гравийно-галечного состава. Хорошо выражена косая слоистость. Толща ожелезнена – в виде прокрашивания всего осадка, пятен, затеков, полос. В основании разреза (гл. 15–15.8 м) вскрыт плотный пестроокрашенный ожелезненный суглинок, содержащий плиоценовую пыльцу.

Основную часть дендрофлоры составляет пыльца сосны, вяза и темнохвойных пород (Tsuga + + Abies + Picea + Pinus s/g Haploxylon). Показательные виды хвойных, определеяющие характер зональных лесных формаций, в отложениях данного и предыдущего разрезов одинаковы.

Раннеманзурские пыльцевые флоры включают четыре географические группы родов: 1) панголарктические роды – Abies, Picea, Larix, Pinus, Salix, Betula, Alnus, Euonumys, Sambucus, Lonicera, Myrica; 2) американо-евразиатские роды – Carpinus, Corylus, Ulmus, Acer, Tilia, Fraxinus, Ilex; 3) американо-средиземноморско-азиатские роды – Pteroсагуа, Juglans, Ostrya; 4) американо-восточноазиатские роды – Tsuga, Diervilla.

Пыльцевые флоры из разрезов долины р. Бугульдейки имеют много общего с флорами плиоцена горных районов Северной Монголии и Восточного Забайкалья: из отложений пачки Б свиты Хиргис-Нур в Котловине Больших Озер (Малаева, 1987; Девяткин и др., 1989); подбазальтового аллювия в долине р. Чулуту на Хангае (Логачев и др., 1982); ононской свиты "белесой толши" Восточного Забайкалья (Малаева, Уфимцев, 1976; Малаева, Крамаренко, 1981; Симонов и др., 1988). Состав ископаемых флор свидетельствует о распространении в горных районах юга Восточной Сибири формаций хвойных, хвойно-широколиственных и смешанных широколиственных лесов. Пыльцевые комплексы отражают вертикальную поясность растительного покрова, которую можно определить как хвойношироколиственно-лесную неморального типа.

Стратиграфическое положение раннеманзурских осадков долины р. Бугульдейки может быть определено сопоставлением с вышеупомянутыми ископаемыми флорами смежных регионов, для которых имеются дополнительные возрастные критерии. Возраст отложений свиты Хиргис-Нур в стратотипическом разрезе Хиргис-Нур-2 установлен по комплексам фауны как нижнесреднеплиоценовый (Девяткин, 1981). Абсолютные датировки базальтов, перекрывающих плиоценовый аллювий в долине р. Чулуту (от 3.8 ± 0.2 до 4±0.25 млн. лет), дают верхний возрастной предел идентичных плиоценовых пыльцевых флор (Логачев и др., 1982). Раннеманзурские отложения нижнего-среднего плиоцена выделены нами под названием бугульдейский горизонт.

Более молодая пыльцевая флора плиоценового возраста определена в отложениях манзурского аллювия междуречья р. Манзурки и ее левого притока пади Хальская (разрез Харбатовский). Превышение водораздельной гряды над руслом р. Манзурки составляет 80–85 м. Здесь на протяжении 2.5 км расположена группа карьеров. В северном карьере опробована нижняя часть вскрытой толщи, имеющей мощность 20–25 м. Это преимущественно галечники линзовиднослоистые, с линзами белесого песка. Материал ожелезнен, гальки хорошо окатаны, покрыты пленками ожелезнения. Среди галек преобладают эффузивы, граниты (часто выветрелые), кварциты и песчаники. В южном карьере представлена песчаногравийная часть толщи древнего аллювия верхов толщи. Здесь под покровными отложениями залегают разнозернистые пески, гравий, прослои мелкогалечно-песчаного материала. Переслаивание имеет линзовидный характер, хорошо выражена косая и диагональная слоистость. Видимая мощность толщи около 8 м.

В составе пыльцевого комплекса харбатовского разреза определен 21 род дендрофлоры. Большую часть составляет пыльца Pinus sylvestris и Betula sec. Albae. Темнохвойные формации отражены в спектрах слабо (рис. 2). Состав разнообразной группы широколиственных пород отражает долинные сообщества из ольхи, вяза, ореха, облепихи, ивы и склоновые (зональные) смешанные широколиственные леса с участием бука, дуба, граба, клена, липы, лещины. В травянисто-кустарничковой группе доминирует пыльца семейств и родов широкого экологического диапазона. Встречаются группы таксонов, характеризующие преимущественно лугово-лесные (Pyrola, Ranunculus, Rumex, Heracleum, Cacalia hastata), лугово-степные (Rheum, Pulsatilla, Galium, Trifolium), степные, скальные (Polygonum angustifolium, Convolvulus, Eremurus, Ephedra, Thymus, Centaurea, Pulsatilla bungeana, Euphorbia discolor) сообщества. Особое значение для установления возрстных признаков данной ископаемой флоры имеет находка пыльцы Eremurus (сем. Liliaceae). Современный ареал представителей рода Eremurus - средиземноморско-азиатский. В исследуемую эпоху восточная ветвь ареала рода Eremurus простиралась до Прибайкалья. Связь флоры с южноевропейско-азиатской флористической провинцией подтверждается определением спор папоротника Polystichum lobatum. Основная часть его современного ареала охватывает горные районы Южной Европы, Средиземноморья. Polystichum lobatum характерен для лиственных лесов: на Кавказе – с грабом, в Карпатах – с буком (Гричук, Моносзон, 1971). Таким образом, в харбатовской флоре определены элементы (Fagus, Eremurus, Polystichum lobatum), указывающие на ее географические связи со средиземноморской флористической провинцией, что является признаком древности. В долине р. Манзурки древний аллювий харбатовского горизонта слагает самый высокий 85-90-метровый уровень аккумуляции.

Более молодые отложения манзурского аллювия вскрыты в Подтокском разрезе (Логачев и др., 1964; Замараев и др., 1976; Адаменко и др., 1980). Верхнюю часть разреза слагают галечники, цементированные белесым глинистым песком. В составе гальки преобладает кварц, отмечены кварциты, доломиты, яшмоиды, халцедон, кремнистая



Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма плиоценовых (N₂²) отложений Харбатовского разреза в долине р. Манзурки.

1 – почвенно-растительный слой; 2 – покровные отложения; 3 – песок; 4 – гравий, галька; 5 – глинистые окатыши; 6 – валуны; 7 – слоистость; 8 – ожелезнение; 9 – суглинок; 10 – щебень; 11 – глыбы коренных пород ангарской серии; 12 – "гнезда" ожелезненного суглинка; 13 – склоновые отложения; 14 – содержание пыльцы и спор менее 1%; 15 – наличие пыльцы и спор в малочисленной группе без подсчета процентов.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM

7

ኤ 4

1999

порода (интервал 0–1 м). Ниже залегает галечник, цементированный охристо-бурым суглинком, переходящим в глинистый песок от охристого до белесо-серого с галькой (инт. 1–2.4 м). Ниже прослеживается пестроцветный суглинок с галькой кварца, кварцитов, песчаника (инт. 2.4–4.5 м). Ниже наблюдается переслаивание белесого глинистого песка с галькой и валунами, буровато-охристого глинистого песка и суглинка с галькой, заполняющих углубления в плотике. Полотно карьера имеет превышение над руслом р. Унгуры 42–43 м, общая мощность рыхлых отложений не превышает 7–9 м.

В составе дендрофлоры 13 родов, особенно много пыльцы обыкновенной сосны и березы, отмечена пыльца вяза, лещины, липы, ореха. В травянистой группе доминирует пыльца злаков, полыни, осок. Им сопутствует пыльца широко распространенных семейств (Chenopodiaceae, Plantaginaceae, Umbelliferae, Cruciferae, Asteraceae, Cichoriaceae, Urticaceae) и родов (Allium, Ranunculus, Rumex, Polygonum, Potentilla). Пыльцевой комплекс отражает состав формаций светлохвойных и смешанных лесов с участием широколиственных пород.

Отложения выделены как подтокский горизонт манзурского аллювия (N_2^2) .

Плиоценовый горизонт ангинского аллювия

Ангинский аллювий распространен в долине р. Анги, правого притока р. Лены (Логачев и др., 1964). Он изучен в разрезе на левом берегу р. Анги в 14 км от пос. Качуг.

Ангинская малакофауна характеризует фации мелководных речных затонов или стариц, о чем говорит присутствие в массе корбикул, Pisidium amnicum, обилие вальват. Отмечается смешение моллюсков разных фаций за счет близкого переотложения. Новые материалы детализируют прежние представления об экологии комплекса (Попова, 1968, 1981), не меняя их по существу.

Малакофауна представлена 47 видами, из которых вновь обнаружены 14. Не встречаются ныне в Прибайкалье 8 таксонов: Valvata polchella, Lymnaea stagnalis angensis*, Planorbarius corneus, Planorbis sieversi, P. starobogatovi*, Helicorbis minima*, Corbicula praebaicalensis*, C. ferghanensis. Takcoны, отмеченные звездочкой, вымерли повсеместно. Valvata pulchella и Planorbarius corneus обитают ныне в Европе и Западной Сибири. Planorbis sieversi имеет более южный ареал в Азии. Род Planorbis, к которому принадлежит вымерший повсеместно P. starobogatovi, ныне отсутствует в Прибайкалье, доходя с запада до Енисея. Присутствие рода Corbicula наиболее выразительно; принадлежащие ему виды не распространены севернее 45 параллели на западе, но встречаются в Причерноморье,

Прикаспии и Средней Азии, а на востоке (вдоль морского побережья в Приморье) продвигаются несколько севернее. С. ferghanensis - один из массовых видов в ангинской толще – описана из района Ферганы. Состав малакофауны позволяет оценить среднегодовые температуры воздуха в Прибайкалье в ангинское время. Они были выше +5°С и приближались, видимо, к 10°С (ныне около -2°).

В ангинской толще наряду с элементами Сибирской подобласти Палеоарктической области (Старобогатов, 1986) присутствуют элементы Европейско-Центральноазиатской подобласти Палеоарктики (Valvata pulchella, Planorbarius corneus, виды Planorbis). Значительный процент вымерших и сменивших ареал на более южный. высокие среднегодовые температуры, характер зоогеографической структуры - свидетельства позднеплиоценового (акчагыя) возраста ангинской толщи. Первоначально он определялся как позднеэоплейстоценовый-тираспольский (Логачев, Попова, 1962). Позже обработка собственных сборов моллюсков, коллекций Н.А. Ясаманова, О.М. и Р.С. Адаменко (Попова, 1981) заставила присоединиться к мнению. основанному на анализе мелких млекопитающих (Адаменко, 1975), о ранне-среднеэоплейстоценовом возрасте ангинской толщи (схемы В.И. Громова и др., 1965). В более поздних схемах (Никифорова, Александрова, 1987) – это плиоцен-ранний эоплейстоцен.

В последние годы появилось еще одно подтверждение позднеплиоценового возраста этой толщи. В ангинском аллювии, вскрытом в карьерах Рыково-1 и 2, С.М. Поповой и И.В. Шибановой были собраны Juga aff. orchonica и J. aff. starobogatovi, практически тождественные видам, описанным из сероцветной щебнистой толщи долины р. Орхон в Монголии (Попова, 1978). Возраст слоев с Juga orchonica, J. starobogatovi и с остатками млекопитающих внутри сероцветной толщи $<3.1 \pm 0.2$ млн. лет (дата получена по подстилающим сероцветную и лежащую ниже ее буроцветную толщи базальтам), а по палеонтологическим материалам оценивается как плиоценранний эоплейстоцен (Девяткин, 1981) схемы В.И. Громова и др. (1960). Поскольку рыковская толща моложе собственно ангинской, то эта находка также подтверждает позднеплиоценовый возраст ангинского аллювия.

Комплекс пыльцы из ангинского аллювия получен в интервале глубин 3.7–6.85 м. В составе дендрофлоры определен 21 род. Преобладает древесно-кустарниковая пыльца березы и обыкновенной сосны; значительную часть спектров составляет пыльца темнохвойных пород – ели до 18–25%, сибирской сосны до 20–26%. Группа экзотов включает ель секции Omorica, виды лещины, вяза, липу, граб, дуб, бук, клен, лох. Сумма пыльцы широколиственных растений значительна – от 6 до 20%. В составе травянистого комплекса доминирует пыльца широко распространенных семейств и родов, отмечена пыльца водных растений (рогоз, уруть, кубышка, горец земноводный).

Пыльцевой комплекс отражает растительность лесного пояса. Леса в бассейне древней реки были представлены двумя главными формациями: хвойно-широколиственными и смешанными широколиственными с участием нескольких видов широколиственных пород, в том числе южнобореальных. К индикаторам теплообеспеченности следует отнести бук, граб, лох. Наиболее теплолюбивым является бук. Ограничения средних температур самого холодного месяца для двух европейских видов бука составляют -4 ... -8°С.

Сравнивая ангинскую и харбатовскую пыльцевые флоры, отметим следующее. Состав и соотношения пыльцы ангинской флоры указывают на значительную роль в растительном покрове темнохвойных лесов, в составе которых сохранился реликт раннеманзурской флоры – Picea sec. Omorica. Состав прочих лесообразователей двух указанных флор был сходным (на уровне родовых таксонов), но участие широколиственных пород в составе лесов в период формирования ангинского аллювия было более значительным. Исходя из основных признаков ископаемых флор их таксономического состава и соотношения основных компонентов, можно предполагать, что харбатовская флора имеет определенные черты преемственности ангинской флоры. Уже в верхней части ангинского разреза, как следствие некоторой аридизации климатического режима, отмечено изменение соотношения древесной и травянистой групп пыльцы; увеличение доли березы; определена пыльца лоха, характерного для тугайных сообществ лесостепной и степной зон. В харбатовской флоре влияние аридизации выражено более определенно: участие пыльцы темнохвойных пород в пыльцевых спектрах минимально, ее состав обеднен; доля пыльцы широколиственного комплекса снизилась до 1-2%; появилась пыльца Eremurus – эдификатора степных сообществ; определена пыльца Hippophaë rhamnoides, элемента, характерного для долинной растительности степной и лесостепной зон.

Анализ двух флор приводит к выводу, что харбатовская флора "надстраивает" ангинский флористический комплекс, поскольку имеет определенные черты преемственности от последнего. Отложения харбатовских карьеров выделены как стратотип *харбатовского горизонта* манзурского аллювия верхнего плиоцена (N_2^2) .

Плейстоценовые горизонты манзурского аллювия

Отложения среднего плейстоцена изучены в долинах Ходонца (разрез Хоготский), Анги (разрез Еланцинский), Голоустной, Бугульдейки, на междуречье Бугульдейки и Куяды (разрез Бугульдейский).

В долине р. Ходонца в 9 км южнее пос. Хогот вскрыт разрез 35–40-метрового аккумулятивного уровня. В пыльцевых спектрах преобладает пыльца деревьев и кустарников за счет высокого содержания обыкновенной сосны и березы. Отмечена пыльца вяза, липы, граба, дуба, клена, ореха. Получена РТЛ-дата – 390 ± 80 тыс. лет (определения выполнены О.А. Куликовым в лаборатории дозиметрии радиоактивности окружающей среды и РТЛ-датирования МГУ).

На северной окраине пос. Еланцы вскрыт фрагмент манзурского аллювия на высоте 70-80 м над урезом р. Анги. Отложения преимущественно галечно-гравийные и песчано-гравийные, вмещают небольшие линзы серого суглинка, сильно ожелезненные. В составе обломочного материала преобладают кварц, кварциты, сланцы, гранитоиды, гнейсы. РТЛ-дата равна 290 ± 58 тыс. лет. В спектрах доминирует пыльца дендрофлоры (18 родов). Основную часть ее составляют обыкновенная сосна и береза (рис. 3, *A*). Характерен состав пыльцы разнотравья – это представители лугово-лесных и лугово-степных сообществ (злаково-разнотравные группировки).

Близкие пыльцевые спектры определены в отложениях прибортовой части древней долины на междуречье рек Бугульдейки и Куяды. Бугульдейский разрез находится на высоте около 120 м над уровнем Байкала. Залегающая здесь белесая песчано-галечно-гравийная толща интенсивно ожелезнена. Обломки представлены кварцем, кварцитами, гранитоидами, среди которых много выветрелых. Характерна косая слоистость. В древесно-кустарниковой группе спектров преобладает пыльца обыкновенной сосны и березы (рис. 3, Б). Состав пыльцы травянистых растений смешанный: лугово-лесной, лугово-степной.

Таким образом, древний аллювий Еланцинского и Бугульдейского разрезов характеризуется пыльцевыми комплексами лесного и лесостепного типа. Преобладали смешанные сосново-березовые леса. Представители широколиственной флоры входили в состав зональных (дуб, липа, клен, лещина) и долинных (ольха, вяз, орех, граб) лесов.

Отложения среднего плейстоцена изучены также в бассейне р. Голоустной. Разрезы Перевальный и Илгинский (РТЛ-дата 230 ± 60 тыс. лет) находятся на местном водоразделе рек Илги и Сухой – левых притоков Голоустной. В спектрах



господствует пыльца дендрофлоры – сосны и березы, в травяно-кустарничковой – полыни, злаков, осок. Травянистая группа имеет, как и в предыдущих разрезах, интегральный характер, отражая распространение сообществ лугово-лесного (Ericales, Onograceae, Plantaginaceae, Ranunculus, Cacalia hastata, Heracleum sibiricum) и остепненнолугового (Lilium tenuifolium, Gentiana barbata, Polsatilla patens, P. bungeana, Bunias, Thymus, Ephedra) типов. Также присутствует пыльца широколиственных пород (вяз, липа, клен, орех).

Последний разрез из серии среднеплейстоценовых – Хидусинский – имеет РТЛ-дату 156 ± ± 39 тыс. лет. На долю древесно-кустарниковой пыльцы приходится более 90% за счет большого содержания обыкновенной сосны и березы. Из широколиственного комплекса встречены вяз и липа.

В соответствии с полученными РТЛ-датами проанализированы отложения, формировавшиеся в интервале от 390 ± 80 до 156 ± 39 тыс. лет. В бассейнах с байкальским направлением стока они залегают на значительной высоте над современными руслами рек Анги, Бугульдейки, Голоустной. Материалов для детализации седиментационного процесса в долинах пока недостаточно, поэтому нами выделен этап аккумуляции среднего плейстоцена в целом.

Верхнеплейстоценовый горизонт манзурского аллювия изучен в долинах рек Бугульдейки, Унгуры, Манзурки, Лены. Отложения имеют близкий РТЛ-возраст – в пределах первой половины верхнего плейстоцена. Все разрезы находятся в прибортовых частях долин и часто слагают террасоувалы на участках долинных расширений. В долине р. Бугульдейки это участок севернее шоссе Косая Степь-Еланцы, до впадения ручья Билет. Вдоль левого борта на протяжении 12 км расположено несколько разрезов, из которых детально изучен Южный.

В пыльцевых спектрах Южного разреза определены 19 родов дендрофлоры, которые составляют 90% и более от общего числа зерен. Особенно много пыльцы обыкновенной сосны. Сумма травянистой пыльцы достигает 10% и менее, споры единичны. Кроме пыльцы представителей широко распространенных семейств (Gramineae, Сурегасеае) и родов (Artemisia, Polygonum), определены элементы лугово-лесных (Ranunculus, Ericales, Onograceae) и лугово-степных (Lilium tenuifolium, Rheum, Tanacetum, Allium, Ephedra) сообществ. Получена РТЛ-дата 133 ± 30 тыс. лет.

В долине р. Унгуры отложения верхнего плейстоцена (РТЛ-даты 140 ± 35 и 108 ± 27 тыс. лет) вскрыты в карьере на южной окраине с. Капцыгай. В образцах преобладает пыльца дендрофлоры (более 90%), в составе которой определено 15 родов. Из них обыкновенной сосны – 80–90%, березы – не более 10%. Пыльца широколиственных пород отмечена единично в отдельных образцах.

Более полная палинологическая характеристика получена по разрезу 20-метровой толщи севернее пос. Никилей, слагающей поверхность террасоувала высотой около 35 м. Здесь наблюдается частое чередование прослоев галечникового и песчано-гравийного состава, характерна косая слоистость, ожелезнение толщи.

В отложениях определена пыльца 19 родов дендрофлоры, составляющей 74-94% (рис. 4). В верхней части толщи меняются соотношения пыльцы во всех флористических группах. В общем состаменьше доля травянисто-кустарничковой ве пыльцы, среди которой увеличивается сумма злаков и уменьшается число полыни и представителей сем. Compositae в целом. В группе дендрофлоры возрастает содержание пыльцы Pinus sibirica и снижается – Betula sec. Albae. Можно предположить, что указанные изменения не являются случайными, а отражают реальное увеличение площади темнохвойных формаций с участием сибирской сосны, как следствие некоторого повышения уровня общей увлажненности территории. Возможно, в спектрах верхнего горизонта отражено начало периода увлажнения и похолодания - об этом свидетельствует и перераспределение акцентов в травянистом комплексе пыльцы. Однако постоянное участие в спектрах пыльцы широколиственных пород не дает оснований для вывода о существенном похолодании. По имеющимся данным можно предположить только наметившуюся тенденцию. РТЛ-дата равна 115 ± 30 тыс. лет.

В долине р. Лены изучено два разреза. На левом берегу, на южной окраине пос. Качуг, в карьере на высоте около 45–50 м над урезом вскрыта грубообломочная толща, залегающая на верхнеленской свите кембрия. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца деревьев и кустарников, среди которой много сосны обыкновенной. Группа темнохвойных составляет 4–7%, значительная доля спектра приходится на березы – древовидные и кустарниковые. Определена пыльца вяза, лещины, липы, дуба, клена, граба. РТЛ-дата – 126 ± 25 тыс. лет.

Второй разрез – карьер на правом берегу р. Лены, восточнее с. Кистенево. Мощность толщи составляет 40–42 м. Верхняя часть разреза сложена преимущественно песчано-галечно-гравийными горизонтами с небольшими линзами суглинка, линзовидной и горизонтальной слоистостью; нижняя – галечниковыми слоями, а песчаные отмечаются в виде линз и прослоев.

Пыльцевая флора разреза разнообразна. В группе дендрофлоры, насчитывающей 23 рода, преобладает пыльца сосны обыкновенной и берез (рис. 5). В большинстве образцов совместно








СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 7 № 4 1999

встречается пыльца нескольких таксонов широколиственных пород, особенно часто липы, вяза. Среди разнотравья определено более 60 видов. Представительна группа пыльцы растений, характерных для остепненных сообществ и пионерных группировок на шлейфах, русловых галечниках, конусах выноса (Allium, Convolvulus, Taraxacum, Filifolium, Thesium, Tanacetum, Malvaceae, Centaurea). В спектрах отражено распространение темнохвойных, смешанных и остепненных лесов, а также лугово-степных и петрофитно-степных группировок. Смешанные леса и долинные рощи включали элементы широколиственной флоры. РТЛ-дата – 78 ± 20 тыс. лет.

Особенности палинологических комплексов плейстоцена

Пыльцевые комплексы среднего и первой половины верхнего плейстоцена довольно близки типологически. В них преобладает пыльца дендрофлоры и содержится мало спор; доминирующим элементом комплексов является Pinus sylvestris; пыльца лиственницы, одного из главных современных лесообразователей, встречается единично; отложения включают пыльцу широколиственных пород; травянисто-кустарничковая группа отражает сочетание лесных, луговых и остепненных сообществ.

В рамках изученных временных интервалов флора и растительность в Западном Прибайкалье имела близкие характеристики. Несколько необычным может показаться вывод о весьма однообразной картине распределения растительных формаций низкогорий и приподнятых равнин. В общих чертах оно представляется как господство южнотаежных сосновых, лесостепных сосново-березовых, березовых лесов и разнотравных луговых степей. К этой картине следует добавить участие в составе зональных лесов и долинной растительности нескольких видов широколиственных пород, что позволяет заключить о развитии (в качестве зонального типа лесов) смешанно-широколиственных формаций. Роль лиственницы в строении растительного покрова, вероятно, была существенно меньше, чем в настоящее время. Активизация лиственницы как доминанта горных лесов в Прибайкалье произошла в позднем плейстоцене.

Палинологические материалы не содержат информации о существенных изменениях растительного покрова. Конечно, эти данные полной стратиграфической летописи не отражают, поэтому вопросы детальной климатостратиграфии в данной работе не обсуждаются. Однако представляет интерес установленный факт участия широколиственных пород в отложениях всех изученных стратиграфических горизонтов, включая осадки, которые в соответствии с РТЛ-датированием относятся к самаровской и тазовской эпохам.

Этапы развития растительности и осадконакопления в долинах Западного Прибайкалья

Формирование констративных толщ манзурского аллювия в долинах Западного Прибайкалья продолжалось (с перерывами) длительный период. В развитии флоры и растительности этот период представляется в виде трех крупных этапов. Первый этап соответствует развитию полидоминантных хвойно-широколиственных лесов, с уча-

стием многочисленной группы экзотов (N_2^1) .

Второй этап характеризовался обедненной плиоценовой флорой, которая прошла через этап (этапы?) аридизации и трансформировалась в своеобразный флористический комплекс, включавший элементы южноевропейско-азиатских неморальных лесов (Fagus, Polystichum lobatum) и средиземноморско-азиатской степной флоры (Elaeaghus, Hippophaë rhamnoides, Eremurus). Доминантами лесных формаций уже были современные лесообразователи (Pinus sylvestris, P. sibirica, Picea, Abies, Betula). Группа широколиственных, хвойных пород и прочих экзотов потеряла элементы с американо-восточноазиатским (Tsuga, Diervilla) и американо-евразиатским (Fraxinus, Ilex) типами ареалов. Это верхнеплиоценовый этап, когда смешанные широколиственные леса были одним из зональных типов растительных формаций.

Третий этап охватывает поздний плиоцен и плейстоцен. Характеризуется господством южнотаежных и лесостепных лесов с участием группы широколиственных пород (преимущественно в долинных и придолинных лесах).

Трансформация флоры и растительности указывает на определенную тенденцию изменения климатического режима территории. Формирование констративного алювия в позднем кайнозое продолжалось независимо от палеоклиматической ситуации, на протяжении периода около 4 млн. лет. Очевидно, роль климатической составляющей при констративном осадконакоплении в долинах не была определяющей.

Имеющиеся данные позволяют выделить шесть импульсов аккумуляции (таблица). Возможно их было больше.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мы должны задать себе несколько вопросов, и первый из них: что такое манзурский аллювий? В типичных разрезах, примером которых может служить разрез в карьере на правобережье р. Бугульдейки у с. Косая Степь, это констративный аллювий с чередованием слоев и линз гравелис-

МАНЗУРСКИЙ АЛЛЮВИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Геологи- ческий возраст	Абсолютный возраст, тыс. лет (РТЛ)	Региональный горизонт	Бассейны осадконакопления, генезис отложений	Проявление новейшей текто- ники	Этапы	аккуму- ляции
Q_3^{2-3}			Преимущественно врезание рек	Формирование тектоническо- го уступа Приморского хребта		
Q_3^{1-2}	78 ± 20 108 + 27	Никелейский	Аллювий средневысотных террасо- увалов в долинах рек Лены, Бугуль-			
	100 ± 27 140 ± 35		дейки, Манзурки			6
	115 ± 30					-
	126 ± 25					
	133 ± 30					
			Перестройки (локальные) долин- ной сети	Дифференцированные по- движки тектонических бло- ков в Прибайкальской полосе		
Q ₂	156 ± 39	Хоготский	Аллювий террас (р. Ходонца); по-	-		
	230 ± 60		гребенный аллювий долин При- байкальской полосы в долинах рек Голоустной, Бугульдейки, Куяды			
	290 ± 58				5	
	390 ± 80					
			Отложения не обнаружены	?		
	:	Подтокский	Аллювий и аллювиально-делюви- альные отложения среднего (50-метрового) уровня в Подтокс- ком разрезе (долина р. Унгуры)			4
			Преимущественное врезание рек	?		
N_2^2		Харбатовский	Аллювий высокого (80–90-метро- вого) уровня в долине р. Манзурки (Харбатовские разрезы)			3
		Ангинский	[;] Аллювий в долине р. Анги (прито- ка р. Лены)	Относительное прогибание (?)		2
			Отложения не обнаружены	?	1	
N_2^1		Бугульдейский	Аллювий в локальных депрессиях			1

Схема этапов формирования отложений манзурского комплекса позднего кайнозоя в Прибайкалье

тых песков с галькой и косой слоистостью. Дифференциация обломочного материала по разрезу практически отсутствует, и она в какой-то мере существует лишь внутри слоев, подчиняясь косой слойчатости. Сами же слои аллювия практически неотличимы по составу, и часто деление разрезов на отдельные слои носит весьма условный характер. Еще одна литологическая особенность манзурского аллювия – это решительное преобладание в его разрезах осадков русловой фации; старичные образования встречаются редко.

Манзурский аллювий в большинстве разрезов характеризуется светло-серым (белесым) цветом и, отчасти, некоторой выветрелостью обломочного материала. Светло-серые тона общей окраски обычно ассоциируют с наличием пленочных, пятнистых или послойных бурых, или красновато-коричневых выделений гидроокислов железа, что придает породе пестроцветность.

Внутренняя структура манзурского аллювия определяется чередованием косослоистых серий на фоне общей однородности состава по разрезам – характерный признак констративного аллювия. Другая его особенность – это залегание в древних долинах, лишь частично используемых современными реками. Эта особенность залегания манзурского аллювия свойственна всем его возрастным подразделениям: и неогеновым, и плейстоценовым. Древняя долина на междуречье Куяды и Бугульдейки, днище которой располагается на относительных высотах более 100 м над Байкалом и в непосредственной близости от озера (их разделяет лишь узкая прибрежная гряда), выполненная плейстоценовым аллювием, служит наглядным примером такого рода образований.

Временная структура манзурского аллювия оказалась весьма сложной при внешнем литологическом однообразии слагающих его пород. Обнаружение этой особенности структуры манзурского аллювия представляет собой, пожалуй, главный итог проведенных исследований, и одновременно оно ставит перед нами ряд вопросов структурного и палеогеографического характера.

Зададим себе второй вопрос: случайное ли явление манзурский аллювий? Нет, не случайное. Совершенно аналогичную ситуацию дает нам так называемый белесый аллювий Восточного Забайкалья, о возрасте которого в свое время была дискуссия (Корнутова, Хотина, 1967; Симонов, 1972; Малаева, Уфимцев, 1976 и др.). Это мощная (до 100 м и более) толща косослоистых гравелистых песков светло-серого цвета, залегающая на бортах современных долин, в древних долинах, или заполняющая неглубокие кайнозойские впадины. Литологически и генетически манзурский аллювий Прибайкалья и белесый аллювий Забайкалья совершенно подобны - это осадки крупных рек с длительной транспортировкой материала. И белесый аллювий Восточного Забайкалья представляет собой полихронное образование из нескольких разновозрастных толщ (Симонов и др., 1988). Если обратить внимание на особенности геологии рыхлых отложений сопредельных регионов, то мы увидим, что полихронные (или сквозные) литологические комплексы осадков представляют собой характерное явление в геологической структуре юга Восточной Сибири. Таковы кривоярские пески Западного Забайкалья (Равский и др., 1964), включающие несколько возрастных генераций (Базаров, 1968). В Тункинской рифтовой долине в верхних частях разреза кайнозоя можно выделить три полихронных сквозных комплекса осадков: песчаный, покровный и валунно-галечный. Последний представляет собой глыбово-валунно-галечные образования конусов выноса, вертикальные мощности которых составляют сотни метров. Низы комплекса представлены валунниками, галечниками и конгломератами плиоценовой аносовской свиты (Логачев, 1958, 1968).

Новые материалы о строении и возрасте манзурского аллювия ставят перед нами ряд проблем геологии кайнозоя юга Восточной Сибири. Сейчас мы должны говорить не о манзурском времени, а о манзурских временах – ясно, что манзурский аллювий включает несколько разновозрастных толщ и, следовательно, в Западном Прибайкалье либо существовала длительно одна система стока от Байкала в бассейн Лены, либо эта ситуация повторялась периодически. И, конечно же, остается открытой проблема соотношений "манзурских" рек и древних долин с Байкалом. Литологическая однообразность толщ манзурского аллювия свидетельствует и о некотором подобии физико-географических условий его формирования. Решительное преобладание песчаногравийного материала указывает на единый тип выветривания коренных пород на протяжении плиоцена и плейстоцена – преимущественно сапролитизации с образованием больших объемов дресвы (Симонов, 1972). Это говорит о направленном и без резких колебаний изменении климатических условий в это время. Палинологические характеристики отложений манзурского аллювия свидетельствуют именно о направленных и преемственных преобразованиях растительных сообществ.

Структурные проблемы в изучении манзурского аллювия и ему подобных полихронных сквозных комплексов рыхлых отложений представляются гораздо более сложными. В первую очередь, это проблема стратиграфического расчленения и корреляции сложно устроенных и литологически однообразных комплексов. В этом однообразии необходимо найти надежные литологические и биостратиграфические хронометры и сформировать методические приемы для определения и описания пространственных отношений разновозрастных толщ.

Наконец, о теоретических проблемах. Манзурский аллювий в сущности своей является подобием серий и комплексов докайнозойских образований со всеми вытекающими из этого последствиями в его изучении и картировании. В последнем своем качестве манзурский аллювий представляет собой великолепный научный полигон для разработки проблемы полихронных сквозных литологических комплексов рыхлых отложений. Во внутренних районах Евразии такого рода образования широко распространены, являясь продуктом устойчиво сохраняющихся или постепенно меняющихся физико-географических условий во внутриконтинентальных областях. В этой ситуации при изучении рыхлых отложений оперирование понятием о ледниковых и межледниковых эпохах ненадежно, а литологические и биостратиграфические хронометры специфичны. История сквозных комплексов представляется интереснейшей задачей геологии рыхлых отложений, и манзурский аллювий представляется замечательным объектом для такого рода исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (94-05-16035а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адаменко Р.С. Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие из новых местонахождений в верховьях Лены // Бюл. по изуч. четвертич. периода. 1975. № 43. С. 136–145. Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Кульчицкий А.А. Опорные разрезы и фауна мелких млекопитающих эоплейстоценовых отложений Прибайкалья // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980. С. 81–90.

Адаменко О.М., Долгушин И.Ю., Ермолов В.В. и др. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. 320 с.

Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурятск. кн. изд-во, 1968. 166 с.

Гричук В.П., Моносзон М.Х. Определитель однолучевых спор папоротников из семейства Polypodiaceae R. Br., произрастающих на территории СССР. М.: Наука, 1971. 124 с.

Громов В.И., Краснов И.И., Никифорова К.В., Шанцер Е.В. Принципы стратиграфического подразделения четвертичной (антропогеновой) системы и ее нижняя граница // Хронология и климаты четвертичного периода. М.: Наука, 1960. С. 5–19.

Громов В.И., Алексеев М.Н., Вангенгейм Э.А., Кинд Н.В. Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Евразии. М.: Наука, 1965. С. 5–33.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция) // Тр. Совм. советско-монгол. экспед. 1981. Вып. 27. 192 с.

Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Зажигин В.С. и др. Поздний кайнозой Монголии. М.: Наука, 1989. 213 с.

Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанов Г.В. и др. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М.: Наука, 1976. 134 с.

Кононов Е.Е. История стока Байкала в антропогене. Автореф. дис. ... канд. геол. мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1988. 16 с.

Корнутова Е.И., Хотина Е.Б. Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения Забайкалья // Тр. ВСЕ-ГЕИ. 1967. Т. 145. Вып. 6. Нов. сер. С. 171–207.

Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин Байкальского типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 4. С. 18–29.

Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 72–101.

Логачев Н.А., Абрамова Т.К. Некоторые особенности геологии кайнозойских отложений юго-восточной части Иркутского амфитеатра // Тр. Вост-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол. 1958. Вып. 14. С. 114–128.

Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б. и др. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.

Логачев Н.А., Попова С.М. О находке моллюсков рода Corbiculla в четвертичных отложениях Прибайкалья // Докл. АН СССР. 1962. Т. 143. № 1. С. 145–188.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.

Логачев Н.А., Девяткин Е.В., Малаева Е.М. и др. Кайнозойские отложения Тарятской впадины и долины

р. Чулуту (Центральный Хангай) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 8. С. 76–86.

Малаева Е.М. Растительность и климат горных районов Северной Монголии и Юго-Восточного Забайкалья в плиоцене (по палинологическим данным) // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 190–206.

Малаева Е.М., Уфимцев Г.Ф. Древний аллювий района среднего течения р. Онон (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 90–97.

Малаева Е.М., Крамаренко Г.С. Палеогеографические условия формирования и вещественный состав флювиальных отложений плиоценового возраста Юго-Восточного Забайкалья // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 44–61.

Манзурский аллювий / А.Г. Трофимов, Е.М. Малаева, О.А. Куликов и др. Препринт. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1995. 50 с.

Никифорова К.В., Александрова Л.П. Стратиграфическая схема верхнеплиоценовых и эоплейстоценовых отложений Европейской части СССР // Границы между неогеновой и четвертичной системами в СССР. М.: Наука, 1987. С. 8–13.

Осадчий С.С. Возраст манзурской свиты Прибайкалья // Геология кайнозоя юга Восточной Сибири. Тез. докл. Иркутск, 1987. С. 24–25.

Павловский Е.В., Фролова Н.В. Древние долины Лено-Ангаро-Байкальского водораздела // Бюл. МОИП. Отдел. геол. 1941. Т. 19. Вып. 1. С. 65–73.

Попова С.М. Эоплейстоценовые континентальные моллюски ангинской толщи Северо-Западного Прибайкалья // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 252–258.

Попова С.М. О нахождении сем. Pachychilidae Troschel (Gastropoda) в позднекайнозойских осадках Монголии // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. № 3. С. 678–679.

Попова С.М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. М.: Наука, 1981. 186 с.

Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г., Голубева Л.В. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири // Тр. ГИН АН СССР. 1964. Вып. 105. 280 с.

Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972. 251 с.

Симонов Ю.Г., Куликов О.А., Малаева Е.М. Возраст, палинология и режим формирования "белесой" толщи в Восточном Забайкалье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 136–139.

Старобогатов Я.И. Фауна озер как источник сведений об их истории // История озер. Общие закономерности возникновения и развития озер. Л.: Наука, 1986. С. 33-50.

Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1984. Полутом 2. 556 с.

Рецензенты Е.В. Девяткин, М.Н. Алексеев

УДК (0.63):551.71(477)

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ НА III ВСЕУКРАИНСКОМ МЕЖВЕДОМСТВЕННОМ СОВЕЩАНИИ (АПРЕЛЬ 1998 г.)

© 1999 г. В. З. Негруца, Т. Ф. Негруца

Геологический институт Кольского научного центра РАН, 184200 Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия Поступила в редакцию 04.08.98 г.

Третье Всеукраинское межведомственное совещание "Геология и стратиграфия докембрия Украинского щита", состоявшееся 21-23 апреля 1998 г. в Киеве, было направлено на анализ новых данных по стратиграфии и геохронологии докембрия указанного региона, полученных после предшествующего подобного форума 1991 г. На совещании было представлено и обсуждено 28 пленарных и 25 стендовых докладов и кратких сообщений, сделанных сотрудниками различных научных и производственных организаций и университетов Украины, а также Российской Академии наук. Тезисы всех докладов опубликованы¹. В них авторы коснулись практически всех аспектов геологии Украинского щита (УЩ) и осветили результаты геологического картирования, поисков месторождений полезных ископаемых и изотопного датирования горных пород и минералов.

В центре внимания совещания было три доклада. Н.П. Щербак рассмотрел актуальные проблемы геологии и стратиграфии докембрия, проанализировал состояние изотопно-геохронологической изученности основных подразделений докембрийских образований УЩ и наметил их корреляцию с единицами международной шкалы докембрийского времени. Д.С. Гурский подчеркнул приоритетное значение докембрия в дальнейшем расширении и совершенствовании структуры минерально-сырьевой базы Украины. К.Е. Есипчук охарактеризовал стратиграфические проблемы, вытекающие из специфики докембрия, и рассмотрел принципы построения региональной стратиграфической шкалы, обусловленные особенностями геологического строения УЩ.

Важные для стратиграфии докембрия геологогеофизические и петролого-геохимические аспекты строения и эволюции литосферы УЩ были рассмотрены в докладе Е.Б. Глевасского, К.Е. Есипчука и Н.П. Щербака. Конкретным вопросам корреляции докембрия УЩ были посвящены доклад Г.В. Артеменко, Н.П. Щербака и Л.М. Степанюка по архею и доклад Е.Б. Глеасского, В.М. Скобелева и Л.М. Степанюка по протерозою. В докладе Е.М. Лазько с соавторами были продемонстрированы возможности геолого-формационного подхода к картографической систематизации геологических знаний и рассмотрены вытекающие из результатов такого подхода оригинальные концептуальные построения, имеющие принципиальное значение для понимания особенностей и периодизации раннедокембрийской истории Земли. В.В. Зюльце в докладе, посвященном западной части УЩ, обратил внимание на принципиально важный для геологической практики вопрос об адекватности понимания геологической истории тому, что отображено на геологических картах, и на приоритетное значение геологического картирования и разработки его стратиграфической основы. В.Ф. Раздорожный по результатам геолого-съемочных работ 1991-1997 гг. в Приазовье предложил стратиграфическую схему, в которой устанавливаются кайинкульская толща, верхнетокмакская и центральноприазовская серии, соответственно нижне-, средне- и верхнеархейского возраста, нижнепротерозойская ореховская серия, среднепротерозойские осипенковская и гуляйпольская серии, а также коларовский, кильтичьевский и зеленовский магматические комплексы позднепротерозойского возраста. В.П. Кирилюк на примере западной части УЩ продемонстрировал базовое значение геолого-петрографических данных для понимания стратиграфии глубоко метаморфизованных комплексов.

В.З. Негруца ознакомил участников совещания с разрабатываемой Постоянной комиссией по нижнему докембрию МСК РФ концепцией сети опорных разрезов и эталонов границ нижнедокембрийских стратонов и обратил особое внимание на общее значение координации работ, проводимых в этом направлении на Балтийском и Украинском щитах и на Воронежском массиве. Методику и основные результаты работ по созданию банка данных по опорным разрезам докембрия УЩ охарактеризовал В.М. Клочков в докла-

¹ Геологія і стратиграфія Украіинского щита. Тези доповідей Всеукраінськоі міжвідомчоі наради (Киів, квітень 1998 р., на укр. и рус. языках).

де, представленном от имени Я.П. Билинской, Г.П. Хворовой и Ю.К. Пияр.

Серия докладов была посвящена изложению новых данных, полученных в ходе геолого-съемочных работ последних лет. В.В. Сукач и его соавторы установили, что в сурском комплексе Сурского зеленокаменного прогиба обособляется самостоятельный сергеевский комплекс субвулканических образований, комагматичных базальтоидной аполлоновской толще. В.В. Захаров, В.К. Бутырин и Н.С. Курлов представили результаты геологической съемки на площади листов M-36-XXXIV и L-36-IV и осветили итоги бурения Криворожской сверхглубокой скважины и ее спутников. Авторы показали маркирующее стратиграфическое значение и одновозрастность карбонатно-черносланцевых уровней радионовской и гданцевской свит и их значение для корреляции криворожской и нижней части ингуло-ингулецкой серии. Согласно С.П. Лашко, результаты геолого-разведочных работ последнего десятилетия свидетельствуют о возможности создания единой схемы послойного расчленения железорудных свит криворожской и ингуло-ингулецкой серий, об одновозрастности однотипных ритмов слабожелезистых и высокожелезистых слоев и синхронности процессов железонакопления на всей площади Криворожско-Кременчугского палеобассейна. В то же время, по данным Н.Я. Ященко и В.В. Шехоткина, в районе Клинцовского и Юрьевского золоторудных месторождений породы чечелеевской свиты (в схеме В.В. Захарова и соавторами чечелеевская свита отнесена к верхней части ингуло-ингулецкой свиты) прорваны гранитами и габбро-диоритами позднего архея (3100-2750 млн. лет). В докладе Р.Я. Белевцева было высказано мнение, что "железистые кварциты УЩ имеют не осадочный, а интрузивно-магматический ликвационный генезис, и являются преимущественно архейскими образованиями, сформировавшимися в результате интрузии железисто-кремнистых магм в древний серогнейсовый тоналит-трондъемитовый комплекс.

Важные данные для совершенствования историко-геологической основы периодизации докембрия были освещены в обобщающих докладах Г.И. Каляева с соавторами, Л.С. Галецкого и др., Е.Б. Глевасского и Г.И. Каляева, Ю.П. Оровецкого с соавторами и Е.А. Кулиша, посвященных общим проблемам тектонического строения и эволюции земной коры УЩ в раннедокембрийское время, а также металлогеническому осмыслению геологических, геофизических и изотопно-геохимических данных. В.А. Рябенко и Т.П. Михницкая обратили внимание на то, что после формирования Коростенского комплекса гранитов рапакиви (1750 млн. лет назад) УЩ испытал ряд этапов перестройки, соотносимых с выборгским (1600-1500 млн. лет назад), кибарским (1400–1300 млн. лет назад) и гренвильским (1100–950 млн. лет назад) орогенезами. Общим закономерностям проявления в это время процессов рифтогенеза и осадконакопления на территории УЩ был посвящен доклад Т.П. Михницкой.

Большое внимание на совещании было уделено эндогенным и, в первую очередь, магматогенным аспектам геологии УЩ. И.Б. Щербаков с соавторами охарактеризовали строение Воровского массива ультрамафит-мафит-монцонитовых пород (1970-2010 млн. лет назад), который они сравнили с Елань-Вязовским плутоном Воронежского массива, и остановились на строении плутонов Бушвельд, Садбери, Стиллуотер. В.П. Безвинный и В.И. Орса в результате геологической съемки масштаба 1:200000 на территории Уманского и Белоцерковского листов установили три импульса гранитообразования и показали, что они имеют возраст 2061 ± 15, 2030 ± 5 и 1983 ± 12 млн. лет. В.Ф. Раздорожный с соавторами представили результаты изучения обнаруженных в 1996 г. неметаморфизованных слюдяных ультрамафитов, одно из интрузивных тел которых (трубка Мария) прорывает диориты Коларовского массива с возрастом около 2000 млн. лет и рассекается жилами плагиогранитов с возрастом 1760 млн. лет. С.Г. Кривдик указал, что щелочные породы УЩ, в отличие от подобных пород других щитов, имеют протерозойский возраст и образовались в два этапа: 2100-1900 и 1800-1700 млн. лет назад. В докладе Н.Н. Кирьянова, В.Ю. Чернова и их соавторов были охарактеризованы кимберлиты Кировоградского геоблока, среди которых выделены три возрастные группы: а) древнее 1700 млн. лет, б) 1500-1200 млн. лет и в) моложе 1200 млн. лет. Л.В. Шумлянский, О.В. Зинченко и Е.Г. Молявко посвятили свой доклад траповой формации юга Восточно-Европейской платформы, сформированной 1900-2000 млн. лет назад. С.Г. Кривдик и др. показали, что восточная часть Приазовского массива 500-250 млн. лет назад испытала тектономагматическую активизацию. Не были оставлены без внимания и давно известные в докембрийских метаосадочных породах УЩ споры и растительные остатки. А.М. Снежко, как и ранее, объясняла их происхождение вмывом в процессе образования фанерозойских кор выветривания.

Общим итогом совещания явилась новая корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. Эта схема была принята на совместном заседании архейской и палео-мезопротерозойской комиссий Национального стратиграфического комитета Украины (НСКУ) и рекомендована III Всеукраинским совещанием к утверждению. 24 мая 1998 г. НСКУ ее утвердил.

Основу схемы составляют районные стратиграфические подразделения и комплексы эндогенных (ультраметаморфогенных, магматических) образований. Обособлены шесть районов, различных по структуре и составу докембрийской стратисферы, и каждый из них охарактеризован двумя самостоятельными колонками - стратиграфической и метаморфо-магматогенной, расположенными, соответственно, в левой и правой частях схемы. Таким образом, левая часть отражает корреляцию районных литостратиграфических подразделений (серий, свит и толщ) в их реально наблюдаемой последовательности, а правая представляет сопоставление хронологических последовательностей магматических и метаморфических комплексов, среди которых обособлены автохтонные, параавтохтонные и интрузивные. Естественными рубежами, разделяющими эти последовательности на подчиненные комплексы, служат структурные несогласия и другие событийные границы, трассируемые по совокупности геологических и изотопно-геохронологических данных. На всей территории региона выделено пять таких рубежей, которые расчленяют докембрий УЩ на шесть стратонов одного ранга: днестровский (древнее 3400 млн. лет) в составе днепровско-бугской, аульской и западно-приазовской серий; азовский (3400-3200 млн. лет) в объеме базавлуцкой и косовицкой толщ; днепровский (3200-2600 млн. лет), объединяющий бужскую, росинско-тикицкую, конскую, центральноприазовскую серии и их аналоги; криворожский (2600-2000 млн. лет) в составе тетеревской, ингуло-ингулецкой, глееватской и предшествующей криворожской серии Приднестровья, а также гуляйпольской, дибровской свит и садовой толщи Приазовья; клесовский (2000-1700 млн. лет), представленный клесовской серией, пугачевской толщей и топилянской серией северо-западной части УЩ; завершающий (1700-1500 млн. лет), сложенный овручской серией. Единые для всего УШ межрайонные стратиграфические комплексы рассматриваются как региональные представители общих подразделений геологического времени – эо-, палео-, мезо- и неоархейской эратем архейской акротемы и палео-, мезо- и неопротерозойской эонотем протерозойской акротемы. Но при этом возраст границ названных общих подразделений геологического времени, предложенных Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия МСГН, произвольно изменен в соответствии с изотопными датировками соответствующих комплексов УЩ. Вместе с тем, имеющиеся датировки используются для привязки региональных комплексов к линейной шкале времени с разрешением в 100 млн. лет. При обсуждении всех этих вопросов на совещании не раз подчеркивались недостаточная геоисторическая определенность границ региональных стратиграфических подразделений докембрия УЩ и необходимость уточнения как объема этих подразделений, так и изотопного возраста их границ.

Итоги совещания и анализ доступных материалов, составивших основу его проведения, позволяют сформулировать пять положений, имеющих, по нашему мнению, общее значение для дальнейшего совершенствования методологии стратиграфии метаморфизованных образований докембрия.

1. Детальность и достоверность стратиграфического расчленения докембрийских отложений являются прямой функцией степени сохранности первичных литологических, петрографических и фациально-палеогеографических признаков слоистых толщ.

2. Магмато-метаморфические изменения докембрийских отложений определяют преобразование хронологических индикаторов этапности накопления слоистых толщ, составляющих основу стратиграфической хронологии, в термобарические характеристики эндогенеза, которые изменяются во времени и на площади в зависимости от геодинамических обстановок и тектонической истории конкретного элемента земной коры. Поэтому изотопный возраст метаморфических комплексов отражает термобарическую историю стратонов, а не время их образования и, следовательно, имеет не прямое, а опосредованное значение для расчленения и корреляции разрезов докембрия.

3. Реально наблюдаемые (картируемые) местные стратиграфические (структурно-вещественные, формационные) подразделения и их границы отражают необратимый ход и естественные рубежи геологической истории. При этом полнота овеществления геологического времени в этих подразделениях зависит от полноты разреза, а событийная интерпретация их признаков неизбежно субъективна.

4. Базой корректных стратиграфических построений является геологическое картирование. В условиях проходящего сейчас сокращения фронта геологосъемочных работ результативность стратиграфических исследований определяется избранной методикой изучения и качеством (полнотой геоисторической информативности) выбранного эталонного объекта.

5. Важнейшей задачей совершенствования региональных и общей стратиграфических шкал докембрия является выбор стратотипов (типовых разрезов и точек границ стратиграфических подразделений) и их историко-генетическое изучение, проводимое для расширения доступного набора взаимозаменяемых корреляционных признаков и датирования фиксируемых ими событий.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 97-05-64871).

Рецензент М.А. Семихатов

Наш журнал издается на русском языке Академиздатцентром "Наука" и МАИК "Наука/Интерпериодика" (Международной академической издательской "Наука/Интерпериодика") и на компанией МАИК английском языке "Наука/Интерпериодика". Журнал распространяется в России и за рубежом.

Просим подтвердить передачу прав на опубликование статьи, заполнив прилагаемую форму, которую вместе с рукописью статьи необходимо прислать в редакцию журнала.

Подтверждение передачи авторского права

Я,

автор (соавтор) статьи _____

подтверждаю передачу исключительных прав:

1) Академиздатцентру "Наука" и МАИК "Наука/Интерпериодика" на опубликование в бумажном (электронном) виде вышеназванной статьи на русском языке в журнале

а также на её распространение в России и во всем мире.

2) МАИК "Наука/Интерпериодика" на перевод на английский язык и опубликование в бумажном (электронном) виде вышеназванной статьи в английской версии журнала, а также на её распространение в России и во всем мире.

Я подтверждаю, что передача указанных прав не нарушает авторских прав других юридических или физических лиц. Любые не переданные авторами права остаются у авторов. После опубликования и распространения соответствующего номера журнала все переданные права возвращаются авторам.

Подпись автора: ______ (ф.и.о., дата, адрес, тел., факс, e-mail)

"НАУКА" •••• МАНК "НАУКА"

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

Агрохимия

Акустический журнал Астрономический вестник Астрономический журнал Биоорганическая химия Биофизика Биофизика Вестник РАН Водные ресурсы Вопросы ихтиологии Высокомолекулярные соединения

Генетика Геомагнетизм й аэрономия Геология рудных месторождений Геотектоника Геохимия

Доклады Академии наук

Геоэкология

Журнал аналитической химии Журнал вычислительной математики и математической физики Журнал неорганической химии Журнал общей химии Журнал оощен химин Журнал органической химин Журнал прикладной химин Журнал физической химин Журнал эволюционной биохимин и физиологии Защита металлов Заологический журнал Известия АН. Серия биологическая Известия АН. Теория и системы управления Известия АН. Физика атмосферы и океана Кинетика и катализ Коллоидный журнал Координационная химия Космические исследования Кристаллография Литология и полезные ископаемые Микробиология Микроэлектроника Молекулярная биология Неорганические материалы Нефтехимия Океанология Онтогенез Оптика и спектроскопия Палеонтологический журнал Петрология Письма в Астрономический журнал Почвоведение Приборы и техника эксперимента Прикладная биохимия и микробиология Проблемы прогнозирования Программирование Радиохимия Радиотехника и электроника Стратиграфия. Геологическая корреляция Теоретические основы химической технологии Теплофизика высоких температур Теплоэнергетика Труды Математического института имени В.А. Стеклова Физика Земли Физика и химия стекла Физика металлов и металловедение Физика плазмы Физиология растений Физиология человека Химия высоких энергий Экология Электрохимия Энтомологическое обозрение Ядерная физика

Agricultural Chemistry Acoustical Physics Solar System Research Astronomy Reports Russian Journal of Marine Biology Russian Journal of Bioorganic Chemistry **Biophysics** Biochemistry (Moscow) Herald of the Russian Academy of Sciences Water Resources Journal of Ichthyology Polymer Science. Series A Polymer Science. Series B **Russian Journal of Genetics** Geomagnetism and Aeronomy Geology of Ore Deposits Geotectonics Geotectonics Geochemistry International Environmental Geoscience Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Chemics, Doklady Physical Chemistry, Doklady Physics Doklady Earth Sciences Journal of Analytical Chemistry Computational Mathematics and Mathematical Physics Russian Journal of Inorganic Chemistry Russian Journal of General Chemistry Russian Journal of Organic Chemistry Russian Journal of Applied Chemistry Russian Journal of Physical Chemistry Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology Protection of Metals Protection of Metals Russian Journal of Zoology Biology Bulletin Journal of Computer and Systems Sciences International Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics Kinetics and Catalysis Colloid Journal Russian Journal of Coordination Chemistry Cosmic Research Crystallography Reports Lithology and Mineral Resources Microbiology Russian Microelectronics Molecular Biology Inorganic Materials Petroleum Chemistry Oceanology Russian Journal of Developmental Biology Optics and Spectroscopy Paleontological Journal Petrology Astronomy Letters Eurasian Soil Science Instruments and Experimental Techniques Applied Biochemistry and Microbiology Studies on Russian Economic Development Programming and Computer Software Radiochemistry Journal of Communications Technology and Electronics Stratigraphy and Geological Correlation Theoretical Foundations of Chemical Engineering Theoretical Foundations of Chemical Engineering High Temperature Thermal Engineering Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics Izvestiya, Physics of the Solid Earth Glass Physics and Chemistry The Physics of Metals and Metallography Plasma Physics Reports Russian Journal of Plant Physiology Human Physiology High Energy Chemistry Russian Journal of Ecology Russian Journal of Electrochemistry Entomological Review Entomological Review Physics of Atomic Nuclei

Журналы МАИК "Наука", выходящие в свет на английском языке

Laser Physics Pattern Recognition and Image Analysis Russian Journal of Mathematical Physics