

Том 3, Номер 3

Май - Июнь 1995

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК НАУКА

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 3 № 3 1995 Май - Июнь

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. Невеская, А. Г. Пономаренко,
Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков**

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

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

**Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"**

СОДЕРЖАНИЕ

Том 3, номер 3, 1995

Проблема теплой биосферы

Н. М. Чумаков 3

Палеогеография середины мелового периода

М. А. Жарков, И. О. Мурдмаа, Н. И. Филатова 15

Климатические пояса в середине мелового периода

Н. М. Чумаков, М. А. Жарков, А. Б. Герман, М. П. Долуденко, Н. Н. Каландадзе, Е. Л. Лебедев, А. Г. Пономаренко, А. С. Раутиан 42

Эволюция меловых обстановок на северо-востоке Азиатского континента

Н. И. Филатова 64

Терригенно-минеральные индикаторы климатических и ландшафтных изменений в триасе - юре Средней Азии

Б. В. Полянский 76

Латеритный элювий и продукты его переотложения – индикаторы палеоклиматов апт-туронского времени

Ю. Г. Цеховский, И. Г. Щипакина, И. Н. Храмцов 89

Биохронологические шкалы и зональная стратиграфия

В. В. Черных 100

Нижняя граница франского яруса на Русской платформе

А. В. Кузьмин 111

Новая зональная схема ладинского яруса северо-востока Азии

А. С. Дагис, А. Г. Константинов 121

Новые данные по стратиграфии юрских угленосных толщ на севере Монголии

В. Ф. Шувалов 128

ПЕРСОНАЛИИ

Роль Г. А. Дуткевича в становлении отечественной микропалеонтологии

М. А. Калмыкова, Д. М. Раузер-Черноусова, Т. Н. Исакова 134

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Глобальные трансгрессии в фанерозое

К. Б. Сеславинский 138

ХРОНИКА

Каменноугольно-юрская Пангея
(Международная конференция, Калгари, 15 - 19 августа 1993 г.)

Ю. Д. Захаров 142

Contents

Volume 3, Number 3, 1995

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

A Problem of the Warm Biosphere <i>N. M. Chumakov</i>	3
Paleogeography of the Middle Cretaceous <i>M. A. Zharkov, I. O. Murdmaa, and N. I. Filatova</i>	15
Climatic Belts of the Mid-Cretaceous Time <i>N. M. Chumakov, M. A. Zharkov, A. B. Herman, M. P. Doludenko, N. N. Kalandadze, E. L. Lebedev, A. G. Ponomarenko, and A. S. Rautian</i>	42
Evolution of Cretaceous Environments in the Northeast of the Asian Continent <i>N. I. Filatova</i>	64
Terrigenous Minerals as Indicators of Climatic and Landscape Changes in the Triassic and Jurassic of Middle Asia <i>B. V. Polyansky</i>	76
Lateritic Eluvium and Its Redeposition Products, as Aptian-Turonian Paleoclimatic Indicators <i>Yu. G. Tsekhovskii, I. G. Shchipakina, and I. N. Khramtsov</i>	89
The Biochronologic Scales and the Zonal Stratigraphy <i>V. V. Chernykh</i>	100
The Lower Boundary of the Frasnian Stage at the Russian Platform <i>A. V. Kuz'min</i>	111
New Zonation Scheme of the Ladinian Stage for the Northeastern Asia <i>A. S. Dagys and A. G. Konstantinov</i>	121
Stratigraphy of the Jurassic Coal Deposits in Northern Mongolia <i>V. F. Shuvalov</i>	128

PERSONALIA

The Role of G. A. Dutkevich in the Development of Paleontology in our Country <i>M. A. Kalmykova, D. M. Rauzer-Chernousova, and T. N. Isakova</i>	134
--	-----

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

Global Transgressions during the Phanerozoic <i>K. B. Seslavinsky</i>	138
--	-----

CHRONICLE

The Carboniferous-Jurassic Pangea (International Conference, Calgary, August 15 - 19, 1993) <i>Yu. D. Zakharov</i>	142
---	-----

УДК 551.5:551.731.76.77

ПРОБЛЕМА ТЕПЛОЙ БИОСФЕРЫ

© 1995 г. Н. М. Чумаков

*Геологический институт РАН
109117 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 28.12.93 г.

В настоящее время можно считать доказанным, что в фанерозойской истории Земли чередовались два главных типа климата: ледниковый и безледниковый. Они во многом определяли состояние биосферы, что позволяет различать соответственно холодную (ледниковую) и теплую (безледниковую) биосферы. Об основных чертах холодной биосферы мы можем судить по ее современному состоянию и состоянию в плейстоцене. Для холодной биосферы характерны постоянные ледниковые или ледовые полярные шапки, эпизодические ледниковые покровы или многолетняя мерзлота на суше в средних широтах, психросфера в океанах, пониженная температура и интенсивная циркуляция в атмосфере и гидросфере, низкий уровень океана, высокие темпы эрозии и осадконакопления, низкое содержание углекислоты в атмосфере, контрастная климатическая и ландшафтная зональность, ярко выраженная биогеографическая и экологическая дифференциация, быстрые флуктуации перечисленных признаков, частые биотические кризисы и т.д. Очевидно, что у теплой биосферы многие из перечисленных признаков имели иной или даже противоположный характер, однако ясного и цельного представления о свойствах теплой биосферы сейчас нет, несмотря на то, что теплая биосфера по продолжительности резко доминировала в геологической истории. Выявление главных особенностей теплой биосферы представляется поэтому фундаментальной задачей исторической геологии и палеоэкологии. Ее решение будет иметь прогностическое, а также общее методическое значение для наук о Земле, поскольку позволит точнее очертить области использования актуалистического метода.

Ключевые слова. Полярные шапки, криосфера, ледниковая Земля, гляциоэры, холодная биосфера, безледниковая Земля, термоэры, теплая биосфера, актуалистические модели, альтернативные модели.

Быстрое развитие в последние десятилетия наук о Земле сопровождалось сменой многих парадигм, связанных с этими науками. Некоторые исследователи не без оснований рассматривают данный процесс как часть научно-технической революции. Аналогичные изменения затронули сейчас и палеоклиматологию, которая не только сильно расширила свою фактологическую базу в результате исследований ранее не изученных территорий, но и претерпела качественные изменения в результате использования новых методик и подходов, таких как геохимия стабильных изотопов, математическое моделирование, плейт-тектоника и др. Некоторые общие следствия, вытекающие из достижений современной палеоклиматологии, могут представлять интерес для других наук, изучающих экзогенные процессы на Земле. Особенно они важны, по-видимому, при изучении истории биосферы. Как известно, последняя, ввиду ее современного состояния и ожидаемого потепления, является объектом пристального внимания многих отраслей науки. История биосферы может дать необходимые для прогнозов представления о том, как происходили в биосфере процессы потепления в прошлом, какими были их последствия и о свойствах биосферы во время потеплений.

ЛЕДНИКОВАЯ И БЕЗЛЕДНИКОВАЯ ЗЕМЛЯ

Предположения о том, что в геологической истории были периоды, когда на Земле отсутствовали постоянные полярные ледниковые и ледовые шапки, появились несколько десятков лет назад. По-видимому, одним из первых это предположение высказал К. Брукс (Brooks, 1926). Позже писал об этом М. Шварцбах (Schwarzbach, 1950). Сходные гипотезы развивали П.П. Предтеченский (1950), К.К. Марков (Марков, 1951; Марков и др., 1970) и некоторые другие исследователи, обобщавшие мировой палеоклиматический материал. Долгое время гипотезу безледниковой Земли нельзя было ни убедительно подтвердить, ни опровергнуть, так как из-за очень неравномерной геологической изученности планеты исследователи располагали разрозненными региональными данными, которые при отсутствии надежных глобальных палеогеографических реконструкций трудно было объединить в единое целое. Поэтому еще сравнительно недавно вопрос о том, являются ли полярные шапки постоянной или временной особенностью Земли, обсуждался на международных палеоклиматических симпозиумах и не находил ясного ответа (Wright, Moseley, 1975).

Быстрое развитие наук о Земле в последние 10 - 15 лет позволило существенно приблизиться к решению данной проблемы. Отметим главные моменты на этом пути.

Во-первых, было уточнено стратиграфическое и географическое распространение следов большинства древних оледенений на Земле (Чумаков, 1978, 1987; Hambrey et al., 1981). Распределение ледниковых событий в геологической истории оказалось дискретным, весьма неравномерным и имеющим многоступенчатую иерархическую структуру, а самое главное – этими исследованиями было подтверждено, что имеются большие стратиграфические интервалы, лишенные каких-либо следов оледенений (Чумаков, 1978; Chumakov, 1981; Hambrey, Harland, 1985). Стало ясно также, что дискретная и иерархическая структура ледниковых событий, улавливаемая в наиболее полных ледниковых разрезах, подобна структуре климатических флуктуаций и не соответствует плавному региональному климатическому тренду, который должен был бы проявиться при существовании постоянных полярных шапок и медленном дрейфе континентов через полярную область.

Во-вторых, при исследовании районов, располагавшихся в высоких палеоширотах (Северо-Восточная Азия, Аляска, Южная Австралия, Антарктида, Новая Зеландия), были обнаружены ископаемые флоры и фауны, указывающие на умеренный или даже умеренно-теплый климат (Вахрамеев, 1978, 1988; Wolfe, Upchurch, 1987; Spicer, Parrish, 1990; Specht et al., 1992; подробнее см. Чумаков и др., 1995), а также очень крупные залежи углей.

В-третьих, решению рассматриваемой проблемы очень способствовало создание на основе палеомагнитных и палеотектонических данных

достаточно надежных реконструкций расположения континентов на Земле, сначала для некоторых эпох, а затем веков фанерозоя (Smith, Briden, 1977; Городницкий и др., 1978; Scotese et al., 1979, Smith et al., 1981; Храмов и др., 1982; Scotese, McKegow, 1990 и др.). В настоящее время эти реконструкции хорошо согласуются между собой в отношении палеоширотного расположения и ориентировки главных континентов и различаются в основном позицией некоторых микроконтинентов и террейнов, а также шириной ряда палеоокеанов. Достоверность расположения на реконструкциях крупных континентальных блоков подтверждается закономерным распределением различных палеоклиматических индикаторов и многими биогеографическими исследованиями (Hallam, 1973; Палеонтология ..., 1981; Вахрамеев, 1988; McKegow, Scotese, 1990; Spicer et al., 1993 и многие др.).

Успехи в изучении древних оледенений, в региональной геологии, палеобиогеографии и мобилистской палеогеографии позволили наконец создать убедительные глобальные палеоклиматические реконструкции для многих эпох фанерозоя, выделить древние широтные климатические пояса, которые закономерно сменяют друг друга от экватора до полюсов, и проследить развитие этих поясов (Habicht, 1979; Ziegler et al., 1979; Чумаков, 1984; Ясаманов, 1985; и др.). Реконструкции наглядно показали, что в течение фанерозоя, действительно происходила неоднократная смена безледникового и ледникового типов климатической зональности (рис. 1). Это стало решающим доводом для широкого признания гипотезы безледниковой Земли.

Теоретическую возможность существования в мезозое безледникового климата при определен-

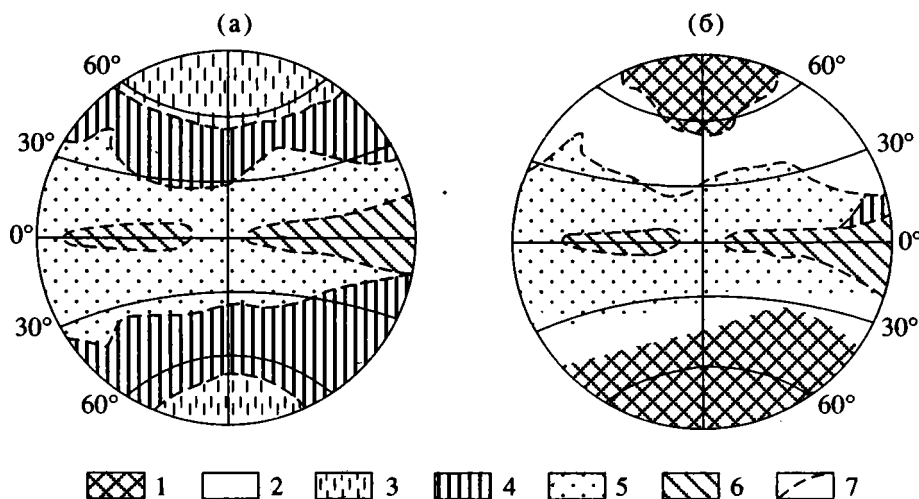


Рис. 1. Два типа климатической зональности на Земле в фанерозое (Чумаков, 1986, 1993).

а – безледниковая (термальная); б – ледниковая. Климатические пояса: 1 – холодные (ледниковые); 2 – умеренные; 3 – умеренно-теплые, а в более высоких широтах умеренно-холодные; 4 – теплые среднеширотные (“субтропические”); 5 – аридные; 6 – экваториальный гумидный; 7 – границы климатических зон.

ных допущениях не исключает также современное математическое моделирование (Barton, 1983; Barton et al., 1993; Valdes, Sellwood, 1992 и др.). Оно показало, например, что при высоком содержании CO_2 в атмосфере среднегодовые температуры на меловых полюсах могли достигать $+3^\circ\text{C}$ (Barton, Washington, 1985). По палеоботаническим данным среднегодовые температуры позднего мела для $75^\circ - 85^\circ$ с.ш. оцениваются от $+5$ до $+13^\circ\text{C}$ (Spicer, Parrish, 1990). Сходимость результатов палеоботанических исследований и математического моделирования в данном случае можно считать очень хорошей.

Таким образом геологические и палеобиогеографические факты указывают на то, что постоянные полярные шапки на Земле в течение определенных периодов ее истории отсутствовали, а результаты математического моделирования подтверждают, что теоретически это возможно. Такое состояние Земли и ее климатической системы в отличие от современного ледникового состояния можно именовать безледниковым. Под терминами ледниковая и безледниковая Земля, ледниковый или безледниковый климат Земли в данном случае понимается присутствие или отсутствие на Земле широтных ледниковых и ледовых климатических поясов, т.е. характер глобальной климатической зональности. Из сказанного следует, что понятие безледниковый климат Земли не исключает существования высокогорных ледников и вечных снегов. Образование последних связано с высотной климатической зональностью и обуславливалось интенсивностью орогенеза и вулканизма, а не глобальным климатом Земли. К тому же высокогорные ледники и вечные снега обычно развиты локально и достаточно дискретно, не образуют единой системы и не оказывают существенного влияния на биосферу. По этой причине они в понятие ледниковая Земля не включаются.

Понятия ледниковая и безледниковая Земля отражают состояние биосферы и этим существенно отличаются от понятий "ледниковые" (ice-house) и "тепличные" (greenhouse) циклы А. Фишера (Fischer, 1981), которые отражают общую периодизацию геологической истории. Понятия Фишера ближе к таким ранее введенным и тоже получившим определенное распространение понятиям, как гляциоэры (ледниковые эры) и термозэры (Чумаков, 1972; 1978; Котляков, 1984; Chumakov, 1980; 1981; Harland, 1983; Hambrey, Harland, 1985) или трендкриохроны и трендтермохроны (Зубаков, 1978, 1990). В отличие от гляциоэры и термозэры или трендкриохронов и трендтермохронов, которые были предложены для климатической периодизации геологической истории, понятия А. Фишера, несмотря на климатическую терминологию, не являются чисто климатическими. В значительно большей мере они со-

ответствуют циклам магматизма и эвстатических колебаний, которые по представлениям А. Фишера отражают плейт-тектонические циклы Вильсона. Поэтому безледниковые триас и подавляющая часть кембрия отнесены А. Фишером к ледниковым циклам, а ледниковые поздний ордовик и нижний силур – к тепличному циклу.

После того, как гипотеза безледниковой Земли получила широкое признание, внимание палеоклиматологов в значительной степени перешло к следующему вопросу, связанному с безледниковым климатом, к вопросу о том, какую относительную роль играл этот климат в истории Земли. По мнению ряда исследователей, безледниковый тип климатической зональности существенно преобладал во времени (Brooks, 1926; Schwarzbach, 1950; Чумаков, 1978, 1986; Barton, 1983 и др.). Другие авторы считают это доказанным по крайней мере для мезозоя (Hallam, 1985). Согласно некоторым оценкам безледниковый климат охватывает более 80% фанерозойской, вендской и позднерифейской истории (рис. 2; Чумаков, 1986; Chumakov, 1992) или около 80% фанерозойской истории (Spicer, Corfield, 1992). Первая оценка исходит из того, что суммарная длительность оледенений составляла меньше 18% последнего миллиарда лет геологической истории богатого оледенениями. Еще меньшей (по-видимому, менее 10%) была относительная длительность оледенений в течение потерозоя. Эти оценки, естественно очень ориентировочные, показывают, что в целом за последние 2.5 млрд. лет суммарная длительность оледенений составляла менее 12% геологической истории.

Некоторые исследователи сомневаются в том, что безледниковый климат в прошлом преобладал. При этом нередко и не совсем точно ссылаются на очень интересные публикации Л. Фрейкса и Д. Френсиса (Frakes, Francis, 1988, 1990). Оценивая эти ссылки, следует иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, следы "ледового" разнosa (ice rafted deposits), на которые опираются цитируемые авторы, включают и собственно ледниковый разнос (шельфовые ледники и айсберги) и ледовый разнос, среди которого, по представлениям этих авторов, явно преобладал разнос сезонными льдами. Последний, как можно судить по современным осадкам, характерен для холодных, собственно ледниковых и ледовых поясов и для приполярной половины обоих умеренных поясов. Следы ледового разнosa широко распространены также в центральной (Лисицин, 1961, 1966, 1994; Степанова, 1985 и др.) и, по-видимому, могут встречаться в южной части северного умеренного пояса (северные, замерзающие зимой, побережья Черного, Азовского, Каспийского и Японского морей, Новая Шотландия, т.е. до 43° с.ш.). Таким образом, приводимые в рассматриваемых работах данные указывают не

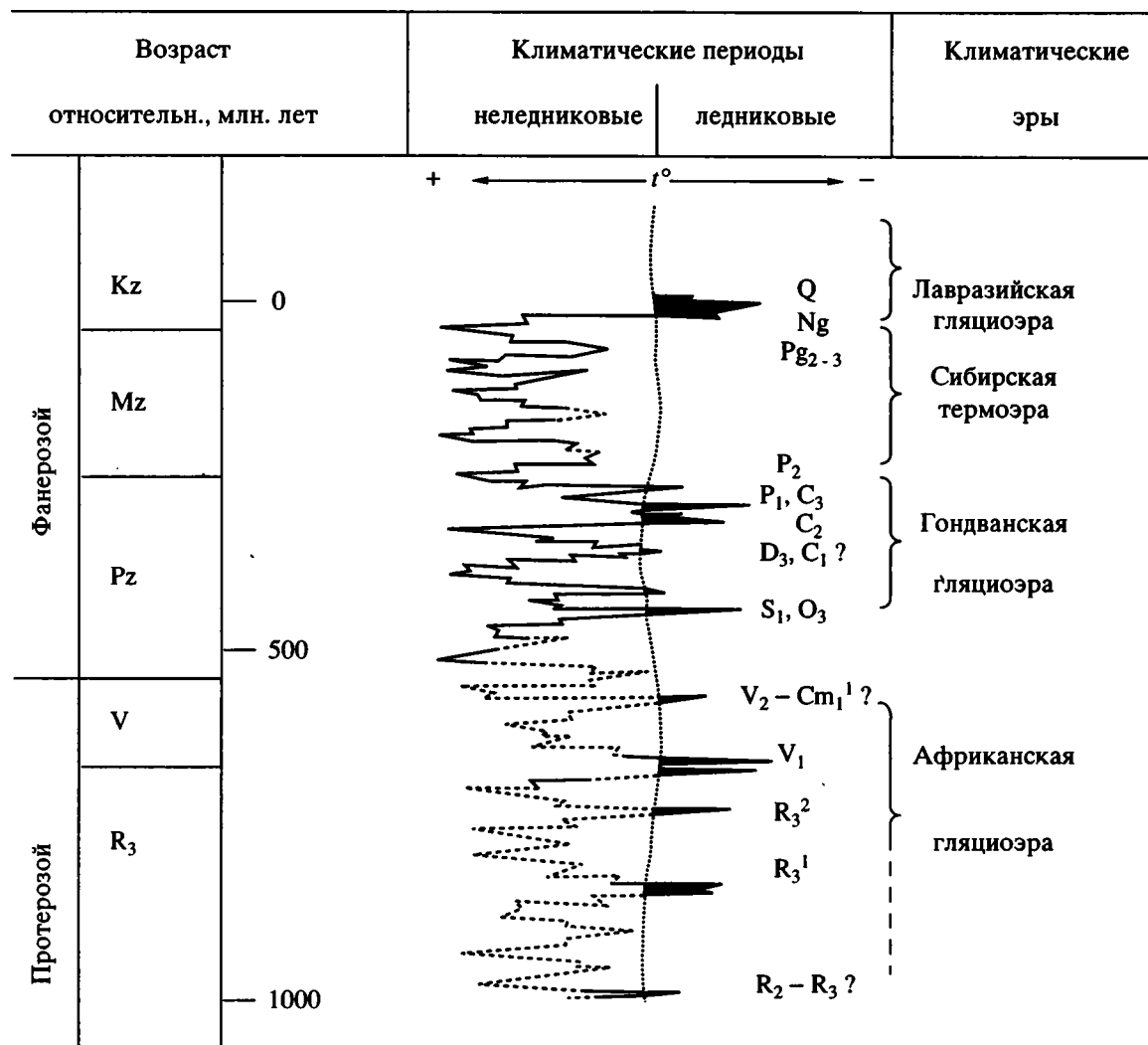


Рис. 2. Главные климатические события на Земле за последний 1 млрд. лет (Chumakov, 1986, с добавлениями).

Схема составлена на основании анализов стратиграфического распространения ледниковых отложений (Чумаков, 1978, 1987; Hambrey, Harland, Chumakov et al., 1981; Sarito, Crowell, 1985 и др.), других палеоклиматических индикаторов и реконструкций (Frakes, 1979; Чумаков, 1984; Ясаманов, 1985; Вахрамеев, 1988 и др.).

только на холодный (ледниковый или многолетний ледовый) климат, но частично также на умеренный климат. Последний явно преобладал в высоких широтах Земли в мезозое и раннем палеогене, варьируя от умеренно-холодного до умеренно-теплого. Об этом свидетельствует то, что в отложениях этого возраста сочетаются признаки сезонного ледового разнота, и остатки умеренно-теплолюбивых растений и животных, ископаемые леса умеренно-холодного и умеренно-теплолюбивого облика (Вахрамеев, 1988; Spicer, Parrish, 1990; Spicer Corfield, 1992; Taylor, Taylor, 1990), а также залежи углей, составляющие крупные пояса угленакопления (Егоров, 1960; Жарков и др., 1995; Красилов, 1985; Чумаков, 1984; Ясаманов, 1985; Spicer et al., 1992 и др.). Конечно, в ледниковые периоды в позднем кайнозое, позднем палеозое и позднем ордовике на Земле возни-

кали полярные шапки, иногда весьма обширные, но суммарная продолжительность их существования в каждом случае была явно значительно меньшей, чем кажется с первого взгляда, так как внутри каждого ледникового периода отмечают-ся или с большими основаниями предполагаются межледниковья разного ранга (Crowell, 1978; Чумаков, 1987; Veevers, Powell, 1987). Упоминаемые при описании ледниковых и ледовых отложений широкие возрастные интервалы не всегда отражают возраст этих отложений. Чаще они обозначают пределы неопределенности возраста вмещающих толщ. Ледовые и ледниковые отложения слагают обычно подчиненные пачки или пласты внутри этих широко датированных толщ. Поэтому данные работы Л. Фрейкса и Д. Френсис указывают не на преобладание ледовых или ледниковых шапок в полярных областях Земли, как

может показаться с первого взгляда, а на эпизодическое появление там ледников и льдов. Последние имели главным образом сезонный характер. Таким образом, в действительности значение этих работ Л. Фрейкса и Д. Френсиса заключается в том, что они указали на весьма важный для палеоклиматологии факт, который существенно уточняет палеоклиматическую характеристику приполярных областей во время безледниковых периодов. Они показали, что даже во время теплых безледниковых периодов в приполярных зонах временами происходило сезонное замерзание бассейнов. Следовательно эпизодически климат там становился умеренно-холодным, а не был постоянно умеренно-теплым, как иногда предполагалось и предполагается сейчас (Вахрамеев, 1978, 1988; Чумаков, 1984; Борзенкова, 1992 и др.). Преобладания безледникового климата на Земле в течение фанерозоя работы Л. Фрейкса и Д. Френсиса не опровергают.

ХОЛОДНАЯ И ТЕПЛАЯ БИОСФЕРА

Таким образом, полученные разными путями палеоклиматические данные подтвердили вывод о том, что на Земле происходило неоднократное чередование ледниковых и безледниковых условий и что последние преобладали в ее фанерозойской и позднепротерозойской истории. Из этого фундаментального факта следуют некоторые выводы, которые имеют существенное значение для наук о Земле и, в частности, для понимания истории биосферы.

Появление или исчезновение ледниковых и ледовых шапок на Земле означает, что в это время качественно меняется структура биосферы. В ней появляется или из нее выпадает криосфера, сравнительно небольшая по массе, но очень динамичная подсистема, оказывающая большое влияние на все другие подсистемы биосферы¹. Динамичность криосферы объясняется тем, что, явля-

ясь твердой фазой воды, выпавшей главным образом из атмосферной влаги и частично из поверхностных слоев гидросферы, она во многих случаях находится в состоянии, близком к точке обратного фазового перехода в гидросферу. Исчезновение или появление многолетней криосферы обуславливается небольшим изменением общего теплового баланса Земли или его перераспределением между разными широтами и регионами. Появление криосферы означает устойчивые качественные изменения в климатической системе Земли. Резко изменяются такие основные ее параметры, как тепловой баланс планеты и меридианальный температурный градиент в атмосфере и гидросфере. Во время оледенений сезонные колебания альбедо и температур в высоких широтах сводятся к минимуму присутствием многолетних ледовых и ледниковых шапок, которые становятся круглогодичными отражателями солнечной радиации и постоянными холодильниками для атмосферы и гидросферы. Глобальное гляциоэвстатическое осушение шельфов вызывает дополнительное увеличение альбедо Земли. Таким образом, в моменты появления и исчезновения криосферы климатическая система Земли переходит важный порог, разделяющий разные режимы ее работы. Вряд ли этот порог определяется только средней температурой Земли. Скорее абсолютное значение порога в каждой конкретной эпохе зависело от площади и широтного положения морей и суши, от рельефа и характера растительного покрова последней, от системы и интенсивности меридианального теплопереноса в атмосфере и гидросфере и многих других факторов. Таким образом, единственным интегральным показателем прохождения климатической системой этого порога может быть появление или исчезновение в ней криосферы, а в прошлом — следов ее деятельности. Изменение величины данного порога во времени символически показано волнистой пунктирной кривой на рис. 2.

Основные представления о воздействии криосферы на внешние оболочки Земли, входящие в биосферу, можно получить из современных метеорологических, океанологических, гляциологических и других исследований, а также из четвертичной геологии и математического моделирования. Все эти источники свидетельствуют о том, что влияние криосферы на другие подсистемы биосферы очень велико (рис. 3). В атмосфере происходит охлаждение, усиление меридианального температурного градиента и циркуляции, а также перестройка системы последней. Они сопровождаются снижением влагопереноса (Barron et al., 1989) и уменьшением содержания CO_2 и CH_4 .

В гидросфере при возникновении криосферы происходит снижение уровня Мирового океана, охлаждение и расслоение водных масс, формирование психросферы (толщи холодных глубинных

¹ Здесь имеется в виду многолетняя криосфера, объединяющая ледники, многолетние снега, льды и мерзлоту равнин, шельфов, морей, низких и средних гор. Только такую многолетнюю криосферу и можно считать геологически значимой геосферой и самостоятельной подсистемой биосферы. Сезонные, эфемерные, высокогорные и вне-тропосферные элементы криосферы, такие как сезонные снега, льды, мерзлота, град, ледяные и серебристые облака, упомянутые ранее высокогорные ледники и снега не образуют устойчивых или самостоятельных и влияющих систем в биосфере. Некоторые исследователи склоняются к мнению, что криосфера не является самостоятельной подсистемой биосферы, а представляет часть гидросферы. Гидросфера и криосфера имеют разные, во многом даже противоположные физические и геохимические свойства и локализацию, управляются существенно разными физическими и химическими законами. Воздействия этих двух геосфер на другие подсистемы биосферы различны и во многом тоже противоположны. Поэтому включение криосферы в гидросферу вряд ли способствует лучшему пониманию процессов в биосфере.

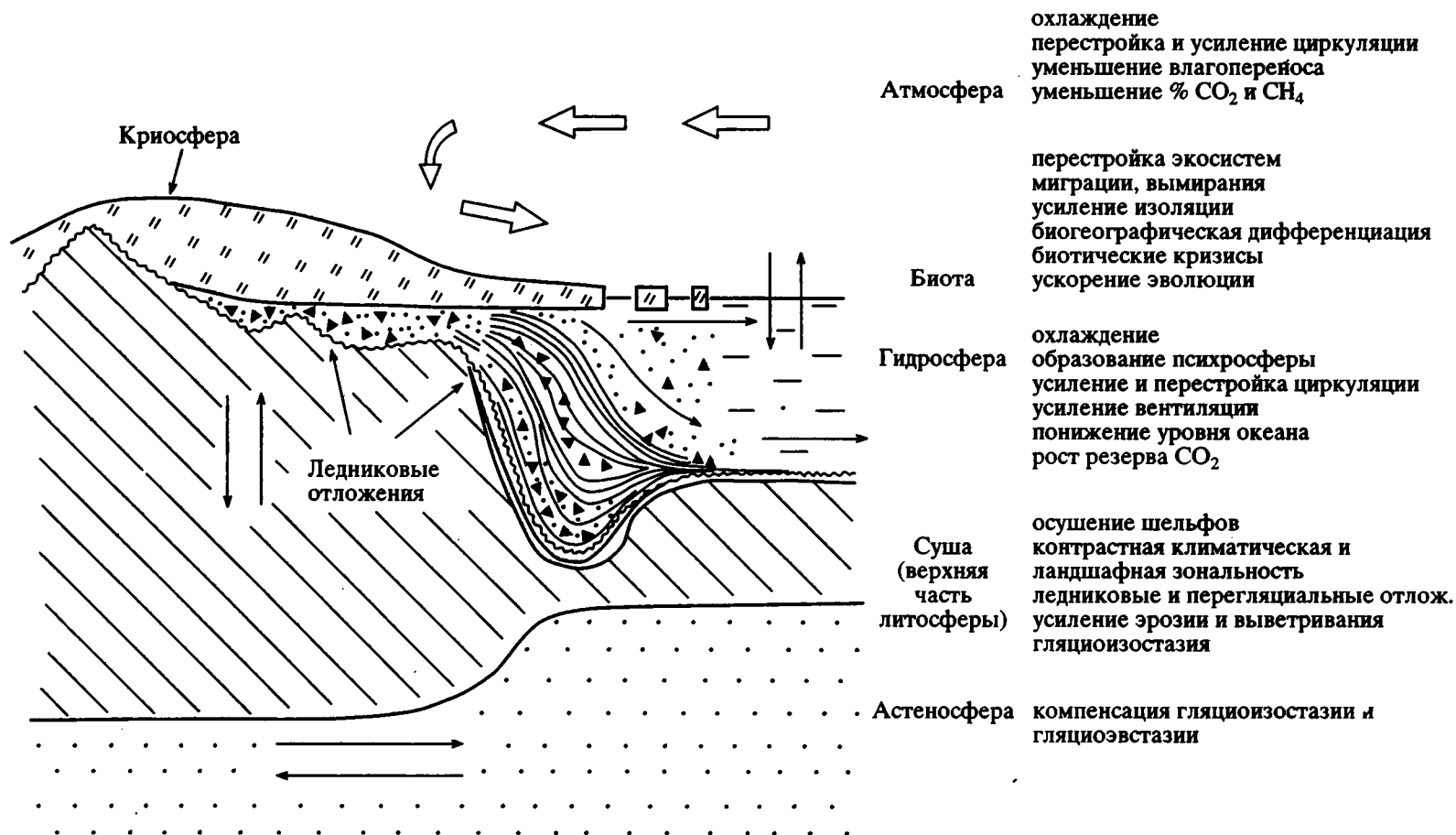


Рис. 3. Основные черты взаимодействия криосферы с другими подсистемами биосферы и с астеносферой (Чумаков, 1984, с изменениями).

вод), перестройка и усиление циркуляции, сопровождающиеся улучшением вентиляции глубин (Монин, Лисицын, 1980), и ощутимо изменяется изотопный состав океанской воды. Эти процессы заметно изменяют характер седиментации: усиливается ледовый и начинает действовать ледниковый разнос, резко активизируется лавинная седиментация (Лисицын, 1988), формируются скопления газогидратов, по-видимому, понижается уровень карбонатной компенсации (Кеннетт, 1987), в результате появляются новые и широтно смещаются многие существовавшие ранее пояса осадконакопления. Естественно, что столь крупные изменения в гидросфере вызывали соответствующие перестройки морских и океанических ландшафтов и биот.

Большое влияние развитие криосферы оказывает на сушу и на верхнюю, входящую в биосферу часть литосферы. Здесь существенно увеличивается меридиональный температурный градиент, формируется весьма контрастная климатическая, новая ландшафтная и биогеографическая зональность. Гляциоэвстатическое падение уровня мирового океана вызывает осушение шельфов, глобальное понижение базиса эрозии и, соответственно, усиление процессов выветривания и денудации на всех континентах. В высоких и средних широтах ледниковые щиты вызывают гляциоэвстатические прогибания суши и формируют обширные покровы рыхлых континентальных ледниковых отложений. Экзарация и интенсивный вынос ледниками обломочного материала в океаны обуславливают особо высокие темпы линейной эрозии вдоль средне- и высокоширотных окраин материков. На их склонах и у подножия формируются мощные толщи, связанные с перетолжением гляциогенного материала. В перегляциальных областях происходит промерзание верхней части литосферы, которое приводит к сложным гидрогеологическим и криогенным процессам. Наконец, образование сухопутных мостов между континентами создает условия для обмена флорой и фауной и выравнивания секторальных биогеографических различий на суше.

Весьма существенной чертой криосферы является неустойчивость и резкие флуктуации ее размеров (вплоть до кратковременного исчезновения) из-за чередования ледниковий и межледниковий разного ранга и, как следствие, соответствующие изменения во всех подсистемах биосферы и в том числе и в биотах (экологические и биотические кризисы, миграции и вымирания). Скорости и амплитуды флуктуаций криосферы и связанных с ними флуктуаций в биосфере очень велики. Во время ледниковых терминаций, обусловленные дегляциациями геологические и географические изменения (например, гляциоэвстатические трансгрессии или перемещение ланд-

шафтных зон), имеют скорость на два-три порядка выше скоростей большинства других геологических и экологических изменений. Последняя дегляциация Европы и Северной Америки, сопровождавшаяся перемещением климатических и ландшафтных зон на тысячи километров, по общему признанию заняла первые тысячи лет. Некоторые исследователи считают, что разрушение периконтинентальных ледниковых щитов может осуществиться даже за несколько десятков лет.

Выводы о большом влиянии криосферы на все другие подсистемы биосферы основываются не только на современных наблюдениях и на данных четвертичной геологии. В последние годы примеры аналогичного воздействия криосферы на биосферу в целом, в том числе на биоты, были получены и для более древних эпох, например, для раннего и позднего палеозоя (Корень, Попов, 1994; Дуранте, 1995).

Из приведенного обзора видно, что присутствие криосферы определяет многие важные особенности всех других подсистем биосферы и тем самым создает специфическое состояние биосферы в целом (рис. 3), которое существенно отличается от ее безледникового состояния. Эти различия позволили ввести понятия холодное состояние биосферы и холодная биосфера, а также противоположные им понятия – теплое состояние биосферы и теплая биосфера (Чумаков, 1992, 1993).

У теплой биосферы многие из отмеченных выше признаков имели, очевидно, иной или даже противоположный характер, чем у холодной. Исходя из ряда исследований и реконструкций для мезозоя, а частично также теоретических соображений (Вахрамеев, 1978; Красилов, 1985; Hallam, 1985; Spicer, Corfield, 1992; Barron et al., 1993; Жарков и др., 1995; и др.) обычно предполагается, что для теплой биосферы были характерны: более высокая средняя температура и менее контрастная, чем сейчас климатическая зональность, менее интенсивная циркуляция в атмосфере и гидросфере, крупные трансгрессии и широкое развитие шельфовых и внутриконтинентальных морей, теплые глубинные воды в океане, умеренный климат и леса в заполярье, весьма теплый климат и интенсивное выветривание в средних широтах, широкое развитие аридных зон, ослабленная денудация на равнинной суше, и т.д. Однако некоторые существующие факты и представления, касающиеся теплой биосферы и имеющие кардинальное значение для ее понимания, противоречат друг другу. Например, представления о умеренно-теплом климате заполярья – представлениям о слабой глобальной циркуляции, факт незначительного развития ледово-морских отложений в полярных областях или открытие полярных динозавров – выводам математического

моделирования о суровых полярных зимах и т.д. (подробнее см. Чумаков и др., 1995). Таким образом приходится признать, что ясного и цельного представления о свойствах теплой биосферы еще нет, несмотря на то, что теплая биосфера резко доминировала на Земле. Выявление главных особенностей теплой биосферы представляется поэтому фундаментальной задачей геологии и экологии. Решение этой задачи имеет не только теоретическое, но и прогностическое значение. Понимание природы или даже только фиксация особенностей теплой биосферы позволит приблизиться к пониманию процессов, происходящих в биосфере, а также пониманию последствий современного потепления климата.

МОДЕЛИ, ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ К АКТУАЛИСТИЧЕСКИМ

Чередование ледникового и безледникового климатов и преобладание последнего на Земле ставит перед геологическими науками некоторые методические проблемы и задачи. Уже отмечалось, что суммарная длительность оледенений составляла менее 18% фанерозойской и менее 10% протерозойской истории. Следовательно, для Земли в общем был характерен безледниковый климат.

Естественно думать, что физические и химические законы, лежащие в основе элементарных экзогенных геологических процессов, от климатических изменений не зависят. Однако интенсивность и относительная роль на Земле разных физических, химических и, следовательно, элементарных экзогенных геологических процессов довольно сильно изменяется в зависимости от климата. В свою очередь должны изменяться многие глобальные геологические процессы и состояние биосферы, зависящие от интенсивности и количественных соотношений этих процессов. Выше отмечалось, что таким путем климат контролирует циркуляцию и в определенной степени геохимию атмосферы и гидросферы, уровень мирового океана, характер и интенсивность процессов денудации и седиментогенеза, миграции и вымирания организмов, биогеографические и экологические особенности биосферы.

Современные геологические процессы и современное состояние биосферы конечно же изучены еще недостаточно детально и нуждаются в дальнейшем углубленном изучении. Однако представления о их главных чертах у нас имеются. Эти представления являются основой заслуженного актуалистического метода, который сыграл огромную роль в развитии геологических наук и сохраняет свое значение до сих пор. Без большого преувеличения можно сказать, что актуалистический подход вошел составной частью

в большинство геологических наук и до сих пор широко используется ими, хотя нередко бессознательно. В настоящее время становится все более очевидным, однако, что актуалистический подход к прошлому имеет свои ограничения (Леонов, 1970; Боголепов, Жарков, 1981; Тимофеев, 1983; Яншин, 1989; Бергтрен, Ван Кауверинг, 1986 и др.). Тот факт, что актуалистические геологические модели основаны на изучении современного ледникового, не типичного для Земли состояния, накладывает на актуалистический подход еще дополнительные ограничения, палеоклиматические. Поэтому роль этого великого метода правильнее оценить так: актуалистические представления имеют огромное значение для интерпретации большинства элементарных геологических процессов геологического прошлого, а также для понимания глобальных экзогенных процессов и состояния биосферы в предшествующие ледниковые периоды. Нельзя распространять актуалистические представления на всю историю Земли или даже на весь фанерозой, поскольку большая часть истории последнего характеризовалась безледниковым климатом.

Если эти рассуждения в какой-то мере верны, то нам представляется, что важной задачей геологии является создание моделей различных экзогенных геологических и биосферных процессов, а том числе глобальных, для безледниковых периодов. Такие модели станут альтернативой моделям актуалистическим. Использование моделей, разработанных для двух противоположных климатических состояний внешних оболочек Земли, предпочтительнее, чем использование только актуалистических моделей, по трем причинам. Во-первых, хорошие альтернативные модели для теплой Земли должны способствовать лучшему пониманию условий, существовавших на Земле на протяжении подавляющей части ее геологической истории и, следовательно, способствовать более достоверной интерпретации множества геологических фактов. Во-вторых, намечая границы состояний, определяемых двумя главными типами климатов, актуалистические и альтернативные модели станут способствовать пониманию промежуточных состояний. В-третьих, такие модели, приглашая делать сознательный выбор, будут нейтрализовать стихийное использование единственной актуалистической модели.

Развитие Земли и биосферы происходит конечно направленно и необратимо. Поэтому каждый период в истории Земли был по-своему неповторим. В то же время многократность оледенений и межледниковых интервалов говорит о существовании важнейших общих климатических характеристик в разных интервалах геологической истории. Наличие этих общих черт позволяет типизировать по климатическому признаку

отрезки геологической истории² и использовать при их изучении две упомянутые типовые модели. При этом, учитывая неповторимость многих аспектов геологической истории, трудно ожидать полного сходства объекта и модели. Более того, сами актуалистические модели довольно приблизительны, так как основываются на современности и не могут отразить все возможные оттенки состояния холодной биосферы. В то же время использование актуалистических моделей существенно приближает к пониманию холодных биосфер прошлого, поскольку все эти состояния значительно ближе между собой, чем с каким-либо состоянием теплой биосферы.

Модели, альтернативные актуалистической, очевидно, не исчерпываются палеоклиматическими вариантами. Аналогичные соображения могут быть приведены в пользу разработки альтернативных моделей для эпох с повышенной тектонической активностью и с пониженной тектонической активностью, а возможно, и другие. Представляется, однако, что первоочередной для современной геологии является разработка моделей для эпох с палеоклиматическими и палеотектоническими условиями, контрастными современным. Можно предположить, что всего, вместе с актуалистическими, главных типов моделей должно быть максимум четыре, характеризующих два типа климата и два типа тектонической активности. Не исключено, что некоторые из этих состояний вызваны одной причиной или причинно связаны между собой³ и поэтому совпадают во времени. В этом случае число реальных сочетаний окажется меньшим.

ПРОЕКТ "ТЕПЛАЯ БИОСФЕРА"

Создание частных моделей глобальных геологических процессов и особенно общей модели биосферы для безледниковой Земли – огромные по своей трудности и трудоемкости задачи. Более или менее полные реконструкции теплых биосфер, очевидно, под силу лишь целому или даже нескольким поколениям геологов, палеонтологов и геофизиков. Первым шагом в этом направлении могло бы, по-видимому, стать составление серии мелкомасштабных глобальных литолого-палеогеографических, палеобиогеографических, палеоклиматических и ландшафтных реконструкций для коротких интервалов, относящихся к безлед-

никовым периодам геологической истории. Комплексный подход позволит выявить особенности теплой биосферы и проследить их эволюцию во времени. Подобного рода реконструкции могут послужить также необходимым палеогеографическим и геологическим фоном и отправной точкой для более детальных палеонтологических, палеоэкологических, седиментологических, геохимических и других специализированных исследований теплой биосферы, дать качественные и, возможно, некоторые количественные граничные значения (исходные и контролирующие) для математических и других моделей безледникового климата и теплой биосферы, а также для универсальных моделей климата и биосферы.

По-видимому, имеется несколько теплых интервалов геологической истории, которые являются подходящими объектами для таких исследований. На первый взгляд одним из них мог бы стать конец раннего - начало среднего эоцена. Этот интервал, судя по многим признакам, был в северном полушарии самым теплым в течение фанерозоя. К тому же эоцен не слишком удален от современности и достаточно хорошо изучен. Настораживают однако указания на то, что на шельфе Антарктиды (Wise et al., 1991) и вокруг нее (Ehmann, Mackensen, 1992) недавно были обнаружены среднеэоценовые ледниковые отложения, а в Южной Атлантике в среднем эоцене, по-видимому, уже начала формироваться психросфера (Oberhänsli et al., 1991). Это может означать, что в южной полярной области к данному времени ледники успели не только зародиться, но и достаточно широко распространиться, и что в глобальном масштабе эоцен являлся началом ледниковой эры. Поэтому другим более надежным эталоном для изучения теплой биосферы представляется сейчас меловой период. Немногочисленные указания на присутствие в меловой системе ледниковых отложений не подтвердились (Hambrey et al., 1981), в том числе и недавние, об открытии их в Антарктиде (K.J. Birkenmajer, личное письменное сообщение, 1988). Не убедительными кажутся также предположения о меловых ледниковых эпизодах, основанные на косвенных данных, на характере эвстатических колебаний (Vail et al., 1977) или аномальных изменениях ("экскурсиях") изотопного состава углерода в карбонатах (Weissert, Lini, 1991; Jeans et al., 1991). Последние предположения основываются на экскурсиях противоположного знака и на различных объяснениях механизма их возникновения. Это заставляет более чем осторожно относиться к данным предположениям, которые последние из упомянутых авторов сами квалифицируют, впрочем, как гипотезу, выдвинутую лишь в качестве возможной альтернативы общепринятым взглядам. Факты, положенные в основу этой гипотезы, их интерпретация и другие доводы, привлекаемые

² Типизация климатической истории, классификация крупных климатических событий и их номенклатура рассматривались нами ранее (Чумаков, 1972, 1978, 1993; Chumakov, 1980, 1992). Классификацию и соответствующую номенклатуру для климатических событий высшего ранга и для событий продолжительностью менее 1 млн. лет предложил также В.А. Зубаков (1978, 1990).

³ Так, например, предполагается А. Фишером (Fischer, 1981), Д. Виверсом (Veevers, 1990), Н.Л. Добрецовым (1994) или С.Я. и В.Я. Сергиными (1993).

для ее подкрепления, вызывают существенные сомнения (Ulicny, 1992; Sellwood, Price, 1993) и явно противоречат палеобиогеографическим и другим палеоклиматическим данным (Чумаков и др., 1995). Если даже какие-либо из обнаруженных изотопных экскурсов и были связаны с похолоданиями, это, по-видимому, еще недостаточное основание думать, что похолодания были очень сильными и приводили к оледенениям.

По типу реконструируемой климатической зональности мел, как и эоцен, является одним из самых теплых интервалов в фанерозое (Чумаков, 1984; Красилов, 1985; Ясаманов, 1985; Борзенкова, 1992 и др.). Для предлагаемых исследований существенно также, что отложения мелового периода широко распространены на Земле, детально расчленены стратиграфически, богаты органическими остатками, их многочисленные выходы сравнительно хорошо изучены. В частности, стратиграфия, литология, климат и события мела очень интенсивно изучались и изучаются в последние годы многими группами исследователей⁴, издается специальный журнал "Cretaceous Research", публикуются специальные монографии, сборники и многочисленные статьи в различных журналах.

В высоких широтах северного полушария меловой период был очевидно менее теплым, чем ранний - средний эоцен, так как здесь (впрочем как и в южных высоких палеоширотах) в нижнемеловых отложениях встречаются или предполагаются отдельные пласты и пачки сезонных ледово-морских отложений (Эпштейн, 1977; Chumakov, 1981; Pickton, 1981; Frakes, Francis, 1988, 1990). Однако выше уже указывалось, что сезонные льды не могут рассматриваться как элемент многолетней криосферы, ввиду их кратковременного существования и довольно ограниченного воздействия на биосферные процессы. Поэтому сезонные заморзания меловых бассейнов в высоких широтах, тем более очень эпизодические, ни по существу, ни формально не препятствуют рассмотрению мелового периода как безледникового.

Кроме эоцена и мела, третьим достаточно ярким примером теплого интервала геологичес-

кой истории является, по-видимому, ранний карбон (Чумаков, 1984, 1986), однако любые реконструкции палеозойских условий являются существенно более сложными по ряду обстоятельств и в первую очередь ввиду того, что палеозойские отложения характеризуются большей степенью вторичных изменений, меньшей площадью выходов на поверхность и, следовательно, меньшей обнаженностью. Таким образом, для изучения теплой биосферы меловой период сейчас представляется наиболее благоприятным объектом.

Формулировка проблемы теплой биосферы в том виде, как она изложена выше, и первые попытки изучения теплой биосферы были сделаны в рамках прервавшейся "Программы биосферных и экологических исследований АН СССР" (Чумаков, 1993; Chumakov, 1992), а затем в государственной научно-технической программе России "Глобальные изменения природной среды и климата". В 1993 г. Российский фонд фундаментальных исследований (РФФИ) поддержал идею комплексного междисциплинарного изучения теплой биосферы на примере мелового периода и выделил средства на организацию 3-годичного проекта "Теплая биосфера" (проект № 93-05-8877). В рамках этого проекта, организованного и разрабатываемого сотрудниками Геологического института, Института литосферы, Палеонтологического института и Института океанологии РАН по геологическим, палеонтологическим и палеоокеанологическим данным, составляются для веков мелового периода глобальные литолого-палеогеографические, палеобиогеографические, палеоклиматические и ландшафтные реконструкции. Часть результатов, полученных проектом "Теплая биосфера" в 1993 г. при финансовой поддержке РФФИ, грант 93-05-8877, печатается в этом номере журнала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берггрен У., Ван Кауверинг Дж. (ред.). Катастрофы и история Земли. Новый униформизм. М.: Мир, 1986. 471 с.
- Боголенов К.В., Жарков М.А. Проблемы эволюции геологических процессов // Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981. С. 7 - 20.
- Борзенкова И.И. Изменения климата в кайнозое. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1992. 248 с.
- Вахрамеев В.А. Климаты северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники // Палеонтол. журн. 1978. № 2. С. 3 - 17.
- Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.
- Городицкий А.М., Зоненишайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 121 с.
- Добрецов Н.Л. Геологические факторы глобальных изменений: значение катастроф и периодичность процессов // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. С. 3 - 19.

⁴ Например, в рамках Международной программы геологической корреляции (International Geological Correlation Programme - IGCP) проектами № 58 (Mid-Cretaceous events, 1974 - 1985), № 191 (Cretaceous palaeoclimatology, 1982 - 1986), № 242 (Cretaceous of Latin America, 1986 - 1990), № 245 (Non-marine Cretaceous correlations, 1989 - 1990), № 262 (Tethyan Cretaceous Correlations, 1986 - 1992), № 350 (Cretaceous environmental changes in East and South Asia, 1993 - 1998), № 362 (Tethyan and boreal Cretaceous, 1993 - 1998); в рамках программы глобальной осадочной геологии (Global Sedimentology Geology Programme - GSGP) проектом "Меловые ресурсы, события и цикличность" (Cretaceous resources, events and rhythms - CRER) с 1988 г. (Ginsburg, Beaudoin, 1990); проектом "Меловая арктическая растительность и климат" Королевского Общества Великобритании (с 1993 г.), а также многими другими группами и исследователями (Красилов, 1985; Найдин и др., 1986; Francis, Frakes, 1993 и др.).

- Дуранте М.В. Реконструкция климатических изменений в верхнем палеозое Ангарида на основе фитогеографических данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 2.
- Егоров А.И. Пояса углеобразования и нефтегазоносные зоны земного шара. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1960. 183 с.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 15 - 41.
- Зубаков В.А. Ритмостратиграфические подразделения: проект дополнений к Стратиграфическому кодексу СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 72 с.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометиздат, 1990. 223 с.
- Кеннетт Дж.П. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 2. 383 с.
- Корень Т.А., Попов Л.Е. Влияние климатических изменений на структуру морской биоты на примере позднеордовикского биотического кризиса // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы (ред. Розанов А.Ю., Семихатов М.А.). М.: Недра, 1994. С. 113 - 117.
- Котляков В.М. (ред.). Гляциологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
- Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
- Леонов Г.П. Историзм и актуализм в геологии // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1970. № 3. С. 3 - 15.
- Лисицын А.П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 232 - 284.
- Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 310 с.
- Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
- Марков К.К. Палеогеография. М.: Гос. изд-во географич. лит-ры, 1951. 276 с.
- Марков К.К., Добродеев О.П., Симонов Ю.Г., Суетова И.А. Введение в физическую географию. М.: Изд-во МГУ, 1970. 239 с.
- Монин А.С., Лисицын А.П. Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 464 с.
- Найдин Д.П., Похилайнен Н.А., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.
- Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм. Тр. XXI сессии Всесоюз. палеонтол. об-ва. Магадан: Магаданское книжн. изд-во, 1981. 203 с.
- Предтеченский П.П. Динамика климата в связи с изменениями солнечной деятельности // Тр. Гл. геофиз. обсерватории им. А.И. Воейкова. Вып. 19 (81). Л.: Гидрометеиздат, 1950. С. 193 - 208.
- Сергин С.Я., Сергин В.Я. Природа глобальных геологических циклов. Системный подход. М.: Наука, 1993. 123 с.
- Степанова Л.Е. Количественная оценка роли прибрежных льдов в динамике берегов Охотского моря // Экзогенное рельефообразование на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 90 - 97.
- Тимофеев П.П. (ред.). Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. 245 с.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Чумаков Н.М. Международный симпозиум по докембрийским ледниковым отложениям // Вестн. АН СССР. 1972. № 4. С. 101 - 102.
- Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с.
- Чумаков Н.М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 35 - 53.
- Чумаков Н.М. Какой климат типичен для Земли? // Природа. 1986. № 10. С. 34 - 45.
- Чумаков Н.М. Оледенения в геологической истории // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 44 - 67.
- Чумаков Н.М. Иерархия климатических колебаний по геологическим данным // Климаты прошлого и климатологический прогноз. Тез. докл. М.: Ин-т охраны природы, 1992. С. 70.
- Чумаков Н.М. Проблемы палеоклимата в исследованиях по эволюции биосферы // Пробл. доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 106 - 122.
- Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б., Долуденко М.П., Каландадзе Н.Н., Лебедев Е.А., Пономаренко А.Г., Раутиан А.С. Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 42 - 63.
- Эпштейн О.Г. Климаты мезозоя - кайнозоя северной Азии и ледово-морские отложения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 2. С. 49 - 61.
- Янишин А.Л. (ред.). Эволюция геологических процессов. М.: Наука, 1989. 240 с.
- Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометиздат, 1985. 295 с.
- Barron E.J. A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem // Earth sci. Rev. 1983. V. 19. № 4. P. 305 - 338.
- Barron E.J., Hay W.W., Thompson S. The hydrologic cycle: a major variable during earth history // Global and planetary change. 1989. V. 1. P. 157 - 174.
- Barron E.J., Fawcett P.J., Pollard D., Thompson S. Model simulations of Cretaceous climates: the role of geography and carbon dioxide // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1993. V. 341. № 1297. P. 307 - 316.
- Barron E.J., Washington W.M. Warm Cretaceous climates: high atmospheric CO₂ as a plausible mechanism // The carbon cycle and atmospheric CO₂: natural variations Archean to present. Sundquist E.T., Broecker W.S. (eds). Amer. Geophys. Union, 1985. P. 546 - 53.
- Brooks C.E.P. Climate through the ages. London. 1926. 321 p.
- Caputo M.V., Crowell J.C. Migration of glacial centers across Gondwana during Palaeozoic Era // Bull. Geol. Soc. America. 1985. V. 96. P. 1020 - 1036.
- Chumakov N.M. Precambrian glaciogenic rocks // 26e Congres geologique Intern. Paris. Abstracts. 1980. V. 11. P. 577.
- Chumakov N.M. Upper Proterozoic glaciogenic rocks and their stratigraphic significance // Precamb. Res. 1981. V. 15. № 3/4. P. 373 - 398.
- Chumakov N.M. The problems of Old Glaciations (Pre-Pleistocene glaciogeology in the USSR). USA: Harwood Acad. Publ., 1992. 208 p.
- Crowell J.C. Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning and climatic change // Amer. J. Sci. 1978. V. 278. P. 1345 - 1372.

- Ehrmann W.U., Mackensen A.* Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene / Oligocene time // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1992. V. 93. № 1/2. P. 85 - 112.
- Fischer A.G.* Climatic oscillations in the biosphere // *Nitecki M.N. (ed.). Biotic crises in ecological and evolutionary time.* N.Y.: Acad. Press, 1981. P. 103 - 131.
- Frakes L.A., Francis J.E.* A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous // *Nature.* 1988. V. 333. № 617. P. 547 - 549.
- Frakes L.A., Francis J.E.* Cretaceous palaeoclimates // *Cretaceous resources, events and rhythms.* Ginsburg R.N., Beaudoin B. (eds). Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1990. P. 273 - 287.
- Francis J.E., Frakes L.A.* Cretaceous climates // *Sed. Rev.* 1993. V. 1. P. 17 - 30.
- Ginsburg R.N., Beaudoin B.* Cretaceous resources, events and rhythms. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1990. 352 p.
- Habicht J.K.* Paleoclimat, paleomagnetism and continental drift // *Amer. Petrol. Geol. Stud. Geol.* 1979. V. 9. P. 1 - 31.
- Hallam (ed.).* Atlas of Palaeobiogeography. Amst.; London; N.Y.: Elsevier Sci. Publ., 1973.
- Hallam A.* A review of Mesozoic climates // *J. Geol. Soc. London.* 1985. V. 142. № 3. P. 433 - 445.
- Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. (eds).* Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge; London; N.Y. etc.: Cambr. Univ. Press, 1981. 1004 p.
- Hambrey M.J., Harland W.B.* The Late Proterozoic glacial era // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1985. V. 51. № 1 - 4. P. 255 - 272.
- Harland W.B.* The Proterozoic glacial record // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1983. V. 161. P. 279 - 288.
- Jeans C.V., Long D., Hall M.A., Bland D.J., Cornford C.* The geochemistry of the Plenius Marls at Dover, England: evidence of fluctuating oceanographic conditions and of glacial control during the Turonian $\delta^{13}\text{C}$ anomaly // *Geol. Mag.* 1991. V. 128. P. 603 - 632.
- McKerrow W.S., Scotese C.R. (eds).* Paleozoic Palaeogeography and Biogeography // *Geol. Soc. Amer. Memoir.* 1990. № 12. 287 p.
- Oberhänsli H., Müller-Merz E., Oberhänsli R.* Eocene paleoceanographic evolution at 20 - 30° S in the Atlantic Ocean // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1991. V. 83. № 1 - 3. P. 173 - 215.
- Pickton C.A.G.* Palaeogene and Cretaceous dropstones in Spitsbergen // *Earth's pre-Pleistocene glacial record.* Hambrey M.J., Harland W.B. (eds). Cambridge Univ. Press, 1981. P. 567 - 569.
- Schwarzbach M.* Das Klima der Vorzeit // *Fine Einführung in die Paleoklimatologie.* Stuttgart: Enke, 1950. 295 p.
- Scotese C.R., McKerrow W.S.* Revised World maps and introduction // *Paleozoic Palaeogeography and Biogeography.* McKerrow W.S., Scotese C.R. (eds). *Geol. Soc. Mem.* 1990. № 12. P. 1 - 21.
- Scotese C.R., Bambach R.K., Barton C., Van der Voo R., Ziegler A.M.* Palaeozoic base maps // *J. Geol.* 1979. V. 87. P. 217 - 227.
- Sellwood B.W., Price G.D.* Sedimentary facies as indicators of Mesozoic palaeoclimate // *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* 1993. V. 341. P. 225 - 233.
- Smith A.G., Briden J.C.* Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps. Cambr. Univ. Press. Cambridge, 1977. 63 p.
- Smith A.C., Hurley A.M., Briden J.C.* Phanerozoic paleocontinental world maps: Cambridge Univ. Press, 1981. 102 p.
- Specht R.L., Dettmann M.E., Jarzen D.M.* Community associations and structure in the Late Cretaceous vegetation of Southeast Australia and Antarctica // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1992. V. 94. № 1 - 4. P. 283 - 309.
- Spicer R.A., Corfield R.M.* A review of terrestrial and marine climates in the Cretaceous with implications for modelling the "Greenhouse Earth" // *Geol. Mag.* 1992. V. 129. № 2. P. 169 - 180.
- Spicer R.A., Parrish J.T.* Late Cretaceous-early Tertiary palaeoclimates of northern high latitudes: a quantitative view // *J. Geol. Soc. London.* 1990. V. 147. Pt 2. P. 329 - 341.
- Spicer R.A., Parrish J.T., Grant P.R.* Evolution of vegetation and coal-forming environments in the Late Cretaceous of the North Slope of Alaska // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 267. 1992. P. 177 - 192.
- Spicer R.A., Rees P.McA., Chapman J.L.* Cretaceous phyto-geography and climate signals // *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* 1993. V. 341. P. 277 - 286.
- Taylor E.L., Taylor T.N.* Structurally preserved Permian and Triassic floes from Antarctica // *Antarctic paleobiology and its role in the reconstruction of Gondwana.* Taylor T.N., Taylor E.L. (eds). N.Y.: Springer-Verlag, 1990. P. 149 - 163.
- Ulichy D.* Discussion on the fluctuating oceanographic conditions and glacial control across the Cenomanian-Turonian boundary // *Geol. Mag.* 1992. V. 129. № 5. P. 637 - 640.
- Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., Thompson S.* Global Cycles of Relative Changes of Sea Level // *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration.* Payton C.E. (ed.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26. 1977. P. 83 - 97.
- Valdes P.J., Sellwood B.W.* A palaeoclimate model for Kimmeridgian // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1992. V. 95. № 1/2. P. 47 - 71.
- Veevers J.J.* Tectonic-climatic supercycle in the billion-year plate-tectonic eon: Permian-Pangean icehouse alternates with Cretaceous dispersed-continents greenhouse // *Sediment. Geol.* 1990. V. 68. № 1/2. P. 1 - 16.
- Veevers J.J., Powell C.McA.* Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1987. V. 98. № 4. P. 475 - 487.
- Weissert H., Lini A.* Ice Age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate // *Controversies in modern geology.* Muller D.W., McKenzie J.A., Weissert H. (eds). London; San Diego; N.Y. etc.; Acad. Press, 1991. P. 173 - 191.
- Wise Sh.W., James J., Brera J.R., Harwood D.M., Wei W.* Paleogene glacial history of Antarctica // *Controversies in modern geology.* Muller D.W., McKenzie, Weissert H. (eds). London; San Diego; N.Y. etc. Acad. Press, 1991. P. 133 - 171.
- Wolfe J.F., Upchurch G.R., Jr.* North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1987. V. 61. P. 33 - 77.
- Wright A.E., Moseley F.* Ice ages: ancient and modern - a discussion // *Wright A.E., Moseley F. (eds). Ice ages: ancient and modern.* *Geol. J. Spec. Issue.* 1975. № 6. P. 301 - 312.
- Ziegler A.M., Scotese C.R., McKerrow W.S., Jonsson M.E., Bambach R.K.* Palaeozoic paleogeography // *Annual. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1979. V. 7. P. 473 - 502.

Рецензенты М.А. Жарков, А.Ю. Розанов

УДК 551.7.551.763

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СЕРЕДИНЫ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА

© 1995 г. М. А. Жарков*, И. О. Мурдмаа**, Н. И. Филатова*

** Институт литосферы РАН
109180 Москва, Старомонетный пер. 22, Россия*

*** Институт океанологии РАН
117218 Москва, ул. Красикова 23, Россия*

Поступила в редакцию 17.08.94 г.

Впервые составлены по единой методике, учитывающей специфику палеогеографических обстановок седиментации на континентах и в океанах, глобальные литолого-палеогеографические карты для аптского, альбского, сеноманского и туронского веков мелового периода. Проанализированы глобальные особенности размещения обстановок континентального аридного и гумидного осадконакопления и намечены пояса и зоны эвапоритовой и красноцветной седиментации, угленакопления, боксито- и каолинитообразования. Показано, что климатическая зональность и размещение обстановок континентальной аридной и гумидной седиментации зависели от особенностей расположения на Земле континентов и океанов.

Ключевые слова. Палеогеография, апт, альб, сеноман, турон, эвапориты, бокситы, каолиниты, угли, аридные и гумидные пояса.

ВВЕДЕНИЕ

Палеогеографии мелового периода посвящено огромное количество публикаций. По многим странам, крупным регионам, некоторым континентам и океанам построены серии палеогеографических и фациальных карт, опубликованы капитальные монографии и сводки, сделаны глобальные палеогеографические реконструкции. Современная изученность многих проблем палеогеографии мелового периода очень высокая.

Вместе с тем, выполненные к настоящему времени глобальные литолого-палеогеографические реконструкции составлены либо для крупных временных интервалов мелового периода (отделов, реже нескольких веков), либо выборочно для узких возрастных срезов. Они несут, как правило, обобщенную литологическую и общую палеогеографическую информацию, которая не позволяет установить целый ряд важных закономерностей глобального размещения и эволюции обстановок осадконакопления и вулканизма на континентах и в океанах и не дает возможности выявить особенности их палеогеографической и палеоклиматической приуроченности, а также характера изменений во времени от века к веку.

Нами в 1993 г. начаты работы по составлению глобальных литолого-палеогеографических карт для каждого века мелового периода. Они выполняются с финансовой поддержкой Российского фонда фундаментальных исследований по проекту 93-05-8877 "Теплая биосфера". Основная цель литолого-палеогеографических обобщений – выяв-

лять эволюцию палеогеографических и палеоклиматических особенностей зонального размещения обстановок седиментации и вулканизма в меловом периоде, что будет способствовать лучшему пониманию теплого (безледникового) состояния биосферы этого времени. Главное внимание на первом этапе исследований было сконцентрировано на середине мелового периода. Это связано с тем, что среднемеловая эпоха отличается наибольшим своеобразием обстановок седиментации, появлением новых типов осадочных бассейнов – шельфовых писчемеловых, соленых тахидритсодержащих, черносланцевых океанских и др., заложением и развитием Тихоокеанской и Тетической систем вулкано-плутонических окраинноконтинентальных и островодужных поясов. Поэтому представлялось целесообразным на примере середины мелового периода разработать наиболее полную легенду для полевых литолого-палеогеографических карт.

К настоящему времени составлены литолого-палеогеографические карты для аптского, альбского, сеноманского и туронского веков (рис. 1 - 4). В данной статье описывается методика составления карт и анализируются глобальные особенности размещения обстановок аридного и гумидного осадконакопления на континентах. В дальнейшем несколько публикаций авторов планируется посвятить выяснению особенностей пространственного размещения главнейших обстановок седиментации и вулканизма в морях и

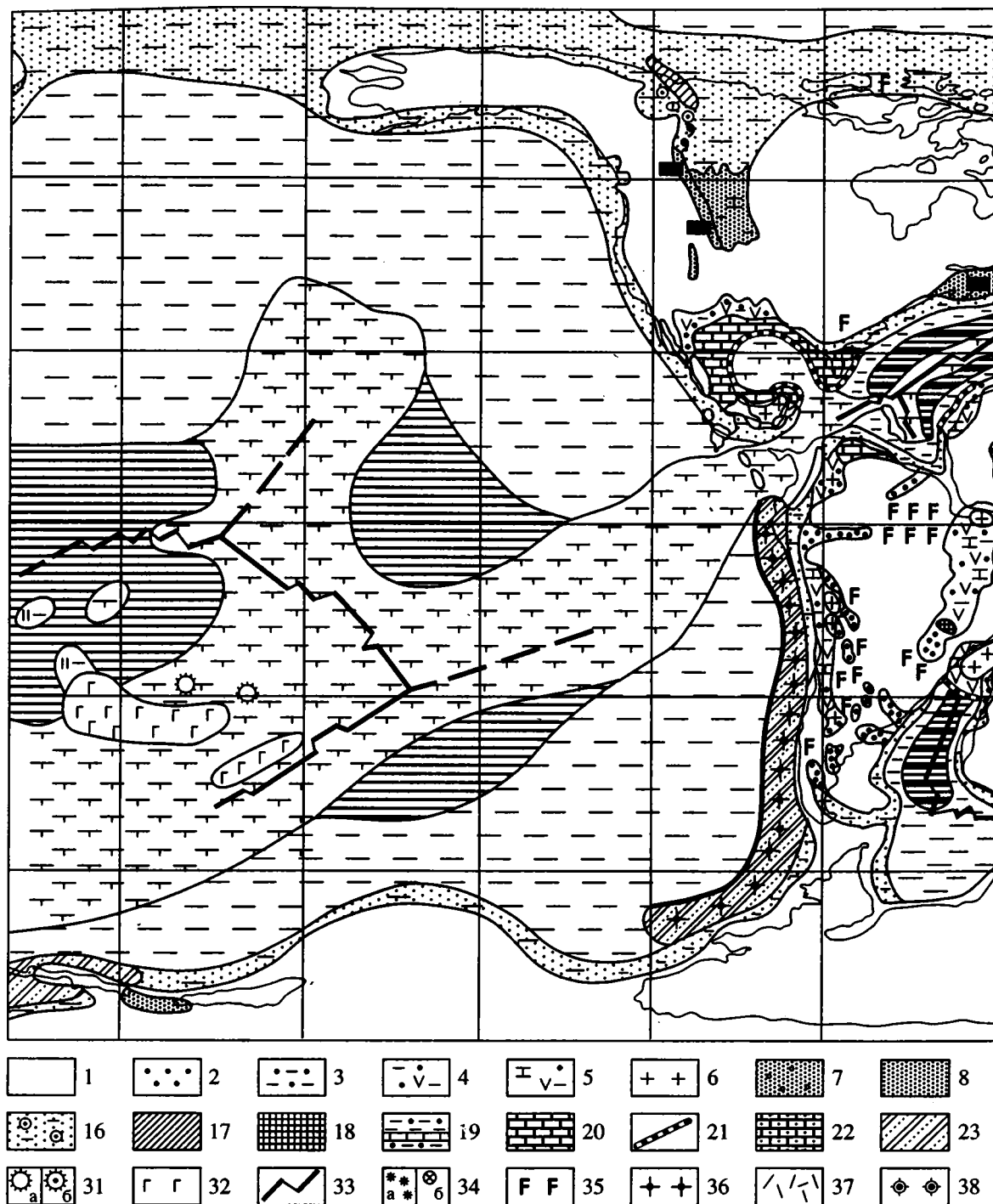


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая карта аптского века мелового периода.

1 – суша; 2 – 6 – отложения аллювиально-пролювиальных равнин, межгорных впадин, озер, сабх, лагун в аридных зонах: 2 – красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, 3 – красноцветные и пестроцветные песчаники, алевролиты, глины, 4 – песчаники, алевролиты, глины с гипсом, 5 – гипсоносные карбонатные и терригенно-карбонатные, 6 – соленосные; 7 – 12 – отложения аллювиальных и озерно-болотных равнин, межгорных впадин, приморских равнин, временами заливавшихся морем, и лагун в гумидных зонах: 7 – сероцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, 8 – сероцветные песчаники, алевролиты, глины, 9 – карбонатно-терригенные, 10 – терригенные угленосные (внутриконтинентальные), 11 – карбонатно-терригенные угленосные (приморские), 12 – терригенные бескарбонатные красноцветные; 13 – 22 – отложения шельфовых и эпиконтинентальных морей: 13 – песчаники, алевролиты, глины, 14 – глауконитовые, 15 – фосфоритовые, 16 – железистые, 17 – турбидиты, 18 – углеродсодержащие глинистые, глинисто-карбонатные, карбонатно-кремнистые (черные сланцы), 19 – алевролиты, глины, известняки, 20 – известняки, глинистые известняки, 21 – карбонатные рифогенные, 22 – писчий мел; 23 – 26 – отложения подножий склонов континентов, островных дуг и периферийных зон океанов: 23 – турбидиты,

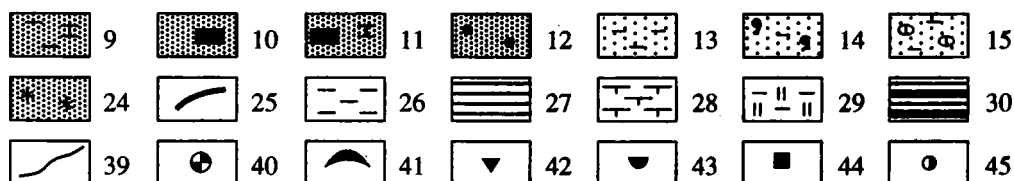
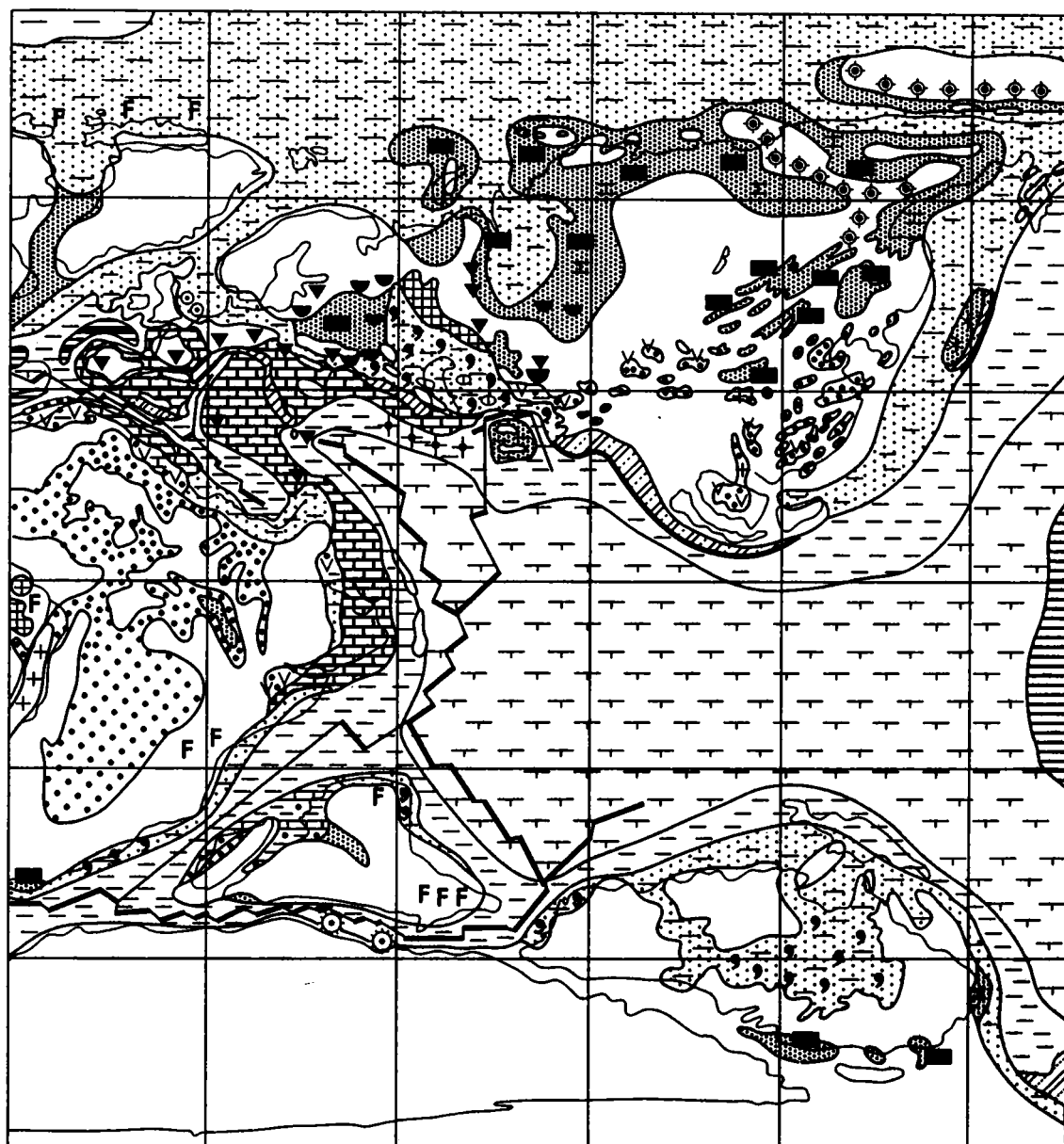


Рис. 1. Окончание.

24 – известково-щелочные и толеитовые, а также терригенно-вулканогенные комплексы островных дуг, 25 – глубоководных желобов, 26 – гемипелагические глинистые и карбонатно-глинистые; 27 – 33 – отложения центральных областей океанов: 27 – пелагические глинистые (красные глины), 28 – пелагические карбонатные и кремнисто-карбонатные, 29 – пелагические кремнистые, 30 – углеродсодержащие глинистые, карбонатно-глинистые, карбонатно-кремнистые, кремнистые (черные сланцы), 31 – внутриокеанические острова: а – карбонатные атоллы, б – вулканические (щелочные и бимодальные ассоциации), 32 – щелочные и толеитовые базальты внутриплитные, 33 – срединно-океанические хребты с проявлениями толеитовых базальтов; 34 – известково-щелочные магматические породы окраинно-континентальных вулканоплутонических (а) и преимущественно плутонических (б) ассоциаций; 35 – внутриконтинентальные щелочные и толеитовые базальты и бимодальные ассоциации; 36 – угасающие вулканические пояса; 37 – дистальные пеплы; 38 – пояса массивов s-гранитоидов в коллизионных сутурах; 39 – границы литологических комплексов и палеогеографических областей; 40 – ледово-морские отложения; 41 – повышенная битуминозность; 42 – бокситы; 43 – каолиновые глины, каолинсодержащие породы; 44 – железные руды; 45 – меденосность.

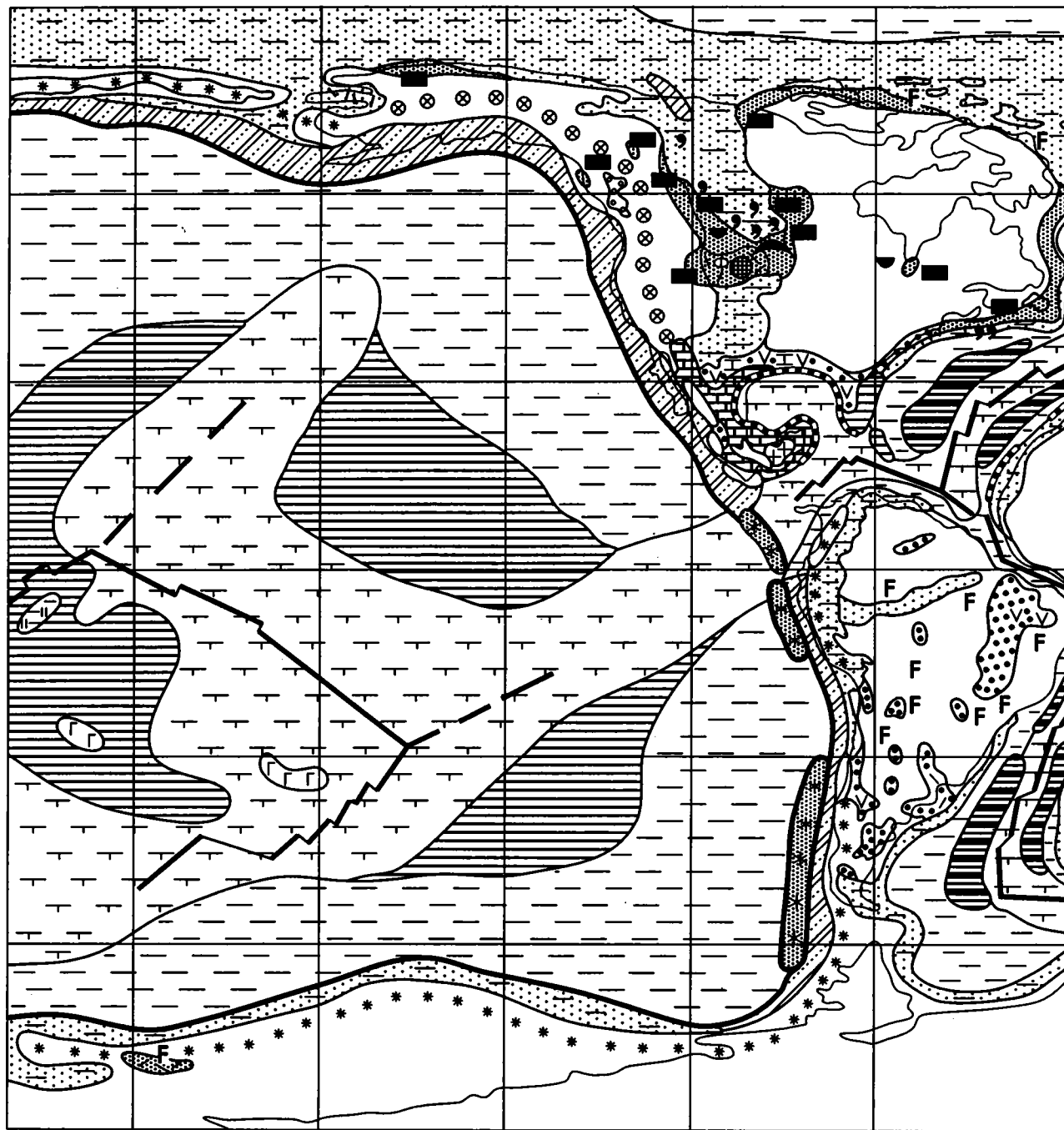


Рис. 2. Литолого-палеогеографическая карта альбского века мелового периода. Условные обозначения см. на рис. 1.

океанах, что позволит более полно уточнить специфику климатической зональности середины мелового периода.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Литолого-палеогеографические карты составлены на основе обобщения и систематизации опубликованных материалов (Атлас литолого-

палеогеографических..., 1968; Атлас палеогеографических..., 1992; Басов, 1988; Басов, Вишневская, 1991; Браун и др., 1970; Гольберт и др., 1968; Жарков, 1989; Жарков, Жаркова, 1987, 1989; Красилов, 1985; Крашенинников, Басов, 1985; Левитан, 1992; Лисицын и др., 1980; Мурдмаа, 1987; Найдин и др., 1986; Ронов и др., 1989а, б; Стратиграфия СССР..., 1986; Ташлиев, Товбина, 1992; Хаин и др., 1976, 1979; Шувалов, 1982; Ясаманов, 1978; Arthur, Dean, 1986; Arthur et al., 1990; Asmus,

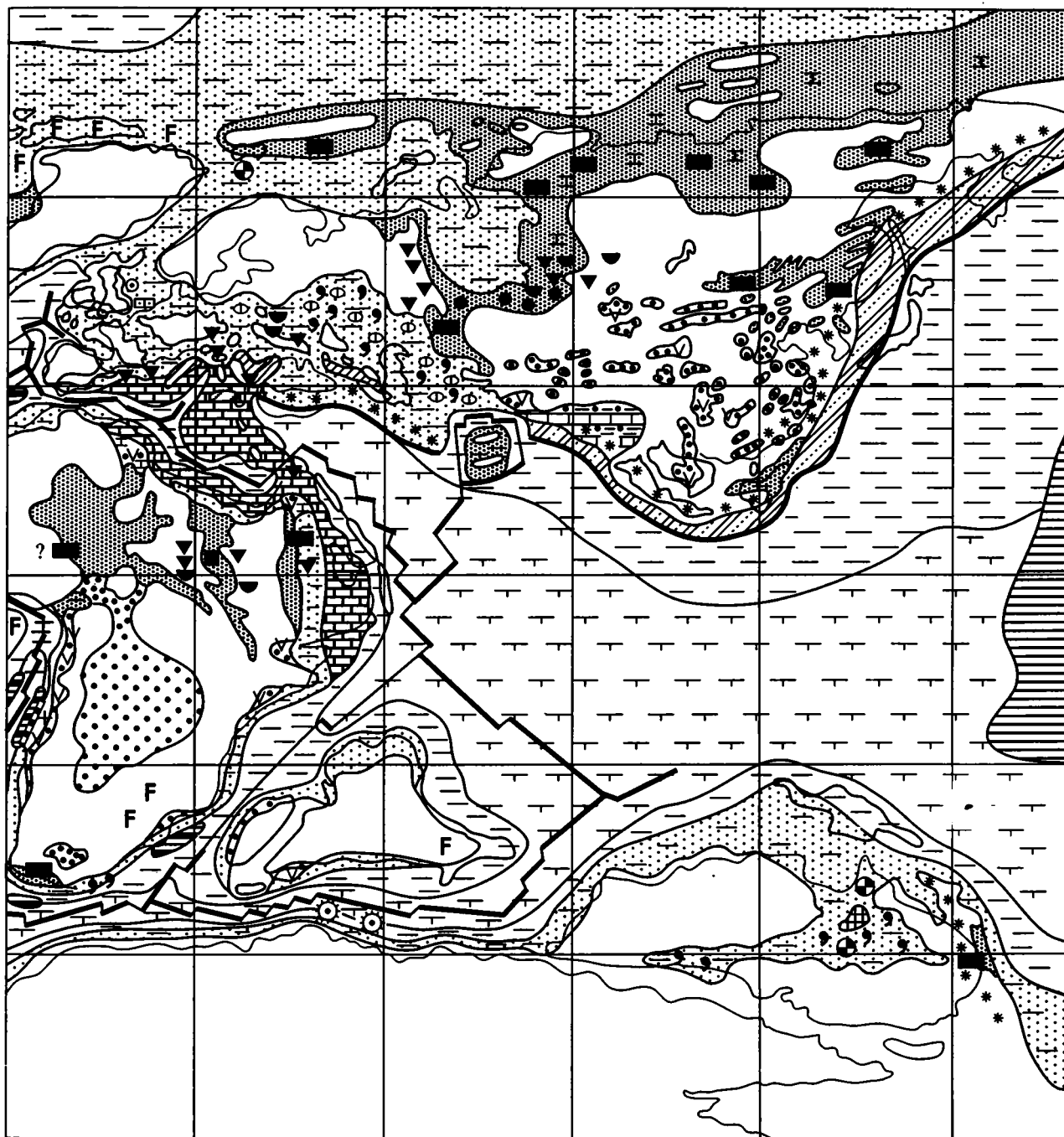


Рис. 2. Окончание.

1981; Asmus, Campos, 1983; Atlas..., 1985; Audley-Charles, 1978; Balkwill et al., 1983; Barron, 1987a, b; Barron et al., 1981; Berberian, King, 1981; Bhalla, 1983; Brognon, Varrier, 1966; Busson, 1972; Butterlin, 1983; Chen Pei-Ji, 1987; De Klasz, 1978; Dercourt et al., 1985, 1993; Detterman, 1973; Dingle et al., 1983; Douglas, 1964; Emery, Uchupi, 1984; Frakes et al., 1987; Frazier, Schwimmer, 1987; Funnell, 1990; Hancock, 1975; Hancock, Kauffman, 1979; Jenkyns, 1980; Kureshy, 1983; Lefeld, 1978; Ludbrook, 1978; Liu Qun

et al., 1987; Macellari, Vries, 1987; Malumian et al., 1983; Maresh, 1983; Masse et al., 1993a, b; Matsumoto, 1978; Mc Crosson, Glaister, 1964; Murriss, 1980; Nairn, 1978; Owen, 1976; Owens, 1983; Petri, 1987; Petri, Campanha, 1981; Petri, Mendes, 1983; Philip et al., 1993a, b; Pojarkova, 1984; Reymont, Dingle, 1987; Riccardi, 1987; Ridd, 1978; Saint-Mare, 1978; Schlanger et al., 1981; Schlanger, Philip, 1990; Scotese et al., 1987, 1988; Shagam, 1975; Skwarko et al., 1983; Sloss et al., 1960; Smith, 1981; Stanley, 1986; Stevens,

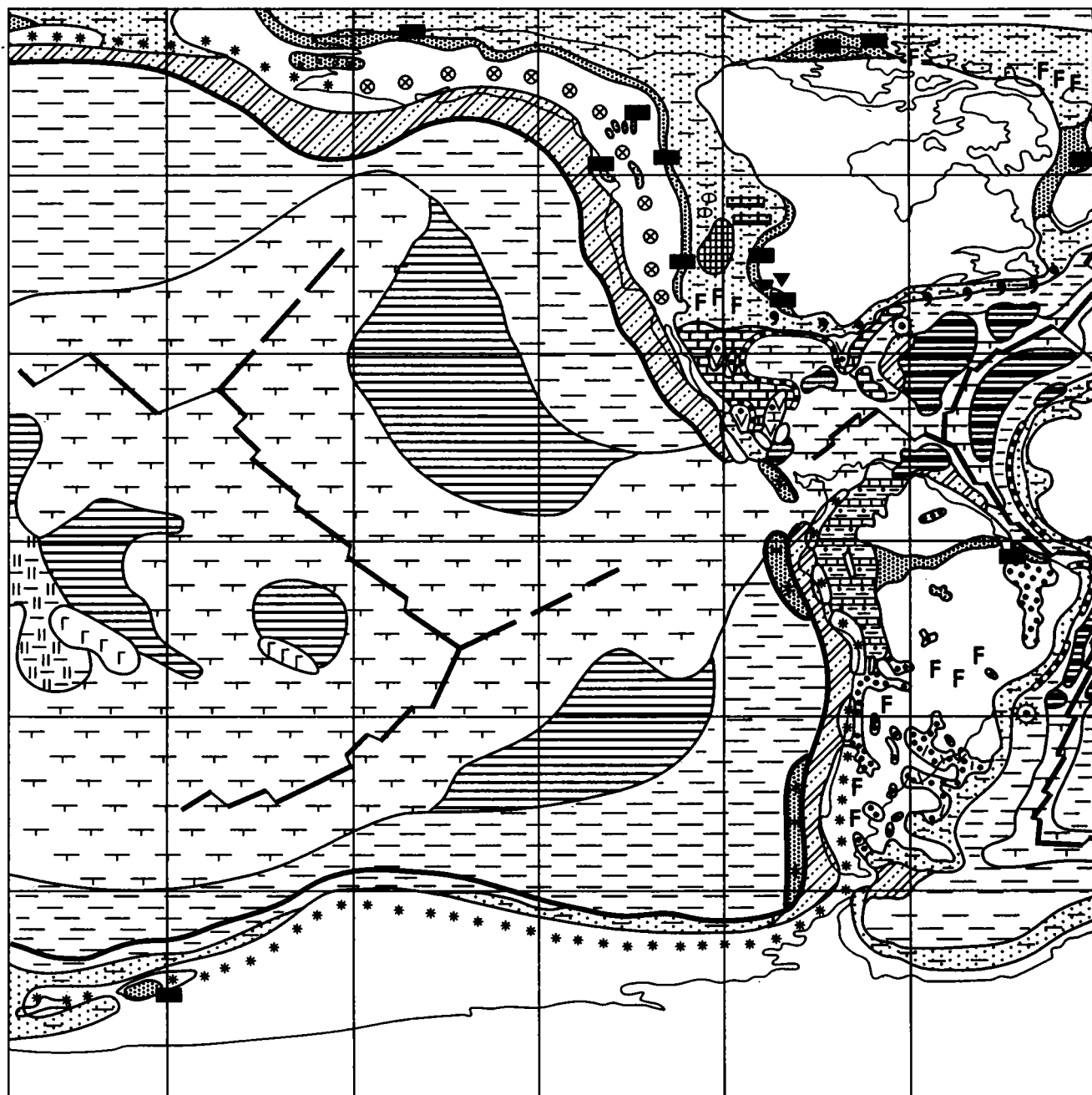


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая карта сеноманского века мелового периода. Условные обозначения см. на рис. 1.

Speden, 1978; Thomson, 1983; Tissot et al., 1980; Tyson, Funnel, 1990; Young, 1983; Urien et al., 1981; Vallier et al., 1981; Williams, Stelck, 1975; Ziegler, 1982; Ziegler et al., 1982; Zirsmeister, 1987). В качестве топоосновы для построения карт служили палинспастические (плито-тектонические) реконструкции Е.Д. Баррона и Б.М. Фаннелла (Barron, 1987a, b; Funnell, 1990). Расположение литосферных плит, а также отдельных континентов и океанов уточнялось по материалам Л.П. Зоненшайна, К.Р. Скотиса, А.Д. Смита, А.М. Циглера

и других исследователей (Зоненшайн и др., 1974, 1987; Казьмин, 1989; Хаин, Балуховский, 1993; Устрицкий, Храмов, 1984; Чехович, 1993; Audley-Charles et al., 1988; Dercourt et al., 1985, 1993; Gealey, 1988; Hilde et al., 1977; Larson, Pitman, 1972; Masse et al., 1993a, b; Otsuki, 1985; Patriat, Segoufin, 1988; Philip et al., 1993a, b; Pindell et al., 1988; Powell et al., 1988; Ross, Scotese, 1988; Rowley, Lattese, 1988; Scotese et al., 1987, 1988; Smith et al., 1981; Undernezh et al., 1988; Ziegler et al., 1982).

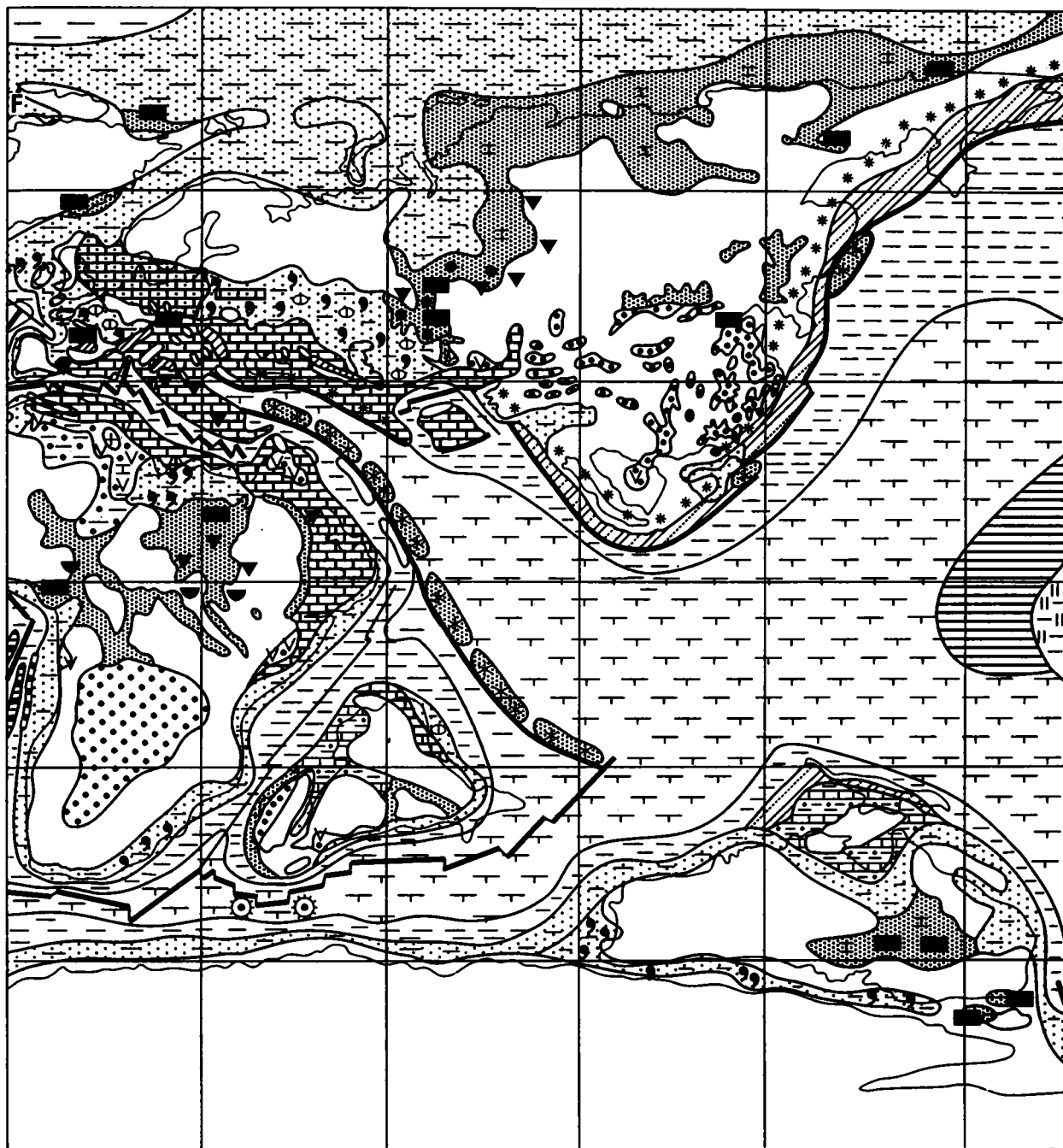


Рис. 3. Окончание.

Основная сложность при составлении по-вековых глобальных литолого-палеогеографических карт была связана с необходимостью разработки единой для земного шара легенды (рис. 1), учитывающей специфику палеогеографических обстановок и условий седиментации как на континентах, так и в океанах. В результате на континентах были выделены три палеогеографические области: 1) аллювиально-пролювиальные равнины, межгорные впадины, озера, сабхи и лагуны в аридных зонах; 2) аллювиальные и озерно-болот-

ные равнины, межгорные впадины, приморские равнины, временами заливавшиеся морем, и лагуны в гумидных зонах; 3) шельфовые и эпиконтинентальные моря. В пределах океанов обособились две палеогеографические области: 1) подножья континентальных склонов, островные дуги и периферийные зоны ложа океанов, 2) пелагические центральные зоны океанов. Для каждой из этих палеогеографических областей разработана самостоятельная система условных знаков, отражающих обобщенный состав сформированных

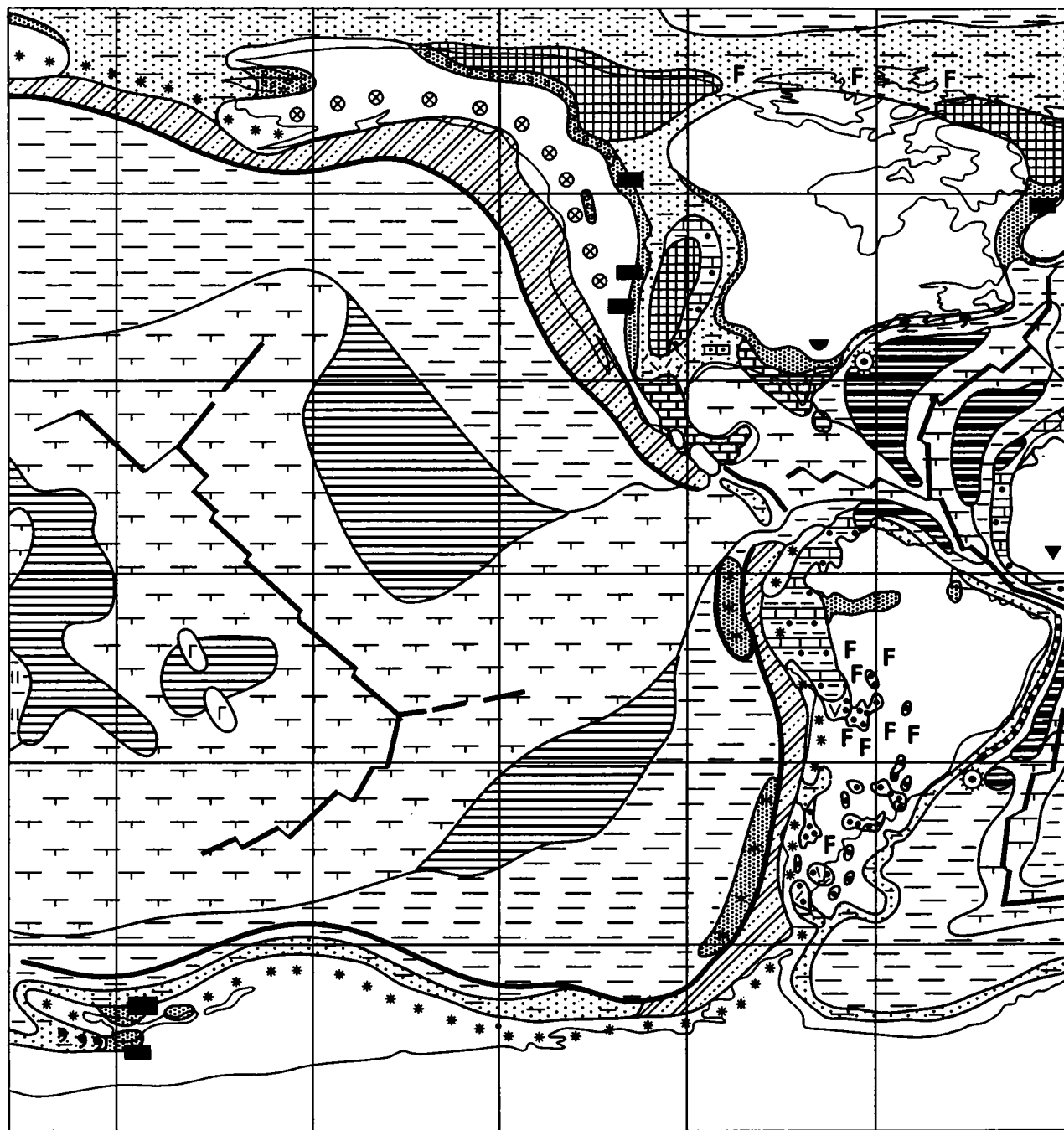


Рис. 4. Литолого-палеогеографическая карта туронского века мелового периода. Условные обозначения см. на рис. 1.

здесь осадочных комплексов в течение соответствующего века. Это позволило разграничить континентальные разнофациальные осадочные комплексы и разделить некоторые близкие по составу морские и океанские осадочные серии, принадлежащие различным палеогеографическим обстановкам: шельфовым или эпиконтинентальным морям, периферии океанов и подножьям континентальных склонов, пелагическим зонам океанов. В результате на картах не только

обособились континенты и океаны, но и в пределах этих двух главных элементов Земли удалось выделить сушу, шельфовые и эпиконтинентальные моря, приморские равнины, временами заливавшиеся морем, сабховые приливо-отливные области, а в океанах – островодужные и периферийные зоны и центральные пелагические области.

При составлении литолого-палеогеографических карт выяснилась необходимость внесения в ле-

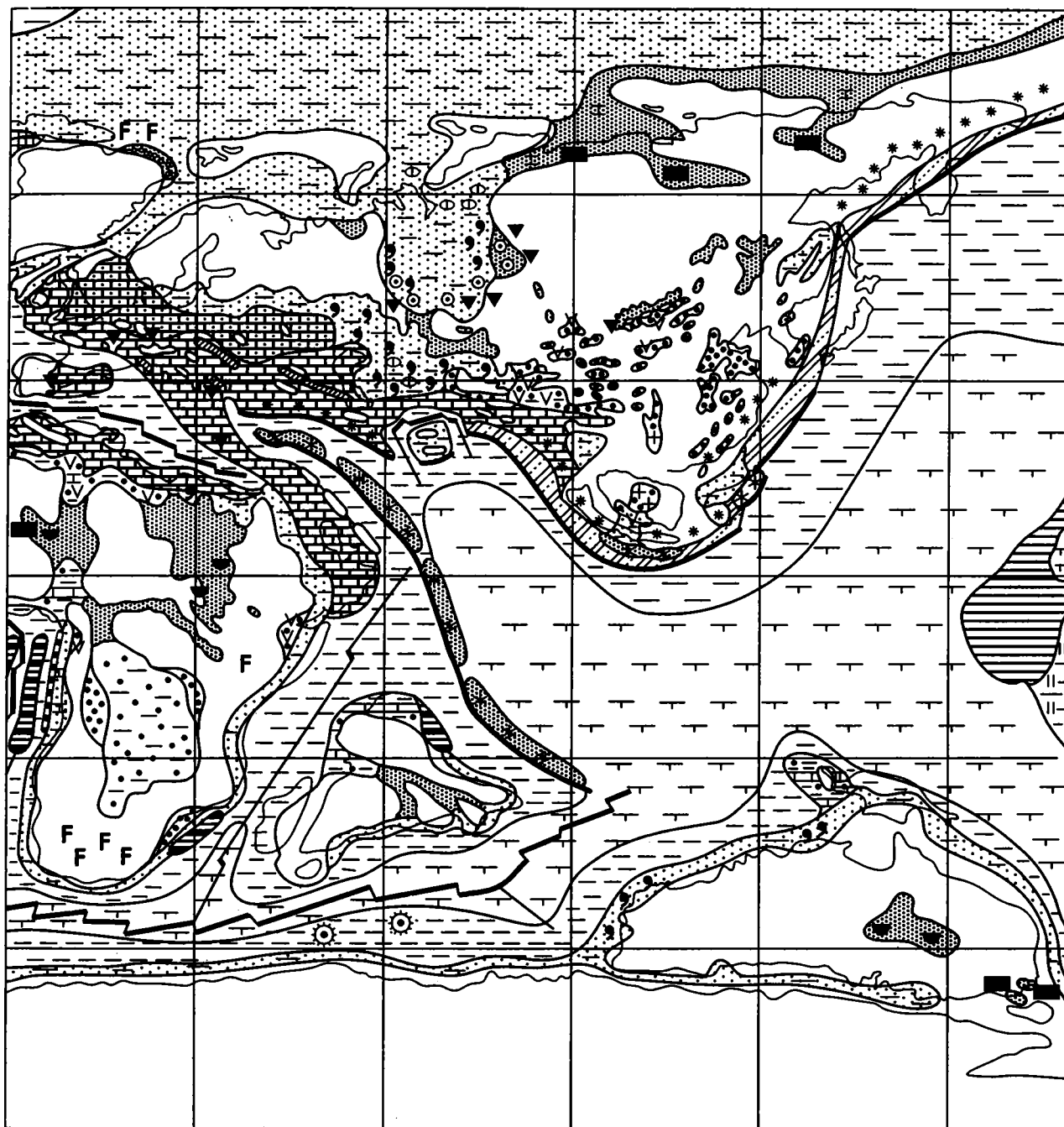


Рис. 4. Окончание.

генду обозначений целого ряда осадочных комплексов, которые характерны для меловых седиментационных бассейнов, таких как писчий мел, глауконитоносные, фосфоритоносные и др. Кроме того, внесмаштабными знаками показаны главные палеоклиматические индикаторы: бокситы, каолинитсодержащие породы, железные руды, меденосность, ледово-морские отложения.

Значительное внимание было уделено разработке единой легенды для магматических и оса-

дочно-вулканогенных комплексов, характеризующих меловой период. Прежде всего они разграничены по принадлежности к двум главным палеогеографическим элементам Земли – континентам и океанам. В пределах континентов выделены образования окраиноконтинентальных и внутриконтинентальных обстановок, различающиеся составом и характером магматических проявлений. На активных континентальных окраинах намечены пояса вулканоплутонических

или преимущественно плутонических ассоциаций, включающих породы известково-щелочной магматической серии. Поскольку окраинноконтинентальным вулканическим поясам присущ в значительной мере эксплозивный характер извержений, при котором вулканический материал взрывной волной уносился на далекие расстояния, предусмотрен знак для дистальных пеплов, обогащающих различные осадочные серии. Установлен прерывистый во времени характер развития окраинноконтинентальных поясов, в связи с чем выделены пояса, находящиеся в фазе угасания. Внутриконтинентальные магматические комплексы приурочены к двум палеогеографическим обстановкам. Во-первых, это тыловодужные бассейны вблизи окраинноконтинентальных вулканических поясов, где формировались вулканические плато или группы щитовых вулканов, в составе которых принимали участие щелочные или толеитовые базальты, нередко дополняющиеся бимодальными ассоциациями. Во-вторых, это пояса массивов гранитоидов S-типа, приуроченные к коллизионным сутурам.

В океанах выделены три типа магматических комплексов, различающиеся палеогеографическими обстановками проявления: 1) толеитовые базальты срединноокеанических хребтов, 2) щелочные и толеитовые (иногда входящие в состав бимодальных ассоциаций) базальты внутриокеанических островов и плато, 3) известково-щелочные и толеитовые (обычно в ассоциации с терригенными отложениями) комплексы островных дуг, большая часть которых располагалась в периферийных зонах океанов.

Необходимо подчеркнуть имеющуюся в публикациях многовариантность палинспастических и палеогеографических реконструкций, что зависит от сложности геологического строения того или иного региона, степени его изученности, а также субъективности представлений различных исследователей. Эта многовариантность особенно велика для палеореконовструкций океанических областей, поскольку в результате спрединга океанических плит меловые океанические комплексы в значительной степени были субдуцированы, а сохранившиеся их фрагменты из центральных частей океанов перемещены в периферические и частично причислены к континентам. Нами для воссоздания меловых палеогеографических обстановок на активных континентальных окраинах использованы опубликованные палинспастические реконструкции (Казьмин и др., 1987; Ломизе, 1983; Натальин, Борукаев, 1991; Натальин, Фор, 1991; Парфенов, 1984; Соколов, 1992; Филатова, 1988, 1990; Aguirre, 1992; Atlas..., 1985; Aubouin, 1990; Coire et al., 1993; Csejtev et al., 1982; Currie, Parrish, 1993; Dercouet et al., 1993; Dietrich et al., 1983; Embry, Osadeta, 1988; Harper, Wright, 1984; Howell, 1980; Jolivet et al., 1988; Kojfma, 1989;

McCourt et al., 1984; Megard, 1987; Monger, 1993; Peltser, Taponnier, 1988; Shervais, Kimbrough, 1985; Stern et al., 1991; Suarez, 1979; Taponnier et al., 1981; Underschultz, Erdmer, 1991; van Thournout et al., 1992; Willson et al., 1991). Ныне эти окраины представляют собой орогенные пояса со сложной, длительно формировавшейся складчато-покровной структурой, в которых тектонически объединены пластины (террейны) генетически разнородных комплексов, принадлежащих как океаническому (осадочные, офиолитовые и островодужные комплексы), так и окраинноконтинентальным образованиям.

В пределах океанов палеообстановки середины мелового периода выделены, в основном, по данным глубоководного бурения с использованием сделанных ранее на их основе палеогеографических обобщений (Басов, Вишневская, 1991; Зоненшайн и др., 1987; Крашенинников, Басов, 1985; Левитан, 1992; Лисицын и др., 1980; Ронов и др., 1989а, б; Arthur, Dean, 1986; Barton, 1987b; Barton et al., 1981; Dercourt et al., 1985, 1993; Emery, Uchupi, 1984; Masse et al., 1993; Murdmaa et al., 1995; Philip et al., 1993a; Scotese et al., 1987, 1988; Tissot et al., 1980; Ziegler et al., 1982). Распространение литологических типов осадков в Тихом океане изображено на основании собственных реконструкций авторов с использованием первичных данных глубоководного бурения. Поскольку все скважины, кроме одной, расположены на Тихоокеанской плите, то для восстановления их палеокоординат в четырех веках середины мелового периода взаимное расположение точек скважин принято неизменным и произведена обратная прокладка их совокупности с учетом усредненной траектории движения Тихоокеанской плиты на северо-запад. При палеолитологических реконструкциях возникали трудности двоякого рода. Во-первых, малый выход керна при бурении пелагических осадков с прослоями кремней и мелководных карбонатов на подводных горах предопределил неопределенность стратиграфической привязки, затруднял установление типов осадков и их фациальной принадлежности. Во-вторых, датировка представленных в кернах обрывков разрезов, нередко лишенных индикаторных видов микрофоссилий, не позволяет надежно установить возраст с точностью до века. Приходилось прибегать порой к довольно грубой интерполяции или экстраполяции с использованием общих соображений о стабильности абиссальных пелагических обстановок.

Палеогеографические обстановки ложа океанов реконструированы с учетом сравнительно-литологического (актуалистического) подхода. Мы исходили из того, что фундаментальные закономерности океанского седиментогенеза в мелу были такие же, как в современное время, хотя конкретное фациальное (литологическое) выражение

во многом отличалось. Так, интерполируя и экстраполируя данные по редкой сети скважин, мы опирались на закон критической глубины карбонатакопления, на связь пелагических красноватых глинистых осадков с низкой биопродуктивностью и т.д. Имеющиеся фактические материалы глубоководного бурения на Тихоокеанской плите в целом подтверждают правомерность такого подхода. Опираясь на эти закономерности, мы решились предположительно заполнить пространства ложа океана на уничтоженных субдукцией литосферных плитах Фаралон, Кула и Феникс условными знаками соответствующих океанских пелагических и гемипелагических осадков, принимая их симметричное распространение по отношению к предполагаемым осям спрединга за наиболее вероятное. Разумеется, границы между типами осадков нанесены здесь чисто условно для иллюстрации гипотетических закономерностей.

В целом, выполненные нами реконструкции позволили восстановить в океанах приблизительную картину распределения осадочных и магматических образований (включая породы внутриплитного магматизма и островных вулканических дуг), а в зонах перехода океан-активные окраины континентов воссоздать парагенетически связанный латеральный ряд образований, и восстановить тем самым смену обстановок от глубоководных желобов и склонов континентов с турбидитным осадконакоплением до окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов и смежных с ними тыловодужных бассейнов с присущими им терригенными и магматическими комплексами. Вместе с тем необходимо подчеркнуть значительно большую степень достоверности составленных литолого-палеогеографических карт для континентов по сравнению с периферийными и центральными зонами океанов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СЕРЕДИНЫ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА

Палеогеографическое своеобразие середины мелового периода определялось несколькими характерными особенностями размещения континентов и океанов на Земле, на что уже неоднократно обращалось внимание (Зоненшайн и др., 1984; Красилов, 1985; Ронов и др., 1989а, б; Хайн, Балуховский, 1993; Arthur, Dean, 1986; Barron, 1987а, б; Funnell, 1990; Hallam, 1985; Masse et al., 1993а, б; Philip et al., 1993; Scotese et al., 1987, 1988; Ziegler et al., 1982).

В течение средне меловой эпохи продолжала сохраняться сформированная еще при образовании Пангеи II меридиональная асимметрия Земли, выраженная существованием океанического и континентального полушариев. Океаническое полушарие было занято Тихим океаном, в пределах континентального полушария находились Ла-

вразия и континенты Гондванской группы, а также формирующиеся океаны Тетис, Амеразийский (Арктический), Южно-Атлантический и Южный (или южная часть Индийского). На протяжении середины мелового периода на Земле сохранялось также типичное для позднего мезозоя противостояние двух континентальных масс — Лавразии на севере и Гондванской группы континентов на юге, разделенных акваторией широтного Тетиса. Гондванские континенты продолжали занимать приблизительно одно и то же положение относительно экватора. Восточная Гондвана, объединяющая Австралию, Новую Зеландию и Антарктиду, находилась в средних и высоких широтах южного полушария, преимущественно южнее 40° - 45° ю.ш. Западно-Гондванские континенты всегда располагались главным образом в тропическом поясе между 30° с.ш. и 40° - 45° ю.ш. Лавразия имела сложную конфигурацию и располагалась в северном полушарии. Ее юго-восточная и юго-западная тихоокеанские окраины (Мексиканская окраина Северной Америки и Индо-Китайская окраина Азии) заходили далеко на юг к экватору, а южные границы континента дугообразно изгибались на север, достигая 30° с.ш. вдоль Центрального Тетиса. В середине мелового периода продолжалось дробление и разъединение Гондванской группы континентов. В аптском веке Западная Гондвана, объединяющая Африку и Южную Америку, представляла собой единый крупный континент, центральные районы которого располагались на экваторе. В альбское время в связи с продолжающимся формированием Южно-Атлантического океана и его соединением с Атлантическим Тетисом произошел раскол этого континента, что повлекло за собой ряд значительных изменений в климатической зональности и особенностях размещения обстановок осадконакопления.

Средне меловой Тетис представлял собой систему соединяющихся друг с другом океанических, глубоководных и мелководных морских бассейнов, образующих обширный пояс, протягивающийся более чем на 20000 км от Карибского региона на западе до Индонезии на востоке, где происходило соединение Тетиса с Тихим океаном. По особенностям строения, конфигурации и истории развития Тетис подразделяется на три части: Западную (Атлантическую), Центральную (Средиземноморскую) и Восточную. Западный (Атлантический) Тетис, охватывающий Северную и Центральную Атлантику, а также Карибский регион, представлял собой симметричный океан со срединно-океаническими хребтами. Центральный (Средиземноморский) Тетис простирался между Африканской Гондваной и Европейской Лавразией от Мавританского бассейна на западе до Родопского массива и Вардарского поднятия на востоке. В палеогеографическом отношении

Средиземноморский Тетис состоял из архипелага островов и мелководных изолированных карбонатных платформ, разделенных глубоководными бассейнами. Восточный Тетис охватывал асимметричный океан с северной конвергентной и южной дивергентной границами, который простирался от Родопского массива до Индонезии между Азиатской Лавразией на севере и Африканской Гондваной, Индией и Австралией на юге. Нужно отметить, что значительные акватории Западного, Центрального и Восточного Тетиса располагались в пределах тропического пояса. Южный океан занимал широтное положение (от 30° ю.ш. до 60° ю.ш.), простираясь между континентами Западной и Восточной Гондваны. Тетис и Южный океаны свободно соединялись в тропической зоне на востоке с Тихим океаном, тогда как на западе их связи с Тихим океаном либо отсутствовали, либо были затруднены.

Важная палеогеографическая особенность середины меловой эпохи, определявшая ее своеобразие, — формирование глобальной системы альб-позднемеловых окраинноконтинентальных вулканоплутонических поясов, которая возникла на конвергентной границе плит и маркировала континентальные окраины активного типа. Эти магматические пояса вместе со смежными глубоководными желобами, а также фронтальными и тыловыми бассейнами формировали единую сложную систему, простиравшуюся конформно структурам океанов — Тихого и Тетиса, в целом составляя их обрамление. На предшествующем (поздненеокомско-аптском) этапе континентальные окраины Тихого океана и севера Тетиса испытали интенсивные орогенические движения в связи с приключением к ним террейнов различной природы. Нарастившиеся таким образом континентальные окраины подверглись короблению и воздыманию с формированием окраинноконтинентальных орогенических поясов. Неоком-аптская орогения сопровождалась регрессией моря, тогда как для альб-туронского времени характерен общий подъем уровня океана и обширная морская трансгрессия на континентах.

В южной части Тихоокеанской плиты, на месте “горячей точки” предполагаемого супервала Дарвина продолжался в апте - сеномане активный субщелочной базальтовый (внутриплитный) магматизм, приведший к формированию систем подводных гор Мид-Пацифики и Маршалловых островов, ныне находящихся в северном полушарии.

Еще одна характерная особенность середины мелового периода связана с асимметричным размещением шельфовых и эпиконтинентальных морей на континентах. Наиболее значительные и длительно существовавшие эпиконтинентальные моря располагались главным образом в северном полушарии Земли на окраинах и в некоторых цен-

тральных районах Лавразии. На севере этого континента крупнейшие эпиконтинентальные моря (Западно-Сибирское, Баренцево, Лено-Вилуйское, Свердрупское, Маккензи и др.) были связаны с Амеразийским (Арктическим) океаном. Южную периферию Лавразии занимала широкая зона связанных друг с другом эпиконтинентальных морей (Североморское, Польско-Литовское, Центрально-Европейское, Восточно-Европейское, Прикаспийское, Туранское и др.), протягивающаяся субпараллельно Тетису и отделенная от него островами и глубоководными прогибами. В южном полушарии значительные по размерам эпиконтинентальные и шельфовые моря существовали главным образом на Австралийском континенте (Ероманга, Карнарвон, Юкла и др.) и были связаны с Тетисом и Южным океаном. Асимметричное размещение на Земле эпиконтинентальных морей подчеркивается также периодическим появлением в Лавразии постоянных и возобновляемых морских проливов, соединявших Тетис с Амеразийским океаном (Западный Внутренний морской пролив Северной Америки, Норвежский, Тургайский проливы). Они разделяли континент на крупные блоки суши меридионального или близкого к нему простирания.

ОСОБЕННОСТИ ЗОНАЛЬНОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ОБСТАНОВОК АРИДНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Обстановки эвапоритовой седиментации

Середина мелового периода была важным рубежом в истории фанерозойского соленакопления. Начиная с аптского века в солеродных водоемах впервые стали накапливаться мощные толщи тахидритсодержащих соленосных отложений. Они установлены в бассейнах Южно-Атлантического и Кхорат на юго-востоке Азии. На протяжении апт-туронского времени отчетливо фиксируется последовательное дробление и сокращение поясов и зон эвапоритовой седиментации (рис. 5 - 8).

В аптском веке обстановки эвапоритового осадконакопления охватывали почти всю территорию Западной Гондваны, а также южную часть Северной Америки и юго-восток Лавразии (рис. 5). Центр соленакопления находился на севере Южной Атлантики, где формировался громадный Южно-Атлантический солеродный бассейн, который протягивался более чем на 2500 км в глубь Западной Гондваны и отделялся от открытого океана в Южной Атлантике поднятиями Риу-Гранди и Китового хребта. В северной части солеродного бассейна существовала благоприятная обстановка для осаждения бишофитовых и тахидритовых осадков эвтонической стадии хлоридного соленакопления. Южно-Атлантический солеродный бассейн входил в состав обширной

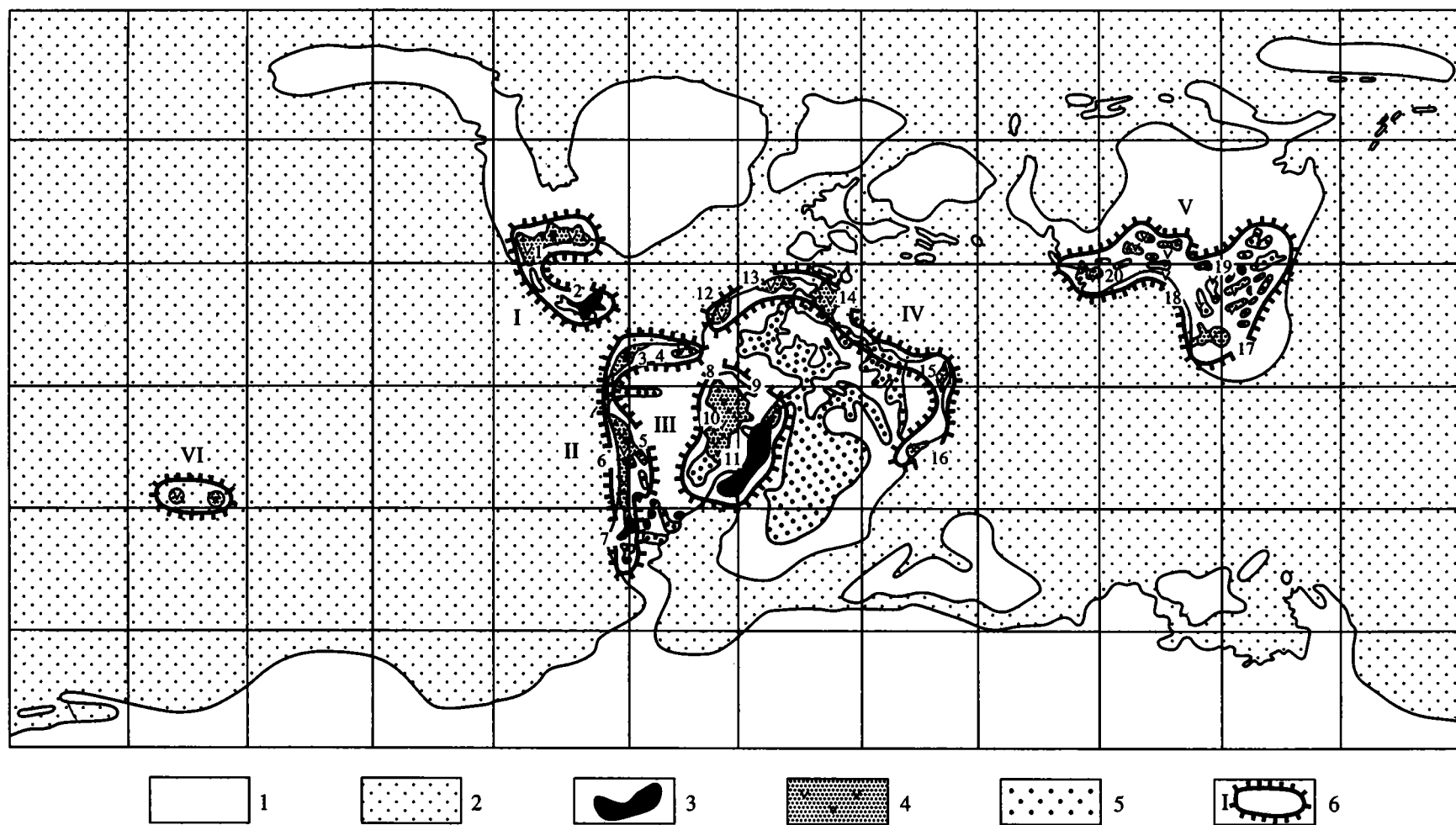


Рис. 5. Пояса и области эвапоритового и красноцветного аридного осадконакопления аптского века мелового периода.

1 – суша, 2 – океаны, шельфовые и эпиконтинентальные моря, приморские равнины, временами заливавшиеся морем, 3 – солеродные бассейны, 4 – сульфатно-носные бассейны, 5 – бассейны красноцветной терригенной седиментации, эвапоритовые пояса и области и их номер (I – Мексикано-Флоридская, II – Западно-Южно-Американская, III – Центрально-Гондванская, IV – Северо-Восточно-Африканская, V – Юго-Восточной Азии, VI – Центрально-Тихоокеанская). Эвапоритовые бассейны (цифры на рис.): 1 – Северной периферии провинции Галф (Чиуауа, Коауила, Сабинас, Команче, Восточно-Техасский и др.), 2 – Юкотанский, 3 – Сипакира, 4 – Такуту, 5 – Боливийский, 6 – Северо-Западно-Субандийский, 7 – Неукен, 8 – Беррейриньяс, 9 – Потигуар, 10 – Парнаиба, 11 – Южно-Атлантический, 12 – Сенегальский, 13 – Тарфай-Аюнский, 14 – Алжиро-Тунисский, 15 – Северо-Месопотамский, 16 – Мандера, 17 – Кхорат, 18 – Ланпан-Симао, 19 – Ордос, 20 – Среднеазиатский (Ферганский).

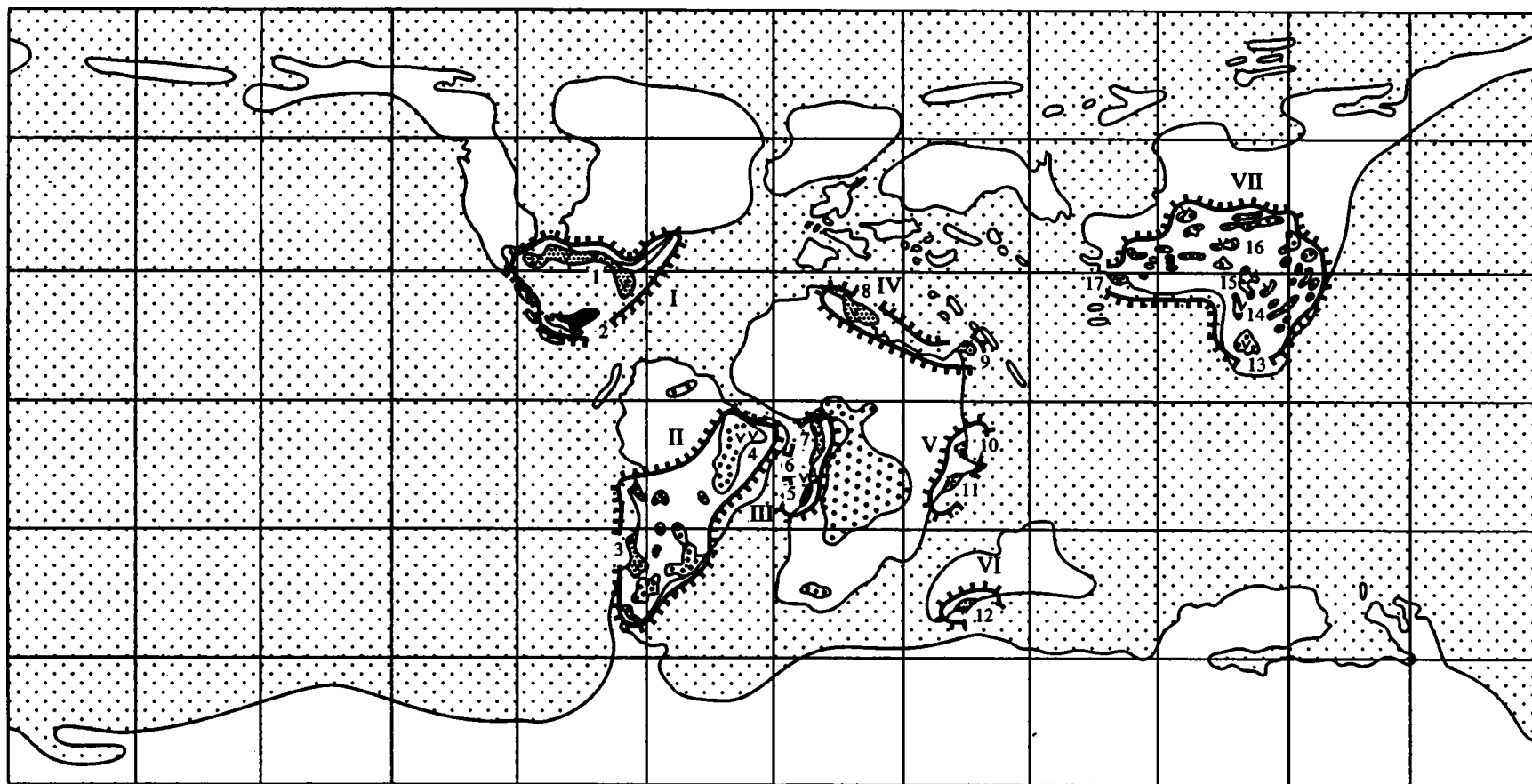


Рис. 6. Пояса и области эвапоритового и красноцветного осадконакопления альбского века мелового периода.

I – Мексикано-Флоридская, II – Южно-Американская, III – Западно-Африканская, IV – Аравийско-Северо-Африканская, V – Восточно-Африканская, VI – Южно-Индийская, VII – Юго-Восточной Азии. Эвапоритовые бассейны: 1 – Северной периферии провинции Галф (Чиуауа, Коауилла, Сабинас, Флоридский и др.), 2 – Юкотанский, 3 – Неукен, 4 – Арарипе, 5 – Кванза, 6 – Конго, 7 – Огове, 8 – Алжиро-Тунисский, 9 – Северо-Месопотамский, 10 – Мандера, 11 – Ламу, 12 – Каувери, 13 – Хорат, 14 – Ланпан-Симао, 15 – Сычуанский, 16 – Ордос, 17 – Ферганский. Условные обозначения см. на рис. 5.

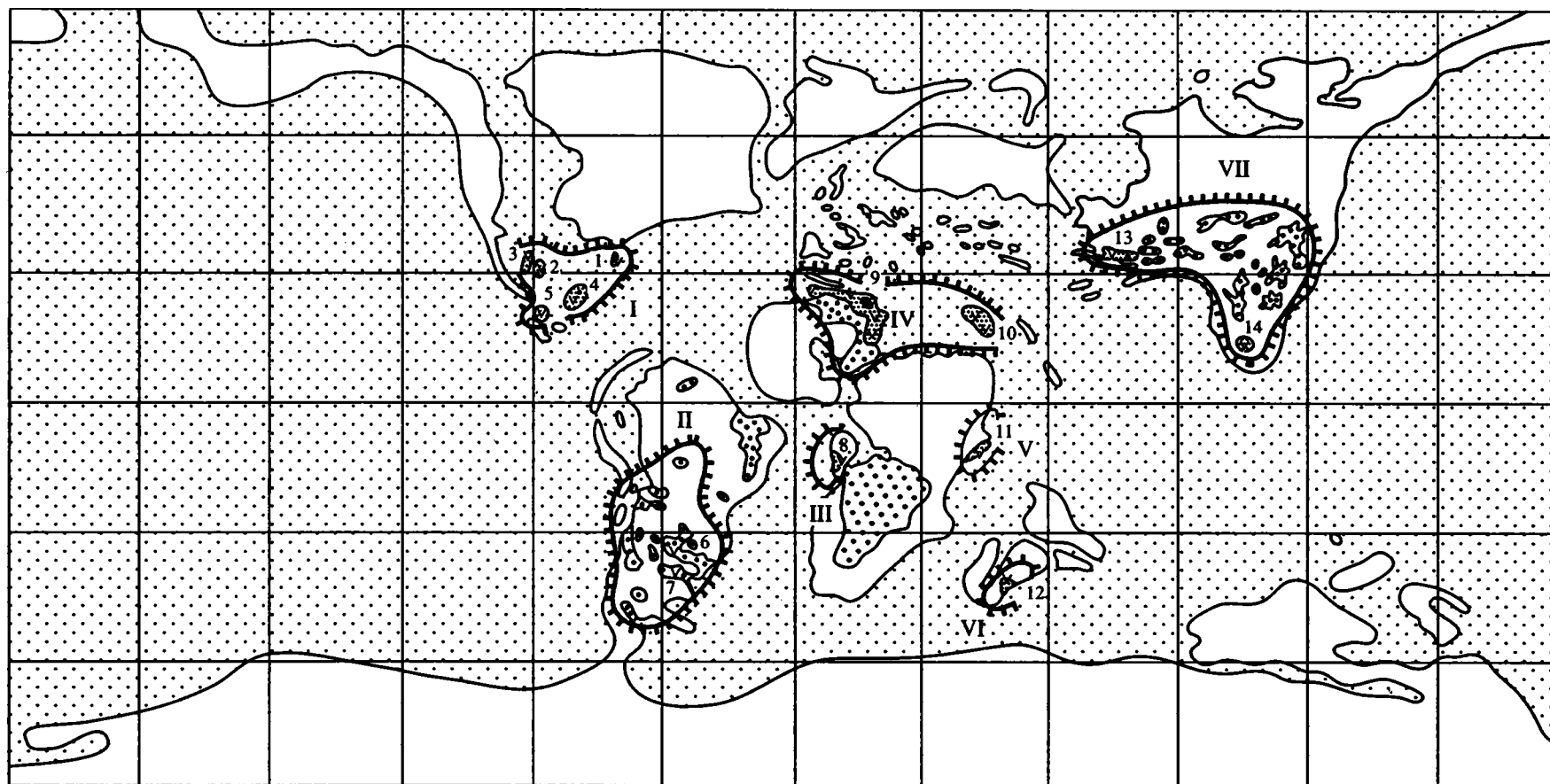


Рис. 7. Пояса и области эвапоритового и красноцветного терригенного аридного осадконакопления сеноманского века мелового периода.

I – Мексикано-Флоридская, II – Южно-Американская, III – Аравийско-Северо-Африканская, IV – Западно-Африканская, V – Восточно-Африканская, VI – Южно-Индийская, VII – Юго-Восточной Азии. Эвапоритовые бассейны: 1 – Южно-Флоридский, 2 – Голден-Лейн, 3 – Сабинос, 4 – Юкатанский, 5 – Чиापас, 6 – Саладо, 7 – Колорадо, 8 – Огове, 9 – Алжиро-Тунисский, 10 – Сирийский, 11 – Мандера, 12 – Каувери, 13 – Таджикский, 14 – Кхорат. Условные обозначения см. на рис. 5.

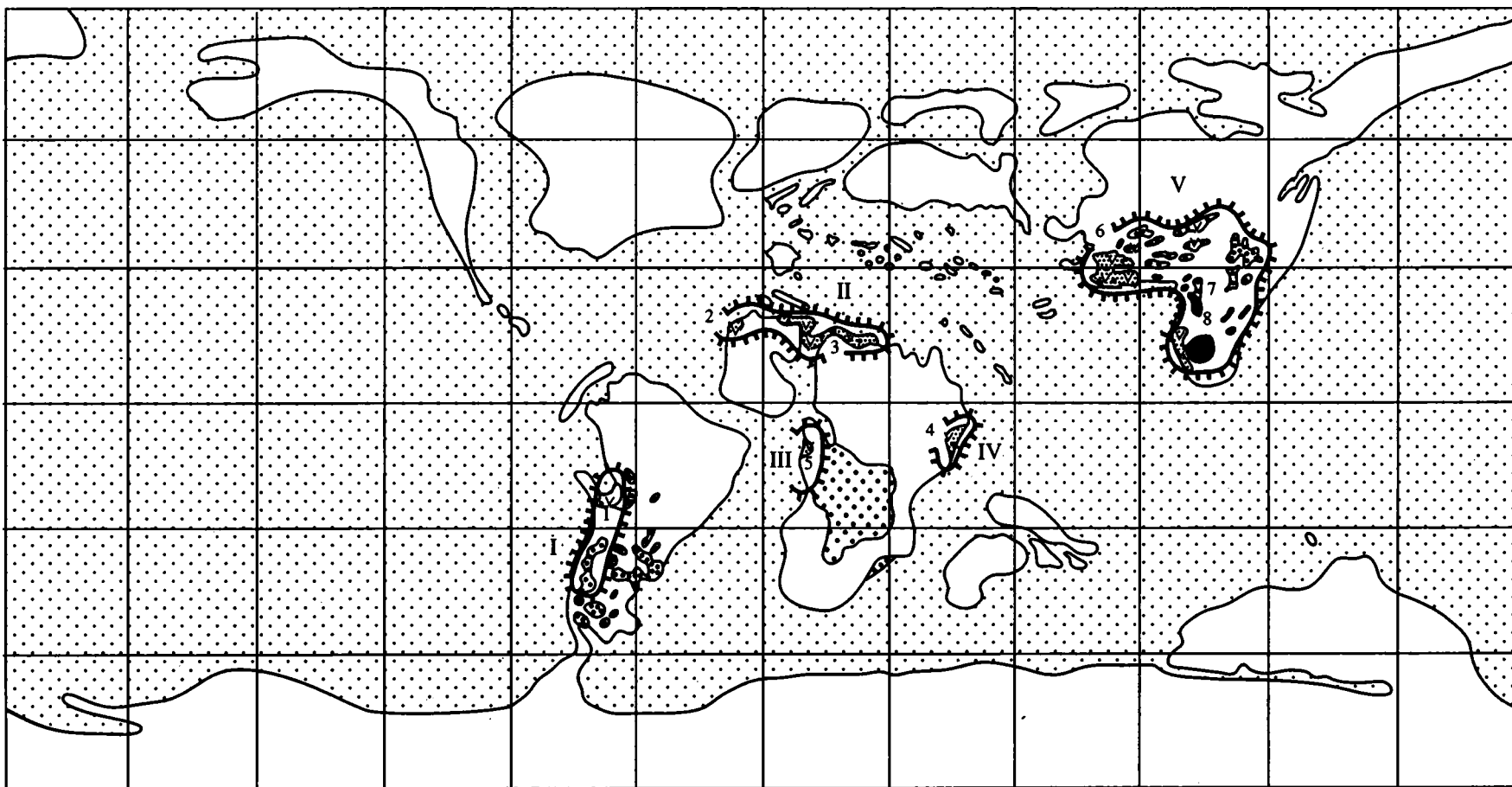


Рис. 8. Пояса и области эвапоритового и красноцветного терригенного аридного осадконакопления туронского века мелового периода.

I – Западно-Южно-Американская, II – Северо-Африканская, III – Западно-Африканская, IV – Восточно-Африканская, V – Юго-Восточной Азии. Эвапоритовые бассейны: 1 – Северо-Западно-Субандийский, 2 – Тарфай-Аюнский, 3 – Алжиро-Ливийский, 4 – Мандера, 5 – Огове, 6 – Таджикский, 7 – Ланпан-Симао, 8 – Кхорат. Условные обозначения см. на рис. 5.

области эвапоритовой седиментации, охватывающей центральные районы Западной Гондваны, где находились также небольшие солеродные бассейны Беррейриньяс и Потигуар и сульфатно-озерно-аллювиальный бассейн Парнаиба. Протяженные пояса эвапоритовой седиментации – Западно-Южно-Американский и Северо-Восточно-Африканский – почти непрерывной полосой протягивались вдоль западной, северо-западной, северной и северо-восточной окраин Западной Гондваны, полукольцом окружая этот континент. Западно-Южно-Американский пояс простирался более чем на 10000 км около Тихоокеанского побережья Южной Америки от солонного бассейна Неукен на юге до сульфатонного терригенного бассейна Такуту в пограничных районах Бразилии и Гайяны на севере. В этом поясе, наряду с сабховыми и континентальными бассейнами сульфатонакопления, существовала серия связанных с Тихим океаном или с Атлантическим Тетисом солеродных водоемов, среди которых можно отметить бассейны Сипакира, Боливийский и Северо-Западно-Субандийский. Северо-Восточно-Африканский эвапоритовый пояс протягивался более чем на 10000 км вокруг тетической окраины Африки от Сенегала на северо-западе до Сомали на юго-востоке. В его состав входили эвапоритовые бассейны Сенегальский, Тарфай-Аюнский, Алжиро-Тунисский, Северо-Месопотамский и Мандера. Таким образом выясняется, что почти во всех центральных и периферических западных, северных и северо-восточных районах Западной Гондваны в аптское время были распространены обстановки аридного эвапоритового осадконакопления.

Две крупные области эвапоритовой седиментации в аптском веке намечаются в северном полушарии Земли на территории Лавразии: Мексикано-Флоридская и Юго-Восточной Азии. Первая область объединяет эвапоритовые бассейны Чиуауа, Коауилла, Сабинас, Команче, Восточно-Техасский и Юкотанский, в которых осадконакопление происходило в обстановках эвапоритово-карбонатных платформ, в лагунах и сабховых условиях или в солеродных водоемах заливного типа. Область Юго-Восточной Азии включала многочисленные аллювиально-озерные бассейны красноцветного гипсоносного и соленосного осадконакопления (Средне-Азиатский, Ордос, Ланпан-Симао, Ингэнихубурский, Ширэгингашунский, Кхорат и др.). Обе области располагались в пределах северного тропического пояса. В южном тропическом поясе известны пока лишь проблематические признаки зачаточной эвапоритовой седиментации в лагунах аптского века на вершинах некоторых подводных гор-гайотов центральной части Тихого океана.

Итак, в аптское время эвапоритовые обстановки седиментации концентрировались, глав-

ным образом, в трех крупных регионах: Западной Гондване, Мексикано-Флоридской и Юго-Восточно-Азиатской окраинах Лавразии. Вследствие крупных размеров Западно-Гондванского континента и его расположения в низких широтах эвапоритовое осадконакопление происходило в пределах всего межтропического пояса, в том числе и в приэкваториальной зоне.

Иные особенности размещения обстановок эвапоритовой седиментации установлены для альбского, сеноманского и туронского веков. В альбское и сеноманское время (рис. 6, 7) выделяются семь эвапоритовых областей, три из которых (Мексикано-Флоридская, Аравийско-Северо-Африканская и Юго-Восточной Азии) находились в северном тропическом и субтропическом поясах, а четыре (Южно-Американская, Западно-Африканская, Восточно-Африканская и Южно-Индийская) располагались в южных тропическом и субтропическом поясах. В туронском веке (рис. 8) прекратилась эвапоритовая седиментация в Мексикано-Флоридской и Южно-Индийской областях. Во многих других областях (Аравийско-Северо-Африканской, Западно-Африканской и Восточно-Африканской) площадь эвапоритовых обстановок существенно сократилась. Этот процесс дробления и сокращения зон эвапоритовой седиментации был тесно связан с последовательным формированием и расширением Южной Атлантики. Единственной областью, в которой неизменно сохранялась обстановка аридного климата и продолжали существовать условия, благоприятные для эвапоритового озерного осадконакопления, была Юго-Восточная Азия.

Таким образом, по особенностям пространственного размещения эвапоритовых обстановок среднемеловая эпоха может быть подразделена на два этапа: аптский и альб-туронский. В аптском веке существовал один эвапоритовый пояс, охватывающий области континентов, расположенные между субтропическими поясами северного и южного полушарий Земли (между 35° - 40° с.ш. и 35° - 45° ю.ш.). В альб-туронском этапе с достаточной определенностью выделяются два аридных пояса: северный и южный, каждый из которых занимал субтропические и тропические широты Лавразии и Северной Африки в северном полушарии, Южной Америки, Южной Африки и Индии в южном полушарии. Характерная особенность этапа – существование относительно крупных аридных областей эвапоритовой седиментации, которые со временем все более изолировались друг от друга, отделяясь океаническими акваториями. Заслуживает внимания также и то обстоятельство, что аридные пояса прослеживаются не только на континентах, но и в акваториях океанов, о чем свидетельствуют признаки эвапоритовой седиментации в апте в центральной части Тихого океана.

Обстановки красноцветной терригенной седиментации

Эвапоритовое осадконакопление на всем протяжении середины мелового периода было тесно связано с красноцветной терригенной седиментацией (см. рис. 5 - 8). В аптское время крупнейшим регионом красноцветного осадкообразования была Западная Гондвана, где такие обстановки были развиты почти повсеместно от северных до южных районов Южной Америки и Африки. Здесь существовало большое число аллювиально-озерных бассейнов, в пределах которых накапливались песчано-гравелистые и алевролитоглинистые красноцветные и пестроцветные осадки, нередко гипсоносные. В Северной Африке намечается несколько групп таких бассейнов. Одна из них охватывает бассейны Южно-Алжирский - Ливийский, Мурзук, Тенере-Чадский, Иулемедеенский, Таудени и др., развитые вокруг Ахаггарского поднятия. Вторая группа объединяет бассейны, расположенные на востоке Египта, в Ливии и на севере Центрального Судана (Дахла, Абу-Гарадиб и др.). Третья группа включает бассейны в центре Африки между Нигерией и Кенией, которые сформировались вдоль разломов и составляли протяженную систему озер, соединенных реками (бассейн Муглад и др.). В северной половине Южной Америки озерно-речные бассейны красноцветной седиментации выделяются вокруг Гвианского щита (Такуту, Сипакира), в Перу и Эквадоре (бассейн Ориенте), на северо-востоке Бразилии (бассейн Парнаиба). Аридные условия красноцветной седиментации здесь подтверждаются не только присутствием эвапоритов, но и развитием пустынных обстановок. Иногда климат на возвышенных участках становился местами более влажным, о чем свидетельствуют терригенные осадки с каолинитом, выявленные среди речных отложений на окраине бассейна Арарипе. Однако в общем климат всюду оставался аридным. На юге Южной Америки красноцветная терригенная седиментация была характерна для бассейнов Неукен, Северо-Западно-Субандийского, Саладо, Колорадо, Сан-Джордже и др. В Центральной и Южной Африке такие же обстановки существовали в бассейне Конго, Окованго и Калахари. В целом, как видно, красноцветные отложения накапливались почти на всей территории Западной Гондваны, и весь этот континент, включая и приэкваториальные районы, в аптском веке находился под влиянием аридного климата.

Юго-Восточная Лавразия в аптское время была вторым по размерам регионом широкого развития обстановок красноцветного терригенного осадконакопления. Они прослеживаются здесь от районов Средней Азии на западе до Тихоокеанского побережья Китая на востоке и от

Южной Монголии на севере до плато Кхорат на юге. В пределах этой в целом орогенной области существовало большое число межгорных впадин и предгорных равнин с системой связанных между собой проточных и бессточных озер, речных долин и затопляемых низменностей, где происходило накопление аллювиально-пролювиальных красноцветных и пестроцветных терригенных отложений, нередко гипсоносных и соленосных. Такие обстановки установлены в Ферганской впадине, Таджикской депрессии, в бассейнах Заалтайском, Ланпан-Симао, Кхорат и многих других.

В течение альбского, сеноманского и туронского веков произошло дробление ранее единого Западно-Гондванского региона красноцветной седиментации на ряд самостоятельных областей красноцветного осадконакопления. Одна из них охватывала южную половину Южной Америки, где продолжали накапливаться красноцветные отложения в бассейнах Сан-Джордже, Саладо, Колорадо, Неукен, Северо-Западно-Субандийском, Парнаиба и др. Вторая область занимала южные и центральные районы Африки с бассейнами красноцветной седиментации Конго, Окованго и Калахари. На севере Африки обстановки красноцветного осадконакопления периодически возобновлялись в Алжиро-Тунисском, Западно-Нигерийском и некоторых других бассейнов, но по сравнению с аптским веком их площадь значительно сократилась. Юго-Восточная Лавразия оставалась наиболее крупным регионом красноцветной седиментации.

Итак, пространственное расположение обстановок красноцветного осадконакопления дополнительно обосновывает существование одного широкого межтропического аридного пояса в аптском веке и двух аридных поясов – северного и южного в альбское, сеноманское и туронское время, которые охватывали изолированные области красноцветной терригенной седиментации в тропических и субтропических широтах северного и южного полушарий Земли.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ОБСТАНОВОК ГУМИДНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Обстановки углеобразования

Для среднемеловой эпохи выявлено очень характерное расположение на континентах областей внутриконтинентального и приморского углеобразования. В аптском веке ясно вырисовывается существование двух крупных угленосных областей, приуроченных к северной половине Азиатской части Лавразии. Одна из них – Северо-Азиатская – охватывала северные приполярные районы Западной и Восточной Сибири и Чукотки. В ее состав входили Южно-Чукотский, Благо-

вещенский, Новосибирский, Зырянский, Ленский, Предверхожанский, Хатангский и другие угленосные бассейны, значительные по площади участки прибрежных зон аллювиально-дельтовой седиментации с углеобразованием на северо-западной и северо-восточной окраинах Западно-Сибирского бассейна, а также на северо-восточной окраине Баренцевого бассейна. Северо-Азиатская угленосная область располагалась в основном севернее 60° с.ш. Ее отдельные участки достигали 75° с.ш. Вторая область – Монголо-Забайкальская – занимала центральные внутренние районы Азиатской суши, охватывая протяженную систему бессточных и связанных друг с другом озерных котловин, озерно-аллювиальных и пролювиальных равнин, в пределах которых формировались угленосные отложения. Эта область протягивалась более чем на 2500 км от Джунгарии на юго-западе до Хингана и Буреинского бассейна на северо-востоке, включая Сайхонобинский, Шавантурский, Восточно-Гобийский, Гусиноозерский, Сунляо и другие бассейны. С северо-запада Монголо-Забайкальская область ограничивалась низкой сушей, а с юго-востока аридной областью Юго-Восточной Азии с эвапоритовыми и красноцветными обстановками седиментации. Граница между гумидной угленосной и аридной эвапоритовой областями простиралась не в широтном направлении, а проходила с юго-запада на северо-восток, имея достаточно сложную конфигурацию в пределах широкой полосы промежуточной орогенной зоны, где гумидные участки чередовались с аридными. В целом, в Азиатской части Лавразии угленосный пояс охватывал огромную площадь, имевшую вид треугольника, южная вершина которого далеко заходила в центральные районы Азии, достигая 30° с.ш., противоположная сторона располагалась в приполярной зоне на широтах 60° - 75° с.ш.

На остальной территории Лавразии области углеобразования аптского времени занимали гораздо меньшую площадь. Одна из них охватывала Днепровско-Донецкую впадину, Донецкий бассейн и южную часть Московской синеклизы. Угленосные отложения здесь установлены среди озерно-аллювиальных и озерно-дельтовых комплексов прибрежных равнин. Область находилась вблизи 35° - 40° с.ш. Вторая угленосная область известна на западе Северной Америки, на территории Западной Канады. Угленосные отложения аптского возраста обнаружены в бассейнах Боусер и Внутреннего предгорного пояса, которые располагались между 50° - 60° с.ш. Третья область приморского углеобразования установлена в пределах Ново-Шотландского побережья Северной Америки, вдоль шельфовой зоны Центральной Атлантики примерно на 40° с.ш.

Можно, таким образом, заметить, что в северном полушарии Земли в аптском веке области уг-

леобразования занимали изолированные площади на территории Лавразии. Обстановки приморского угленакпления располагались как в северных прибрежных районах вдоль шельфовых морей Американо-Азиатского океана (Северо-Азиатская и Западно-Канадская области), так и в южных прибрежных районах вблизи эпиконтинентальных и шельфовых морей, связанных с Тетисом (Днепровско-Донецкая и Ново-Шотландская области). Внутриконтинентальные обстановки углеобразования были развиты, главным образом, в центре Азиатской части Лавразии (Монголо-Забайкальская область). Северные угленосные области располагались в приполярных и заполярных высоких широтах, тогда как южные тяготели к субтропическим широтам. В целом же, все области углеобразования находились в средних и высоких широтах северного полушария приблизительно между 35° с.ш. и 75° с.ш. Такое общее пространственное расположение угленосных областей позволяет отнести их к северному угленосному поясу, хотя следует иметь в виду, что климатические условия углеобразования на юге этого пояса, по-видимому, отличались от тех, которые существовали на севере в приполярной зоне.

В южном полушарии Земли в аптском веке выделяются две угленосные области: Южно-Австралийская и Южно-Африканская. Первая охватывает бассейны Отвей и Гайпсленд на юге Австралии, где существовали обстановки внутриконтинентального углеобразования, а вторая устанавливается по присутствию угленосных отложений в бассейне Алгоа на юге Африки. Эти две удаленные друг от друга области дают возможность условно наметить южный угленосный пояс аптского времени, который, возможно, простирался между 50° и 70° - 75° ю.ш.

Итак, имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том, что на протяжении аптского века можно выделить два угленосных пояса: северный и южный. Северный угленосный пояс был очень широкий. Он располагался между 35° и 75° с.ш. и его южная граница имела сложную конфигурацию, повторяя контуры прибрежных зон шельфовых морей, связанных с Тетисом, и орогенных областей аридной зоны Юго-Восточной Азии. Наиболее значительное развитие в северном поясе получили обстановки приполярного приморского углеобразования. В южных районах обстановки приморского и внутриконтинентального углеобразования, по-видимому, находились под сильным влиянием субтропического аридного климата. Южный угленосный пояс простирался в высоких широтах южного полушария (между 50° и 75° ю.ш.) и также характеризовался развитием обстановок как внутриконтинентального, так и приморского углеобразования.

В альбском веке произошли существенные изменения в пространственном расположении угленосных обстановок на континентах. В приэкваториальных районах Африки и на Аравийском полуострове появились гумидные районы с аллювиально-дельтовым озерным и болотным углеобразованием. Они выделяются в Западной Африке в бассейне Сокото, на юге-западе Ирака и в Кувейте и свидетельствуют о том, что начиная с альбского века стал формироваться экваториальный пояс гумидного осадконакопления. По обстановкам углеобразования он намечается весьма условно, но, как будет видно из дальнейшего изложения, этот гумидный пояс подтверждается существованием здесь также обстановок боксито- и каолинитообразования.

В северном полушарии на территории Лавразии в альбе появилось много новых угленосных бассейнов, вследствие чего стало возможным с гораздо большей определенностью оконтурить северный угленосный пояс. Значительно расширилась Западно-Канадская область за счет появления угленосных бассейнов Куин-Чарлотте, Файереберг, Уапауекка. Три новых бассейна углеобразования (Колвилл, Восточного Маккензи, Свердрупский) выделяются в северных прибрежных районах Северной Америки. В центре Канадской суши сформировался угленосный бассейн Мусе-Ривер. Почти неизменной по размерам осталась Северо-Азиатская область углеобразования, где угленосные обстановки продолжали существовать в Южно-Чукотском, Новосибирском, Благовещенском, Зырянском, Предверхоанском, Ленском и Хатангском бассейнах, а также в прибрежных зонах вокруг Баренцевого бассейна. Вместе с тем, значительно сократилась Монголо-Забайкальская угленосная область. Ее южные и юго-западные районы были охвачены аридным эвапоритовым и красноцветным осадконакоплением. Здесь существенно расширилась переходная зона с чередованием обстановок гумидной и аридной седиментации. Углеобразование продолжалось лишь в некоторых Забайкальских впадинах (Гусиноозерской и др.). Новая область углеобразования появилась в пределах Тургайского бассейна. В целом, северный угленосный пояс сохранил свое неизменное положение. Только несколько сместилась на север южная его граница. Более отчетливо проявилась широтная зона приполярного приморского углеобразования, которая стала прослеживаться почти что на всей северной окраине Лавразии.

В южном угленосном поясе сохранились две области углеобразования: Австралийская и Южно-Африканская. Однако на территории Австралии угленосные обстановки отмечены лишь на востоке континента в бассейне Мэрибо, который расположен гораздо севернее аптских областей углеобразования, примерно на 60° ю.ш. Это, воз-

можно, свидетельствует о сокращении южного угленосного пояса, хотя однозначных данных для этого вывода недостаточно.

В сеноманское и туронское время в связи с расширением Южно-Атлантического и Южного океанов, а также эпиконтинентальных морей, связанных с Тетисом, произошли дальнейшие весьма важные преобразования в особенностях зонального размещения обстановок углеобразования. Во-первых, северный угленосный пояс существенно изменил свою конфигурацию и пространственное расположение. Его северная граница в сеномане сместилась далеко на север, достигнув широты 85° с.ш., а в некоторых районах и еще севернее. Такое местоположение занимали угленосные бассейны Колвилл и Свердрупский на северной окраине Северной Америки, Новосибирский, о-ва Врангеля на Чукотке. Во-вторых, произошло значительное расширение пояса в пределах Северной Америки и очень большое его сокращение в Азии. На территории Северной Америки и вокруг Гренландии появилось много новых угленосных бассейнов (Нанаймо, Састут, Сифтон, Западно-Гренландский, Северо-Гренландский, Восточно-Гренландский). Далеко на юг продвинулись обстановки углеобразования в прибрежных зонах Западного Внутреннего бассейна. В Азии прекратилось углеобразование в Монголо-Забайкальской области. Сохранились угленосные обстановки лишь на территории Северо-Азиатской области, а в сеномане и в Тургайском бассейне. В третьих, в сеноманском веке сформировалась новая область углеобразования в пределах северной окраины Центрального Тетиса. Она охватывала крупные островные участки суши, окруженные морскими мелководными и глубоководными акваториями, такие как Центрально-Французский, Рейнский, Богемский, в пределах которых нередко возникали обстановки аллювиально-озерного углеобразования. Наконец, в четвертых, в туронском веке произошло значительное сокращение северного угленосного пояса за счет прекращения углеобразования почти что на всей территории центральных районов Азии, где южная граница пояса сместилась далеко на север, возможно, до 60° с.ш.

Экваториальный угленосный пояс в сеноман-туронское время проявился более отчетливо. Сеноманские угленосные отложения (преимущественно лигниты) обнаружены на северо-востоке Африки в бассейне Аин-Магфи (юг Египта) и выделяются в бассейнах Западно-Нигерийском и Баррейриньяс на бразильской окраине Южной Америки. Лигниты туронского возраста, возможно, развиты в бассейне Сокото. В южном поясе продолжала существовать Южно-Австралийская угленосная область. В сеномане она расширилась за счет появления угленосных обстановок в бассейне Ероманга. Прекратилось углеобразование

в Южно-Африканской области. Новый угленосный бассейн отмечен в районе Марлборо на северо-востоке о. Южный в Новой Зеландии. Южная граница пояса, как и в аптском веке, устанавливается на 70° - 75° ю.ш.

Итак, по особенностям зонального размещения обстановок углеобразования средне меловая эпоха подразделяется на два этапа. Первый этап соответствует аптскому веку и характеризуется существованием только двух поясов углеобразования: северного и южного. Второй этап, объединяющий альбский, сеноманский и туронские века, отличается развитием трех угленосных поясов: северного, экваториального и южного. Северный угленосный пояс в течение середины мелового периода менял свою ширину, конфигурацию и пространственное положение. В аптском и альбском веках он фиксируется между 35° и 75° с.ш., а в сеномане – вплоть до 85° с.ш. Одновременно со смещением пояса на север происходило его сокращение за счет аридизации южных районов и расширения акваторий эпиконтинентальных морей, связанных с Тетисом, что особенно четко реконструируется для туронского века. В северных районах пояса всегда располагались обстановки приполярного приморского углеобразования, тогда как южные угленосные области пояса находились в субтропических широтах. В сеноманское время здесь появилась новая область углеобразования на островах. Южный угленосный пояс выделяется с гораздо меньшей определенностью. Он простирался примерно между 50° и 75° ю.ш. Экваториальный угленосный пояс начал формироваться только в альбском веке и занимал приэкваториальные районы Африки, а начиная с сеномана – и Южной Америки.

Обстановки бокситообразования и каолинитообразования

Можно наметить несколько крупных областей и отдельных районов развития обстановок боксито- и каолинитообразования. Наиболее значительную площадь имела Западно-Сибирская область. Она занимала Уральскую и Казахстанскую равнины, Тургайскую низменность, западную часть Восточно-Сибирской низменности, южные районы Западной Сибири, а иногда захватывала также территорию Северного Приаралья, Кызылкумов и Зеравшанскую равнину. Здесь развиты латеритные коры выветривания, бокситы, каолиновые и бокситовые глины, каолинитово-кварцевые пески и другие переотложенные продукты латеритных кор выветривания. Здесь же формировались бескарбонатные красноватые отложения. В Западно-Сибирской области обстановки боксито- и каолинитообразования сохранялись на всем протяжении середины мелового периода, за исключением районов Средней Азии,

где они прекратились в сеномане. Вторая – Донеcko-Причерноморская область существовала в течение аптского и, возможно, альбского веков. Она выделяется по присутствию бокситоносных и каолиновых глин в южных районах Донбасса, вторичных каолинитов и бокситовых пород в Лебединско-Балаклеевской депрессии и в районе г. Канева на Украинском щите, вторичных каолинитов в Западном Причерноморье. Возможно, к этой области следует отнести Припятскую впадину, Белорусский массив, прилегающие участки Московской синеклизы и Балтийского щита, где также отмечаются каолиновые глины.

Третья область бокситообразования может быть условно названа Пиренейско-Богемской. К ней относятся разрозненные районы распространения бокситов и бокситоносных пород, ассоциирующихся с палеопочвами, переотложенными продуктами выветривания, конгломератами и красными глинами, которые установлены в Иберии, Пиренеях, на юге Центрального массива во Франции, на Рейнском и Богемском массивах. Формирование бокситоносных отложений происходило в течение всего среднего мела либо в карстовых условиях, либо в озерных депрессиях, либо в литеральной зоне морских бассейнов, главным образом, за счет переотложения латеритных кор выветривания.

Четвертая область охватывала внутренние районы Центрального Тетиса, где были развиты изолированные мелководные карбонатные платформы и островные участки суши, такие как Апулия, Пелагония, Парнас, Мендерес, Восточный Тавр и др. Эти районы на протяжении середины мелового периода характеризовались тектонической неустойчивостью, образованием горстов и грабенов, интенсивными процессами размыва латеритных покровов на поднятиях и переотложения продуктов выветривания на карбонатные платформы и в депрессионные зоны.

Пятая область выделяется под условным названием Судано-Нигерийской. Обстановки боксито- и каолинитообразования здесь появились начиная с альбского века, когда в приэкваториальных районах северо-восточной Африки, на юге Египта и севере Судана в бассейне Хумар накапливались каолиновые песчаники и глины, переотложенные каолиновые палеопочвы, бокситоносные отложения и оолитовые железные руды. Подобные условия в сеномане и туроне были широко развиты в более южных районах Судана. Они отмечены также в центральных районах Западной Африки на западе Нигерийского бассейна. По-существу, Судано-Нигерийская область маркирует экваториальную зону обстановок боксито- и каолинитообразования. Она простиралась, по-видимому, от западных приэкваториальных районов Африки до Аравии на востоке.

Последняя, шестая крупная область развития преимущественно обстановок каолинитообразования выделяется в Австралии в бассейне Ероманга, где в туронское время накапливались озерно-речные каолинитовые песчаники. Небольшие по площади районы каолинитообразования установлены в альбском и туронском веках в Северной Америке (Западный Внутренний бассейн и бассейн Мусе-Ривер) и в туронском веке на севере Австралийского континента.

Можно заметить, что на всем протяжении среднемеловой эпохи существовали три крупные области боксито- и каолинитообразования: Западно-Сибирская, Пиренейско-Богемская и Центрального Тетиса. Донецко-Причерноморская область устанавливается в аптском и, возможно, в альбском веках; Северо-Американская – в альбском и туронском веках. Судано-Нигерийская экваториальная область появилась, начиная с альбского века, а Австралийская отмечена только в туронское время. Следовательно, в аптском веке все области боксито- и каолинитообразования располагались в северном полушарии Земли, занимая центральные районы Тетиса и прилегающие южные центральные районы Лавразии. Здесь намечается, таким образом, крупная Центрально-Лавразийско-Тетическая бокситоносно-каолинитовая зона примерно широтного простирания, протягивающаяся от Пиренеев на западе до Западной Сибири и Средней Азии на востоке. Располагалась она между 20° - 25° с.ш. и 45° - 50° с.ш. Донецко-Причерноморская и Западно-Сибирская области находились в южной половине северного угленосного пояса. Бокситоносные области Центрального Тетиса и Пиренейско-Богемская занимали субтропическую и тропическую зоны, охватывая крупные и мелкие острова и карбонатные платформы в пределах морских акваторий. В альбском веке реконструированы уже два широтных пояса обстановок боксито- и каолинитообразования: северный и экваториальный. Северный пояс объединяет Центрально-Лавразийско-Тетическую бокситоносно-каолинитовую зону, в состав которой вошли северные периферийные участки Западно-Сибирского бассейна и районы каолинитообразования Северной Америки. Северный пояс располагался приблизительно между 30° с.ш. и 55° - 60° с.ш. Уместно подчеркнуть его приуроченность к южной половине угленосного пояса. Экваториальный бокситоносно-каолинитовый пояс пространственно совпадает с экваториальным угленосным, также появившемся в альбском веке. Принципиально аналогичное размещение обстановок боксито- и каолинитообразования сохранилось в сеноманском веке. Произошло лишь смещение на север южной границы Западно-Сибирской бокситоносной области, и в связи с трансгрессией перестала существовать Донецко-Причерноморская область. Следует за-

метить, что Пиренейско-Богемская бокситоносная область в это время также была угленосной. В туронском веке произошло формирование Австралийской каолинитовой области в южном полушарии. В северном полушарии в туроне в связи с трансгрессией и расширением эпиконтинентальных морей еще далее на север передвинулась южная граница Западно-Сибирской бокситоносной области.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О ШИРОТНЫХ ПОЯСАХ ГУМИДНОЙ И АРИДНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ СЕРЕДИНЫ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА

Выявленные закономерности зонального размещения обстановок эвапоритового и красноцветного осадконакопления, углеобразования, боксито- и каолинитообразования позволяют подразделить середину мелового периода на два этапа: аптский и альб-туронский, каждый из которых отличается своеобразными особенностями пространственного расположения на Земле широтных поясов гумидного и аридного климата. Для аптского этапа реконструируются четыре широтных климатических пояса: 1) северный приполярный гумидный угленосный, 2) северный среднеширотный гумидный угленосно-бокситоносно-каолинитовый, 3) межсубтропический аридный эвапоритовый, 4) южный гумидный угленосный. Для альб-туронского этапа намечаются шесть широтных поясов: 1) северный приполярный гумидный угленосный, 2) северный среднеширотный гумидный угленосно-бокситоносно-каолинитовый, 3) северный тропический и субтропический аридный эвапоритовый, 4) экваториальный гумидный угленосно-бокситоносно-каолинитовый, 5) южный тропический и субтропический аридный эвапоритовый, 6) южный гумидный угленосный.

Вероятно, в середине мелового периода произошли очень важные изменения в широтной климатической зональности на Земле. В первую очередь обращает на себя внимание увеличение количества поясов в альб-туронском этапе по сравнению с аптским. В аптском веке отмечается существование только одного межсубтропического аридного пояса, охватывающего Мексикано-Флоридскую и Юго-Восточно-Азиатскую области Лавразии и большую часть территории Западной Гондваны, расположенные между субтропическими зонами северного и южного полушарий Земли, в том числе и приэкваториальные районы. Этот аридный пояс простирался между 35° - 40° с.ш. и 35° - 45° ю.ш. В альб-туронском этапе после образования экваториального гумидного пояса с обстановками угленакопления, боксито- и каолинитообразования ранее единый межсубтропический аридный эвапоритовый пояс подразделился на два пояса: северный аридный и южный арид-

ный. Северный аридный пояс объединяет три крупные области эвапоритовой и красноцветной терригенной седиментации: Мексикано-Флоридскую, Аравийско-Северо-Африканскую и Юго-Восточно-Азиатскую, изолированные друг от друга акваторией Тетиса. Южный аридный пояс включает области красноцветного и эвапоритового осадконакопления в Южной Америке, на юге Африки и юге Индии, которые со временем все более удалялись друг от друга в связи с раздвижением континентов.

Следующая важная особенность климатической зональности середины мелового периода связана с асимметричным размещением поясов гумидного климата на Земле. В северном полушарии гумидные зоны устанавливаются на территории Лавразии более отчетливо и они занимают гораздо большие пространства, чем на континентах южного полушария. В пределах северного полушария представляется возможным выделить два гумидных пояса: среднеширотный угленосно-бокситоносно-каолинитовый и приполярный угленосный. Граница между ними прослеживается приблизительно между 55° и 60° с.ш. Севернее этой границы на протяжении всех веков середины мелового периода происходило только угленакопление (Северо-Азиатская, Гренландские, Свердрупская, Колвилл, Восточного Маккензи и другие угленосные бассейны и районы), тогда как южнее находились области углеобразования (Монголо-Забайкальская, Днепровско-Донецкая, Ново-Шотландская и др.), боксито- и каолиниитообразования (Западно-Сибирская, Донецко-Причерноморская, Пиренейско-Богемская, Мусе-Ривер и др.). Северная граница приполярного угленосного пояса остается неопределенной. Возможно, гумидные условия распространялись на все полярные районы, в том числе и на территорию Американо-Азиатского океана.

Для выделения двух гумидных поясов – среднеширотного и приполярного в южном полушарии данных недостаточно, что, по-видимому, связано со слабой изученностью Антарктиды. Здесь намечается единый южный гумидный пояс, в состав которого входили удаленные друг от друга Южно-Австралийская, Ново-Зеландская и Южно-Африканская угленосные области. Северная граница пояса располагается вблизи 45° - 50° с.ш., а южная неизвестна. Только начиная с туронского века, на территории южного гумидного пояса в бассейне Ероманга отмечаются обстановки каолиниитообразования.

Экваториальный гумидный пояс альб-туронского этапа характеризовался одновременным развитием обстановок углеобразования, боксито- и каолиниитообразования. Он охватывал приэкваториальные районы Северо-Восточной и Западной Африки, а, начиная с сеноманского времени, также

и северные районы Южной Америки. Пояс простирался примерно между 10° - 15° с.ш. и 10° - 15° ю.ш.

Климатическая зональность на протяжении середины мелового периода несомненно зависела от особенностей пространственного размещения континентов и океанов на Земле. Эта зависимость подтверждается несколькими важными и взаимно связанными событиями среднемеловой геологической истории. Во-первых, существование в аптское время только одного межсубтропического аридного пояса, по всей вероятности, было связано главным образом с расположением такого крупного континента, как Западная Гондвана на экваторе, что и предопределило развитие обстановок эвапоритового и красноцветного терригенного осадконакопления в его центральных приэкваториальных районах. Во-вторых, следует отметить четко наблюдаемую временную связь между образованием и развитием экваториального гумидного пояса и двух поясов аридной седиментации: северного и южного в альб-туронском этапе, с одной стороны, а, с другой, расколом Западной Гондваны на два менее крупных континента – Южную Америку и Африку, формированием Южно-Атлантического океана и его последовательным расширением. В третьих, можно предположить, что существование теплых климатических условий на Земле в середине мелового периода в какой-то мере могло быть связано с особенностями пространственной приуроченности Западного и Центрального Тетиса к средним широтам северного полушария, Восточного Тетиса – к межсубтропическому поясу, а Южного океана – к средним и высоким широтам южного полушария, а также с тем, что Тетис и Южный океан имели свободные связи с Тихим океаном на востоке, что приводило к поступлению теплых тихоокеанских пассатных течений в средние и даже высокие широты обоих полушарий Земли.

В заключение следует отметить, что установленные закономерности пространственного размещения поясов гумидной и аридной седиментации в середине мелового периода были основаны только на данных по обстановкам осадконакопления на континентах. Они, несомненно, нуждаются в дополнительном анализе материалов по океанам, шельфовым и эпиконтинентальным морям, что будет сделано в последующих публикациях.

Данная работа выполнена в рамках проекта 93-05-8877 "Теплая биосфера" благодаря субсидированию Российского фонда фундаментальных исследований.

Авторы глубоко благодарны В.Е. Васильевой, Е.Е. Чернову и Л.В. Васильевой за большую помощь при составлении литолого-палеогеографических карт, Ю.Г. Цеховскому, И.Г. Щипакиной, И.Н. Храмцову и Б.В. Полянскому за консультации и обобщение материалов по обстановкам

боксито- и каолинитообразования и бассейнам угленакопления. Мы искренне признательны В.Е. Хаину за обсуждение проблемы эволюции активных континентальных окраин и И.А. Басову за ценные замечания и рекомендации по тексту рукописи статьи и картам. Особую признательность выражаем Н.М. Чумакову за научное руководство проведенным исследованием, а также за редактирование статьи и обсуждение проблем климатической зональности середины мелового периода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Триасовый, юрский и меловый периоды. М.: Всесоюз. аэрогеологический трест, 1968.
- Атлас палеогеографических карт шельфов Евразии в мезозое и кайнозое. Гвинедд Робертсон Групп илк. ГИН СССР, 1992.
- Басов И.А. Эрозионная деятельность в северо-западном секторе Тихого океана в позднем мезозое и кайнозое // Тихоокеанская геология. 1988. № 6. С. 14 - 25.
- Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970. 348 с.
- Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 152 с.
- Жарков М.А. Мезозойские глобальные пояса эвапоритовой седиментации // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 23 - 32.
- Жарков М.А., Жаркова Т.М. Раннемеловая соленосная формация Габон-Ангольского бассейна // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: Наука, 1987. С. 3 - 44.
- Жарков М.А., Жаркова Т.М. Тахгидритсодержащие соленосные формации мелового периода // Геохимия галогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 20 - 49.
- Зоненишайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3 - 16.
- Зоненишайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция Тетиса // История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 104 - 115.
- Казьмин В.Г. Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. 1989. № 5. С. 14 - 23.
- Казьмин В.Г., Сборщиков И.М., Рыку Л.Э. и др. Вулканические пояса - индикаторы мезозойско-кайнозойской активной окраины Евразии // История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 58 - 73.
- Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
- Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 174 с.
- Левитан М.А. Палеоокеанология Индийского океана в мелу - неогене. М.: Наука, 1992. 248 с.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Левитан М.А. и др. История мезозойско-кайнозойской седиментации в мировом океане // Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 5 - 24.
- Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 193 с.
- Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.
- Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
- Наталин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 5. С. 84 - 97.
- Наталин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 3 - 25.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойско-Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 261 с.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л., 1989а.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени, седименто- и литогенез. М.: Наука, 1989б. С. 146 - 154.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьяско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 187 с.
- Стратиграфия СССР. Меловая система. Отв. ред. Москвин М.М. М.: Недра, 1986. 1 полутом. 340 с., 2 полутом. 325 с.
- Ташиев М.Ш., Товбина С.З. Палеогеография запада Средней Азии в меловой период. М.; С.-Пб.: Недра, 1992. 324 с.
- Устрицкий В.И., Храмов А.Н. Геологическая история Арктики с позиций тектоники литосферных плит // Моря Советской Арктики. Л.: Наука, 1984. С. 253 - 265.
- Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Филатова Н.И. Мезозойская история развития Корейско-Японского региона // Геотектоника. 1990. № 5. С. 112 - 124.
- Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Авир, 1993. 452 с.
- Хаин В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Меловые литологические формации мира // Сов. геология. 1976. № 11. С. 10 - 39.
- Хаин В.Е., Ронов А.Б., Сеславинский А.Н. Позднемезозойские и кайнозойские литологические формации континентов и океанов (ранний и поздний мел) // Сов. геология. 1979. № 11. С. 79 - 101.
- Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатых областей малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Шувалов В.Ф. Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18 - 80.
- Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.

- Aguirre L. Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica formation SW Ecuador and its geodynamic implications // *Tectonophysics*. 1992. V. 205. № 1 - 4. P. 223 - 237.
- Arthur M.A., Dean W.E. Cretaceous paleoceanography // *Decade of North American Geology, Western North Atlantic Basin*. Tucholke B.E., Vogt P.R. (eds). Geol. soc. Amer. 1986. Synt. vol. P. 617 - 630.
- Arthur M.A., Jenkyns H.C., Brumsack H.J., Schlanger S.O. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences // *Cretaceous Resources, Events and Rhythms. Background and Plans for Research*. Dordrecht; Boston; London: Kluwer Acad. Publ., 1990. P. 75 - 119.
- Asmus H.E. Geologia das Bacias Marginalis Atlânticas Mesozóicas do Brasil // *Cuencas sedimentarias del Yurásico y Cretácico de América del Sur*. V. 1. Buenos Aires, 1981. P. 127 - 155.
- Asmus H.E., Campos D.A. Stratigraphic division of the Brazilian continental margin and its paleogeographic significance // *Jittelliana*. 1983. V. 10. P. 265 - 276.
- Atlas of the Palaeogeography of the China. Beijing: Cartography Publ. House, 1985.
- Aubouin J. The west Pacific geodynamic model // *Tectonophysics*. 1990. V. 183. № 1/2. P. 1 - 7.
- Audley-Charles M.G. The Indonesian and Philippine Archipelagos // *The Phanerozoic Geology of the World*. II. The Mesozoic. A. Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier, 1978. P. 165 - 208.
- Audley-Charles M.G., Ballantyne P.D., Hall R. Mesozoic-Cenozoic rift-drift sequence of Asian fragments from Gondwanaland // *Tectonophysics*. 1988. V. 155. P. 317 - 330.
- Balkwill H.R., Cook D.G., Detterman R.L. et al. Arctic North America and Northern Greenland // *The Phanerozoic Geology of the World*. II. The Mesozoic. B. Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1983. P. 1 - 31.
- Barron E.J. Cretaceous plate tectonic reconstructions // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1987a. № 59. P. 3 - 29.
- Barron E.J. Global Cretaceous paleogeography - International Geologic Correlation Program. Project 191 // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1987b. № 59. P. 207 - 214.
- Barron E.J., Harrison C.G.A., Sloan J.L., Hay W.W. Paleogeography, 180 million years ago to the present // *Ecolog. Geol. Helv.* 1981. V. 74. № 2. P. 443 - 470.
- Berberian M., King G.C.P. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran // *Can. J. Earth Sci.* 1981. V. 18. № 2. P. 210 - 265.
- Bhalla S.N. India // *The Phanerozoic Geology of the World*. II. The Mesozoic. B. Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1983. P. 305 - 351.
- Brognon G.P., Varrier G.R. Oil and geology in the Cuanza basin of Angola // *AAPG. Bull.* 1966. V. 50. № 1. P. 108 - 158.
- Busson G. Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien // *Mem. mus. natur. d'Hist. nat. Sér. C. Sci. de la Terre*. 1972. V. 26. P. 26 - 30.
- Butterlin J. The Caribbean Region // *The Phanerozoic Geology of the World*. II. The Mesozoic. B. Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1983. P. 89 - 119.
- Chen Pei-Ji. Cretaceous Paleogeography in China // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1987. № 59. P. 49 - 56.
- Coira B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos V. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile // *Earth-sci. Rev.* 1982. № 18. P. 303 - 332.
- Csejtev B.Ir., Cox D.P., Evarts R.S., Stricker G.D., Foster H.L. The Cenozoic Denali fault system and the Cretaceous accretionary development of south-western Alaska // *J. Geoph. Res.* 1982. V. 87. № 35. P. 3741 - 3754.
- Currie L., Parrish R.R. Jurassic accretion of Nisling terrane along the western margin of Stikinia, Coast Mountains, northwestern British Columbia // *Geology*. 1993. V. 21. № 3. P. 235 - 238.
- De Klasz I. The West African sedimentary basins // *The Phanerozoic Geology of the World*. II. The Mesozoic. A. Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier, 1978. P. 371 - 400.
- Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. (eds). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Paris: Gauthier-Villars, 1993. 307 p.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E. et al. Presentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20000000^e-s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période de Lias à l'Actuel // *Bull. Soc. géol. France*. 1985. (8). T. 1. № 5. P. 637 - 652.
- Detterman R.L. Mesozoic sequence in Arctic Alaska // *Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1973. Mem. 19. P. 376 - 387.
- Dietrich V.J., Frank W., Honegger K.A. Jurassic - Cretaceous island areas in the Ladakh - Himalayas // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1983. V. 18. № 1 - 4. P. 405 - 433.
- Dingle R.V. South Africa // *The Phanerozoic Geology of the World*. II. The Mesozoic. A. Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier, 1978. P. 401 - 434.
- Dingle R.V., Siesser W.G., Newton A.R. Mesozoic and Tertiary geology of Southern Africa, Rotterdam: Balkema, 1983. 363 p.
- Douglas R.J.W. (ed.). Geological history of western Canada. Calgary, Alberta: Alberta Soc. Pet. Geol. 1964.
- Embri A.F. and Osadets K.G. Stratigraphy and tectonic significance of Cretaceous volcanism in the Queen Elisabeth Islands, Canadian Arctic Archipelago // *Canad. J. Earth Sci.* 1983. V. 85. № 8. P. 1209 - 1219.
- Emery K.O., Uchupi E. Geology of Atlantic Ocean. Berlin; Heidelberg; New York; Paris; Tokyo: Springer Verlag, 1984. 1230 p.
- Frakes L.A., Burger D., Apthorpe M. et al. Australian Cretaceous shorelines, stage by stage // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1987. № 59. P. 31 - 48.
- Frazier W.J., Schwimmer D.R. Regional stratigraphy of North America. New York; London: Plenum Press, 1987. 19 p.
- Funnell B.M. Global and European Cretaceous shorelines, stage by stage // *Cretaceous Resources, Events and Rhythms. Background and Plans for Research*. Dordrecht; Boston; London: Kluwer Acad. Publ., 1990. P. 221 - 225.
- Gealey W.K. Plate tectonic evolution of the Mediterranean-Middle East region // *Tectonophysics*. 1988. V. 155. P. 285 - 306.
- Hallam A. A review of Mesozoic climates // *J. Geol. Soc. London*. 1985. V. 142. P. 433 - 455.
- Hancock J.M. The sequence of facies in the Cretaceous of northern Europe compared with that in the Western Interior // *The Cretaceous System in the western interior of North America*. Caldwell W.G.E. (ed.). Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 13. 1975. P. 83 - 118.

- Hancock J.M., Kauffman E.G.* The great transgressions of the Late Cretaceous // *J. Geol. Soc. London*. 1979. V. 136. P. 175 - 186.
- Harper C.D., Wright J.E.* Middle to Late Jurassic tectonic evolution of the Klamath Mountains California - Oregon // *Tectonics*. 1984. V. 3. № 7. P. 759 - 772.
- Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of the Western Pacific and its margin // *Tectonophysics*. 1977. V. 38. № 1 - 4. P. 145 - 165.
- Howell D.G.* Mesozoic accretion of exotic terranes along the New Zealand of Gondwanaland // *Geology*. 1980. V. 8. № 10. P. 488 - 494.
- Jenkyns H.C.* Cretaceous anoxic events: from continents to oceans // *J. Geol. Soc. London*. 1980. V. 137. P. 171 - 188.
- Jolivet L., Cadet J.P., Laleves P.* Mesozoic evolution of Northeast Asia and the collisional of the Okhotsk microcontinent // *Tectonophysics*. 1988. V. 149. № 1/2. P. 89 - 109.
- Kojima S.* Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1989. № 69. P. 213 - 232.
- Kureshy A.A.* Pakistan // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic. B.* Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1983. P. 353 - 374.
- Larson R.L., Pitman W.C.* Correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. V. 83. P. 3645 - 3662.
- Lefeld J.* Mongolia // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic. A.* Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier, 1978. P. 55 - 78.
- Ludbrook N.H.* Australia // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic. A.* Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier, 1978. P. 209 - 249.
- Liu Qun, Chen Yuhua, Li Inchai, Lan Qingchun, Yuan Heran, Yan Donglan.* Salt sediments of terrigenous clastic-chemogenic type in Meso-Cenozoic of China. Beijing: Inst. of Mineral Deposits Chinese Acad. Geol. Sci. 1987. 154 p.
- Macellari C.E., De Vries T.J.* Late Cretaceous upwelling and anoxic sedimentation in northwestern South America // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1987. № 59. P. 279 - 292.
- Malumian N., Nullo F.E., Ramos V.A.* the Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic. B.* Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1993. P. 265 - 304.
- Maresh W.V.* The Northern Andes // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic. B.* Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1983. P. 121 - 149.
- Masse J.P., Bellion Y., Benkheilil J. et al.* Lower Aptian Palaeoenvironments (114 - 112 Ma) // *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. (eds). Rueil-Malmaison: Beicip-Franlab, 1993a.
- Masse J.P., Bellion Y., Benkheilil J. et al.* Lower Aptian (114 - 112 Ma) // *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. (eds). Explanatory Notes. Paris: Gauthie-Villars, 1993b. P. 135 - 152.
- Matsumoto T.* Japan and adjoining areas // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic. A.* Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier, 1978. P. 79 - 144.
- McCourt W.J., Aspden J.A., Brook M.* New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion // *J. Geol. Soc. London*. 1984. V. 141. Pt 5. P. 831 - 845.
- McGrossan R.G., Glaister R.P.* (eds). Geological history of Western Canada. Alberta Soc. Petrol. Geol. 1964.
- Megard F.* Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of Andean geology north of the Arica Elbow (18°S) // *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin*. Monger J.W.H., Francheteau J. (eds). Boulder, Colorado: Geol. Soc. Am., 1987. P. 71 - 95.
- Monger J.W.H.* Canadian Cordilleran geosynclines to crustal collage // *Canad. J. Sci.* 1993. V. 30. № 2. P. 209 - 231.
- Murdmaa I.O., Kurnosov V.B., Vasilyeva V.E.* Clay mineralogy of the shallow-water deposits on Allison and Resolution Guyote, Sites 865 and 866, Leg 143. Proc. ODP, Scientific Res.: 144. College Station, TX (ODP). 1995.
- Murris R.J.* Middle East: stratigraphic evolution and oil habitat // *Bull. AAPG*. 1980. V. 64. № 5. P. 597 - 618.
- Nairn A.E.M.* Northern and Eastern Africa // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic. A.* Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier, 1978. P. 329 - 370.
- Owen T.R.* The geological evolution of the British Isles. Oxford: Pergamon Press, 1976.
- Otsuki K.* Plate tectonics of Eastern Eurasia in light of fault system // *The science reports of the Tokoku University. Second Ser. (geology)*. 1985. V. 55. № 2. P. 141 - 251.
- Owens J.P.* The Northwestern Atlantic Ocean margin // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic. B.* Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1983. P. 33 - 60.
- Patriat P., Segoufin J.* Reconstruction of the Central Indian Ocean // *Tectonophysics*. 1988. V. 155. P. 211 - 234.
- Peltzer G., Tapponnier P.* Permeation and evolution of strikeslip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. № B12. P. 15.085 - 15.117.
- Petri S.* Cretaceous Palaeogeographic Maps of Brazil // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1987. № 59. P. 117 - 168.
- Petri S., Campanha P.* Brazilian continental Cretaceous // *Earth Sci. Rev.* 1981. V. 17. № 1/2. The Geology of Brazil. P. 49 - 67.
- Petri S., Mendes J.C.* Brazil // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic. B.* Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1983. P. 151 - 179.
- Philip J., Babinot J.F., Tronchetti G. et al.* Late Cenomanian Palaeoenvironments (94 - 92 Ma) // *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. (eds). Maps. Rueil-Malmaison: Beicip - Franlab, 1993a.
- Philip J., Babinot J.F., Tronchetti G. et al.* Late Cenomanian (94 - 92 Ma) // *Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps*. Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. (eds). Explanatory Notes. Paris: Gauthie-Villars, 1993b. P. 153 - 178.
- Pindell J.L., Cande S.C., Pitman III W.C. et al.* A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution // *Tectonophysics*. 1988. № 155. P. 121 - 138.
- Pojarkova Z.N.* The Cenomanian and Turonian in Northeastern Central Asia // *Cretaceous Res.* 1984. V. 5. № 1. P. 1 - 14.
- Powell G.M.A., Roots S.R., and Veevers J.J.* Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean // *Tectonophysics*. 1988. № 155. P. 261 - 283.

- Reyment R.A., Dingle R.V.* Palaeogeography of Africa during the Cretaceous Period // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1987. № 59. P. 93 - 116.
- Riccardi A.C.* Cretaceous Palaeogeography of Southern South America // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1987. № 59. P. 169 - 195.
- Ridd M.F.* Thailand // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic.* A. Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier, 1978. P. 145 - 164.
- Ross M.I., Scotese C.R.* A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region // *Tectonophysics.* 1988. № 155. P. 139 - 168.
- Rowley D.B., Lottes A.L.* Plate-kinematic reconstruction of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present // *Tectonophysics.* 1988. № 155. P. 73 - 120.
- Saint-Mare P.* Arabian Peninsula // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic.* A. Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier, 1978. P. 435 - 462.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C., Premoli Silva J.* Volcanism and vertical tectonics in the Pacific Basin related to global Cretaceous transgressions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 52. P. 435 - 449.
- Schlanger W., Philip J.* Cretaceous carbonate platforms // *Cretaceous Resources, Events and Rhythms. Background and Plans for Research.* Dordrecht; Boston; London: Kluwer Acad. Publ., 1990. P. 173 - 195.
- Scotese C.R., Gahagan L.M., Larson R.L.* Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // *Tectonophysics.* 1988. № 155. P. 27 - 48.
- Scotese C.L.M., Gahagan M., Ross J.Y. et al.* Atlas of Mesozoic and Cenozoic Plate Tectonic Reconstructions. Tech. Rep. 90. Austin, Texas: University of Texas, Institute for Geophysics, 1987.
- Shagam R.* The Northern Termination of Andes // *The ocean basins and margins.* V. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean. Nairn A.E.M., Stehli F.G. (eds). New York; London: Plenum Press, 1975. P. 325 - 420.
- Shervais J.W., Kimbrough D.L.* Geochemical evidence for the tectonic setting of the Coast Range ophiolite: a composite island-arc-oceanic crust terrane in western California // *Geology.* 1985. V. 13. № 1. P. 35 - 38.
- Skwarko S.K., Brown C.M., Pigram J.C.* Papua New Guinea // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic.* B. Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1983. P. 375 - 390.
- Sloss L.L., Dapples E.C., Krumbein W.C.* Lithofacies maps. An Atlas of the United States and Southern Canada. New York; London: John Wiley and Sons, Inc., 1960. 108 p.
- Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C.* Phanerozoic Palaeocontinental Maps. Cambridge Univ. Press, 1981.
- Smith G.G.* Coal Resources of Canada // *Geol. Surv. Canada.* 1989. Pap. 89 - 4. 145 p.
- Staneley S.M.* Earth and life through time. New York: W.H. Freeman and Co., 1986. 690 p.
- Stern C.R., Mohseni P.P., Fuensalida R.* Petrochemistry and tectonic significance of Lower Cretaceous Barros Arana Formation basalts, southernmost Chilean Andes // *J. South Amer. Earth. Sci.* 1991. V. 4. № 4. P. 331 - 342.
- Stevens G.R., Speden I.G.* New Zealand // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic.* A. Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier, 1978. P. 251 - 328.
- Suarez, M.* Late Mesozoic island arc in southern Andes, Chile // *Geol. Magazine.* 1979. V. 116. № 3. P. 181 - 190.
- Tapponnier P., Mattauer M., Proust P., Cassaigne Ch.* Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afganistan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 52. № 1 - 3. P. 355 - 371.
- Thomson M.R.A.* Antarctica // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic.* B. Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1983. P. 391 - 422.
- Tissot B.G., Demaison A., Masson P. et al.* Palaeoenvironment and petroleum potential of Middle Cretaceous black shales in Atlantic basins // *AAPG Bull.* 1980. V. 64. № 12. P. 2051 - 2063.
- Tyson R.V., Funnell B.M.* European Cretaceous shorelines, stage by stage // *Cretaceous Resources, Events and Rhythms. Background and Plans for Research.* Dordrecht; Boston; London: Kluwer Acad. Publ., 1990. P. 237 - 272.
- Young K.* Mexico // *The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic.* B. Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1983. P. 61 - 88.
- Underschultz J.R., Erdmer P.* Tectonic loading in Canadian Cordillera as recorded by mass accumulation in the foreland basin // *Tectonics.* 1991. V. 10. № 2. P. 367 - 380.
- Underhiz P., Curlie D., Olivet J.L. et al.* South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America // *Tectonophysics.* 1988. № 155. P. 169 - 179.
- Urien C.M., Zambrano J.J., Martins L.R.* The Basins of southeastern South America (Southern Brazil, Uruguay and Eastern Argentina) including the Malvinas Plateau and Southern South Atlantic. Palaeogeographic Evolution // *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur.* 1981. V. 1. Buenos Aires. P. 45 - 125.
- Vallier T.L., Rea D.K., Dena W.E. et al.* The geology of Hess Ridge, Central North Pacific // *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur.* 1981. V. 62. P. 1031 - 1072.
- Van Thournout P., Hertogen J., Quevedo L.* Allochthonous terranes in northwestern Ecuador // *Tectonophysics.* 1992. V. 205. № 1 - 4. P. 205 - 221.
- Williams G.D., Stelck C.R.* Speculations on the Cretaceous palaeogeography of North America // *The Cretaceous System in the Western Interior of North America.* Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., № 13. 1975. P. 1 - 20.
- Willson K.M., Hay W.W., Wold C.N.* Mesozoic evolution of exotic terranes and marginal seas, western North America // *Marine geology.* 1991. № 102. P. 311 - 361.
- Ziegler P.A.* Geological Atlas of Western and Central Europe. Amsterdam: Shell Publ., 1982. 130 p.
- Ziegler A.M., Scotese C.R., Barrett S.F.* Mesozoic and Cenozoic paleogeographic maps // *Tidal Friction and the Earth Rotation.* Brosche P., Sunderman J. (eds). New York: Springer Verlag, 1982. P. 240 - 252.
- Zirmeister W.J.* Cretaceous Palaeogeography of Antarctica // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1987. № 59. P. 197 - 206.

Рецензенты Н.М. Чумаков, М.А. Ахметьев

УДК 551.581:551.763

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА В СЕРЕДИНЕ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА© 1995 г. Н. М. Чумаков*, М. А. Жарков**, А. Б. Герман*, М. П. Долуденко*,
Н. Н. Каландадзе***, Е. Л. Лебедев*, А. Г. Пономаренко***, А. С. Раутиан****Геологический институт РАН
109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия**Институт литосферы РАН
109180 Москва, Старомонетный, 22, Россия***Палеонтологический институт РАН
117868 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

Поступила в редакцию 11.01.94 г.

В середине мелового периода климатическая зональность на Земле сильно отличалась от современной. В полярных областях отсутствовали постоянные ледниковые или ледовые шапки и многолетняя мерзлота. Эпизодическое появление ледово-морских отложений в высоких северных и южных палеоширотах свидетельствует лишь о кратковременных похолоданиях, которые местами приводили к сезонным замерзаниям морей. Умеренный характер климата высоких широт подтверждается составом среднемеловой растительности, интенсивным угленакоплением, присутствием умеренно-теплолюбивых насекомых и динозавров. Можно полагать поэтому, что в высоких широтах на протяжении среднего мела преобладал своеобразный климат, который можно назвать высокоширотным умеренным. Его особенностями была резкая световая и температурная сезонность (полярные ночи и дни) и периодические колебания от умеренно-холодного до умеренно-теплого. В средних палеоширотах обоих полушарий Земли, судя по характеру растительности, присутствию теплолюбивых насекомых, обилию динозавров, широкому развитию латеритов, бокситов, каолиновых пород и углей, преобладал влажный и перемененно влажный теплый климат (среднеширотный теплый гумидный климат). Очень широко на Земле в середине мела были развиты аридные пояса, которые в апте занимали почти все низкие и часть средних широт обоих полушарий. В широтах, близких к экваториальным, следы гумидного климата в апте проявляются эпизодически и очень локально (на северо-востоке Аравийской плиты). Пояс экваториального гумидного климата сформировался позднее на протяжении альба-турона и только в пределах западно-гондванских континентов. Его возникновение было связано очевидно, с раскрытием Южной Атлантики.

Ключевые слова. Средний мел, палеоклиматические схемы, пояса и индикаторы, полярные динозавры.

ВВЕДЕНИЕ

Палеоклиматические реконструкции для мелового периода дают общее представление о состоянии природной среды на теплой, безледниковой Земле, что существенно для многих разделов геологии, палеонтологии, экологии и для теоретической климатологии (Чумаков, 1995). Поэтому климат мел в последние 10 - 15 лет уделялось много внимания в сводных работах (Frakes, 1979; Вахрамеев, 1985, 1988; Красилов, 1985; Крашенинников, Басов, 1985; Hallam, 1985; Найдин и др., 1986; Жарков, 1989; Борзенкова, 1992 и др.), в специальных палеоклиматических публикациях, посвященных мелу (Barton, 1983; Barton, Washington, 1985; Kemper, 1987; Wolfe, Upchurch, 1987; Крашенинников и др., 1990; Frakes, Francis, 1990; Spicer, Parrish, 1990; Spicer, Corfield, 1992; Spicer et al., 1992; 1993; Герман, 1994 и др.) и в региональных работах (Ясаманов, 1978; Сеницын, 1980; Гольберт, 1987; Dercourt et al., 1993). Был предложен ряд глобальных палеоклиматических

реконструкций. Они составлялись для всего мелового периода в целом (Frakes, 1979), для его ранней и поздней эпох (Чумаков, 1984; Красилов, 1985; Ясаманов, 1985; Ронов и др., 1989; Hallam, 1985; и др.) или по некоторым векам и группам веков (Ронов, Балуховский, 1981; Hallam, 1985; Борзенкова, 1992). Перечисленные реконструкции, сделанные разными методами, иногда с фиксированных позиций, выявили большое своеобразие меловых климатов: отсутствие сколько-нибудь заметных постоянных ледниковых областей на Земле, широкое развитие лесов в ее полярных и заполярных районах, существование весьма теплого ("субтропического") климата в пределах почти всех средних палеоширот, развитие обширных аридных областей, занимавших в раннем мелу почти весь межтропический пояс и значительную часть средних палеоширот, отсутствие или сильную редукцию экваториальных гумидных поясов.

В данной работе мы попытались дополнить и детализировать существующие представления о

среднемеловом климате и реконструировать климатические пояса для аптского, альбского, сеноманского и туронского веков мела с тем, чтобы проследить их эволюцию в течение этой переломной эпохи. Последняя была переломной в нескольких отношениях. Во-первых, эпохой большой тектонической активности – максимального океанического спрединга и вулканизма, временем, когда распадались на более мелкие континенты последние большие обломки Пангеи – Западная Гондвана и Восточная Гондвана, когда формировались Атлантический и Индийский океаны, а также протяженные горные системы краевых вулканических поясов вокруг Тихого океана и вдоль северной окраины Тетиса (Зоненшайн, Хаин, 1989; Добрецов, 1994; Никишин, 1994; Филатова, 1995 а, б и др.). Во-вторых, середина мела была временем очень высокого стояния уровня океана и, соответственно, временем затопления ряда континентов, которые превратились в систему очень крупных островов и полуостровов с разделяющими их внутриконтинентальными морями и обширными шельфами (см. Жарков и др., 1995). В-третьих, средний мел был, по-видимому, одной из самых теплых эпох в течение последней термозэры, а возможно и всего фанерозоя, за которой последовало общее медленное похолодание, осложнявшееся климатическими максимумами и минимумами второго порядка (Чумаков, 1995). Поскольку все эти тектонические, географические и климатические перемены не были одновременно, есть возможность попытаться понять влияние каждой из них на климатическую зональность.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ СХЕМ

Географической основой для предлагаемых палеоклиматических схем послужили мобилистские реконструкции положения континентов для веков мела, которые были сделаны по палеомагнитным и тектоническим данным (Вагтон, 1987; Funnel, 1990; и др.), а также литолого-палеогеографические карты (Жарков и др., 1995). В целом эти реконструкции и карты достаточно хорошо согласуются с большинством имеющихся в настоящее время геологических и палеонтологических данных, хотя в некоторых отношениях существенно расходятся с палеозоогеографическими построениями по наземным тетраподам (Каландадзе, Раутиан, 1992). В частности, ввиду значительных различий между фаунами наземных тетрапод Южной Америки и Африки, с одной стороны, и Южной Америки–Антарктиды и Австралии, с другой, Н.Н. Каландадзе и А.С. Раутиан полагают, что эти континенты потеряли сухопутные связи по меньшей мере с юры. И наоборот, на основании сходства аналогичных фаун

они считают, что в среднем мелу несомненно существовала связь между Азией и Северной Америкой. Эти авторы отмечают также поразительное сходство позднемеловой фауны наземных тетрапод Индии с аналогичными юрскими фаунами Европы. Причины этих расхождений заслуживают специального рассмотрения. На данном же этапе исследований, не отвергая возможности ошибок в принятых нами палеогеографических реконструкциях, другая часть авторов данной статьи не исключает того, что обмену наземными фаунами в каких-то случаях могло препятствовать не только отсутствие сухопутных мостов, но также экологические, климатические или ортографические барьеры.

На палеоклиматические схемы наносились контуры современной и древней суши, краевые вулканические пояса, местоположения главных литологических и палеонтологических индикаторов климата, а также некоторые климатически значимые элементы биогеографического районирования. Размещение индикаторов частично дано по оригинальным материалам авторов данной статьи, а в основном выявлялось по литературным данным при составлении литолого-палеогеографических карт (Жарков и др., 1995) и специальных сводок по отдельным видам индикаторов: по бокситам, латеритам, каолиновым породам и осадочным железным рудам (Цеховский и др., 1995), углям (Б.В. Полянский), растениям (А.Б. Герман, М.П. Долуденко, Е.Л. Лебедев), насекомым (А.Г. Пономаренко), динозаврам (Н.Н. Каландадзе, А.С. Раутиан; рис. 2, 4, 6, 8). Предлагаемые палеоклиматические схемы (рис. 1, 3, 5, 7), насколько нам известно, являются первой попыткой составить глобальные реконструкции климатической зональности для всех веков среднего мела на мобилистской основе по комплексу литологических и палеонтологических индикаторов. Из-за разреженности местонахождений индикаторов схемы местами характеризуются значительными пространственными интерполяциями, а в других случаях из-за обилия индикаторов и мелкого масштаба реконструкций – существенно генерализованы. Недостаточная биостратиграфическая изученность разрезов нередко обуславливает необходимость временных интерполяций. В связи с мелким масштабом и отмеченными трудностями схемы отражают лишь самые главные черты среднемелового климата – положение и характеристики климатических поясов. По-видимому, схемы содержат некоторые спорные решения, а также неточности и упущения. Все замечания читателей на этот счет мы примем с благодарностью. В целом, после данной попытки, реконструкция палеоклиматических поясов для веков мела кажется трудной, но все же осуществимой задачей. Наибольшую трудность, как обычно, представляет недостаточное стратиграфическое расчленение многих разрезов,

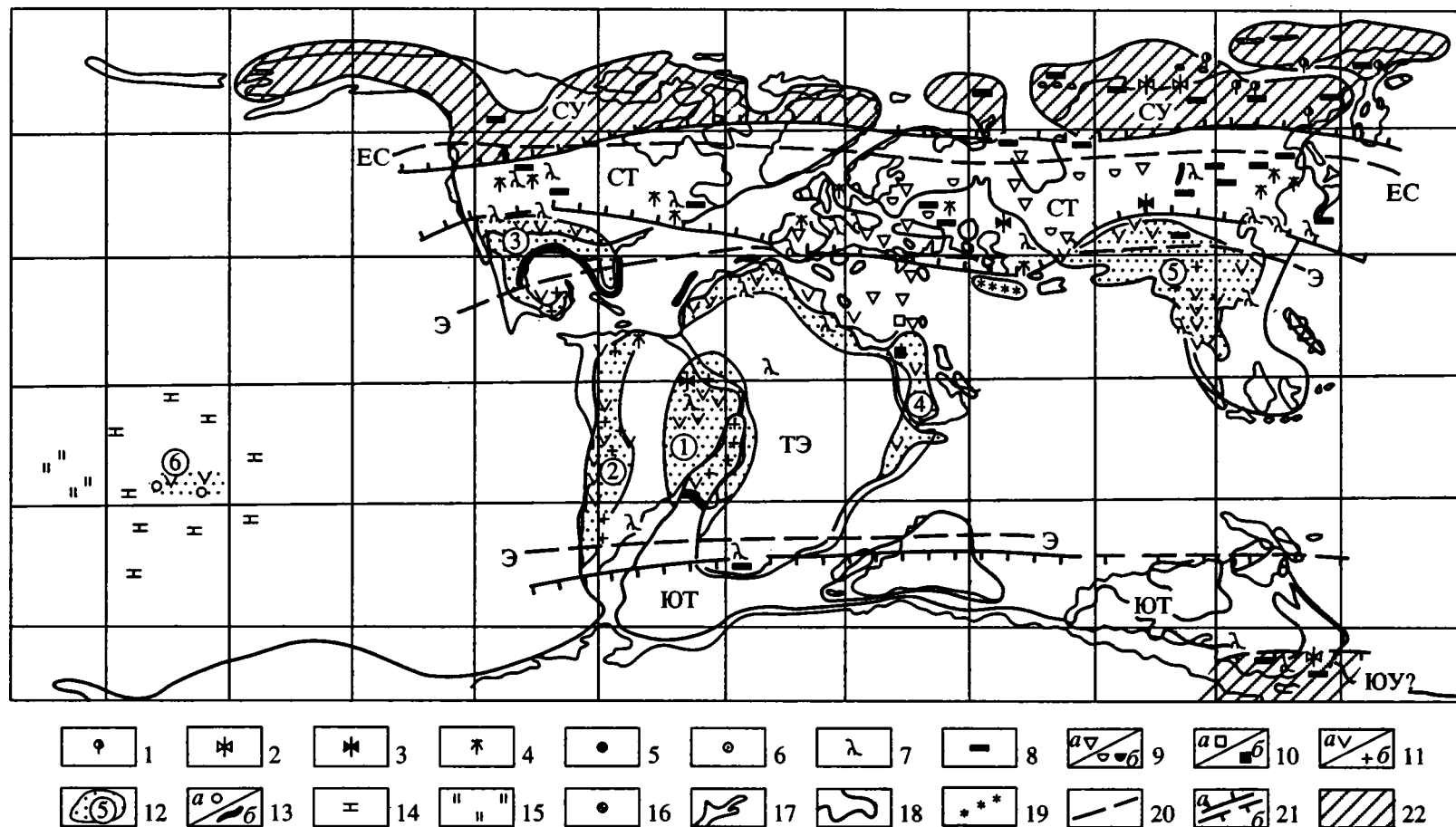


Рис. 1. Палеоклиматическая схема. Аптский век.

Легенда (к рис. 1, 3, 5, 7): 1 – умеренно-теплолюбивая растительность; 2 – умеренно-теплолюбивые насекомые; 3 – теплолюбивые насекомые; 4 – теплолюбивая растительность; 5 – обильная пыльца Classopollis (более 50%); 6 – малые содержания пыльцы Classopollis (около 10%); 7 – местонахождения остатков динозавров; 8 – каменные угли и лигниты; 9а – бокситы осадочные и латеритные, 9б – кварц-каолиновые осадочные породы (черное); каолиновые коры выветривания и каолиниты осадочные (контур); 10а – железные руды континентальные, латеритные и обломочные; 10б – железные руды прибрежно-морские, оолитовые; 11а – гипсы и ангидриты, 11б – каменная, калийные и др. соли; 12 – эвапоритовые пояса и области, их номера; 13а – рифы-атоллы, 13б – барьерные рифы; 14 – пелагические известковые осадки; 15 – пелагические кремнистые осадки; 16 – ледовые отложения; 17 – контуры современной суши; 18 – береговые линии, характерные для данного века; 19 – горные краевые и островные вулканические пояса; 20 – внешние (расположенные ближе к полюсам) границы главных фитохорий среднего мела (по В.А. Вахрамееву, 1988, с некоторыми изменениями); Э – Экваториальной области, ЕС – Евро-Синийской области; 21а – границы климатических поясов; 21б – границы климатических поясов предполагаемые; 22 – высокоширотные умеренные пояса.

Индексы климатических поясов: СУ – северный высокоширотный умеренный гумидный; СТ – северный среднеширотный теплый гумидный; ТЭ – тропическо-экваториальный жаркий аридный; СА – северный аридный жаркий (тропический); ЭК – экваториальный гумидный; ЮА – южный аридный (тропический); ЮТ – южный среднеширотный теплый гумидный; ЮУ – южный высокоширотный умеренный гумидный.

Аптские эвапоритовые пояса и области (цифры в кружках): 1 – Южно-Атлантическая; 2 – Запад Южной Америки; 3 – Мексикано-Флоридская; 4 – Северной и Восточной Африки; 5 – Юго-Восточной Азии; 6 – Центрально-Тихоокеанская.

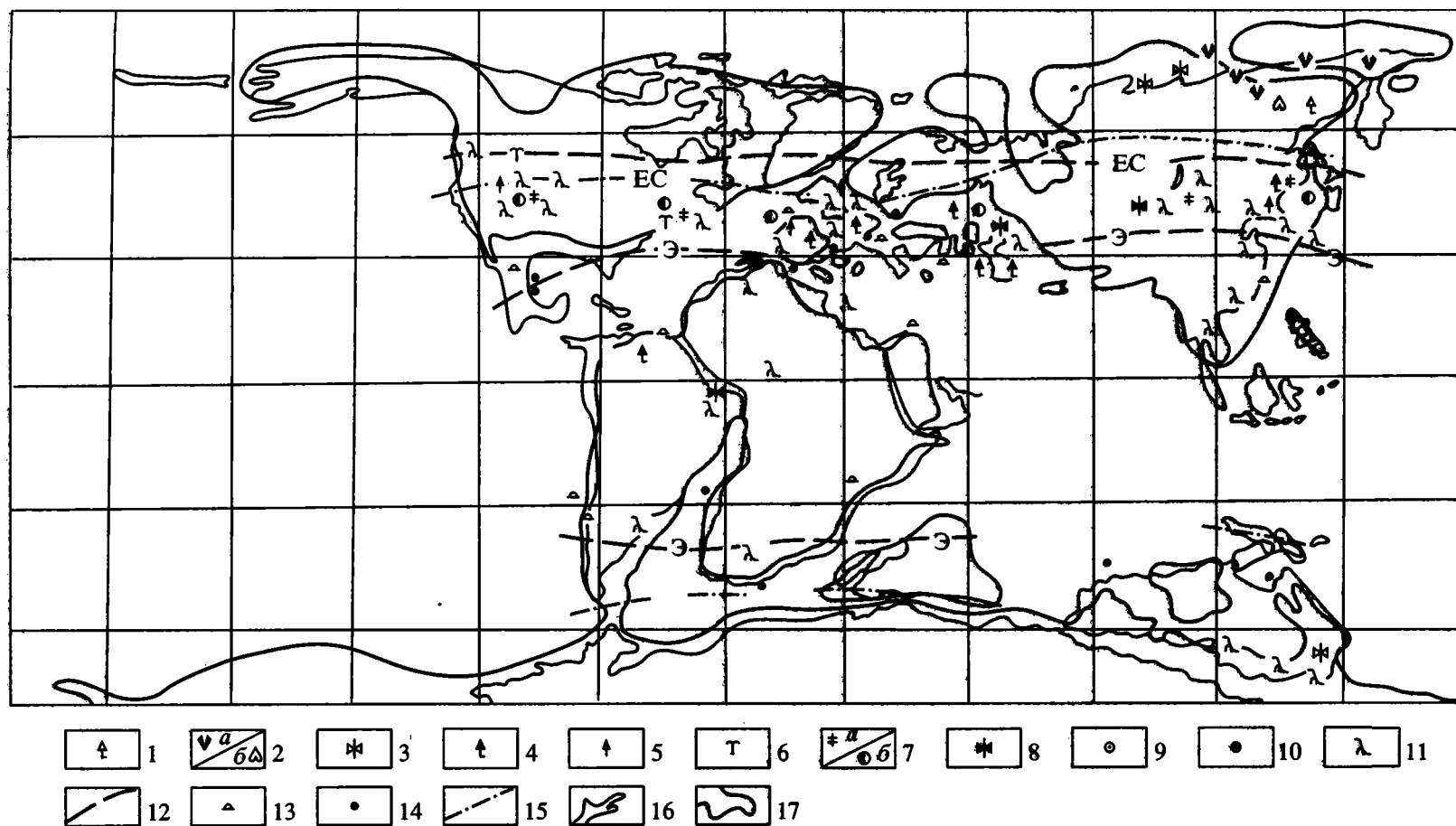


Рис. 2. Палеонтологические индикаторы климата и некоторые черты биогеографии апта.

Легенда (к рис. 2 и 4). 1, 2 – растения-индикаторы умеренного климата Сибирской флористической области: 1 – папоротники *Birisia*, *Arctopteris*, 2a – чекановские *Phoenicopsis*, *Czekanowski*, 2b – цикадофиты *Heilungeia*, *Neozamites*; 3 – умеренно-теплолюбивые насекомые; 4 – 7 – растения-индикаторы теплого климата Евро-Синийской, Экваториальной и Австралийской областей: 4 – папоротники *Phlebopteris*, *Matonidium*, *Weichselia*, 5 – хвойные *Frenelopsis*, *Sphenolepidium*, 6 – древовидные папоротники *Tempskya*, *Cusadeoidea*, 7a – цикадофиты *Otozamites*, *Dictyozamites*, *Psilophyllum*, 7b – стволы цикадофитов; 8 – теплолюбивые насекомые; 9, 10 – пыльца *Classopollis* – индикатор засушливости: 9 – малое содержание (около 10%), 10 – обильная (более 50%); 11 – местонахождения динозавров; 12 – внешние (удаленные от экватора) границы главных фитоценозов среднего мела (по В.А. Вахрамееву, 1988, с некоторыми изменениями): ЕС – Евро-Синийской; Э – Экваториальной; 13 – главные местонахождения герматипных кораллов (Beauvais, 1992); 14 – местонахождения фораминифер, принадлежащих к среднемеловым царствам, переходным между Тетическим и Бореальным, Тетическим и Австралийским (Koutsoykos, 1992); 15 – границы Бореального и Тетического, Австралийского и Тетического царств белемнитов (Stevens, 1973); 16 – контуры современной суши; 17 – береговые линии, характерные для данного века.

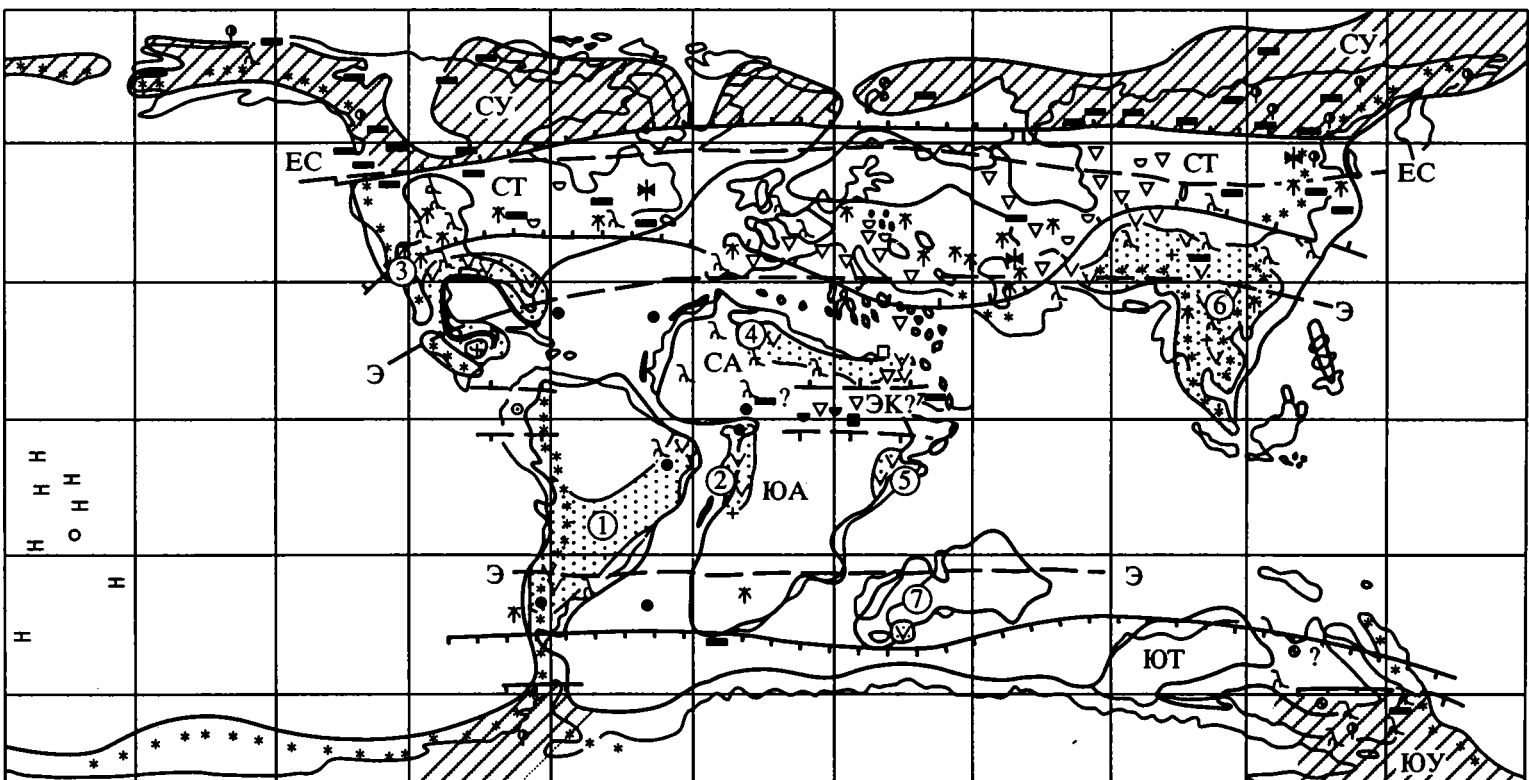


Рис. 3. Палеоклиматическая схема. Альбский век.

Альбские эвапоритовые пояса и области (цифры в кружках): 1 – Южно-Американская, 2 – Западно-Африканская, 3 – Мексикано-Флоридская, 4 – Аравийско-Североафриканская, 5 – Восточно-Африканская, 6 – Юго-Восточной Азии, 7 – Южно-Индийская. Условные обозначения см. на рис. 1.

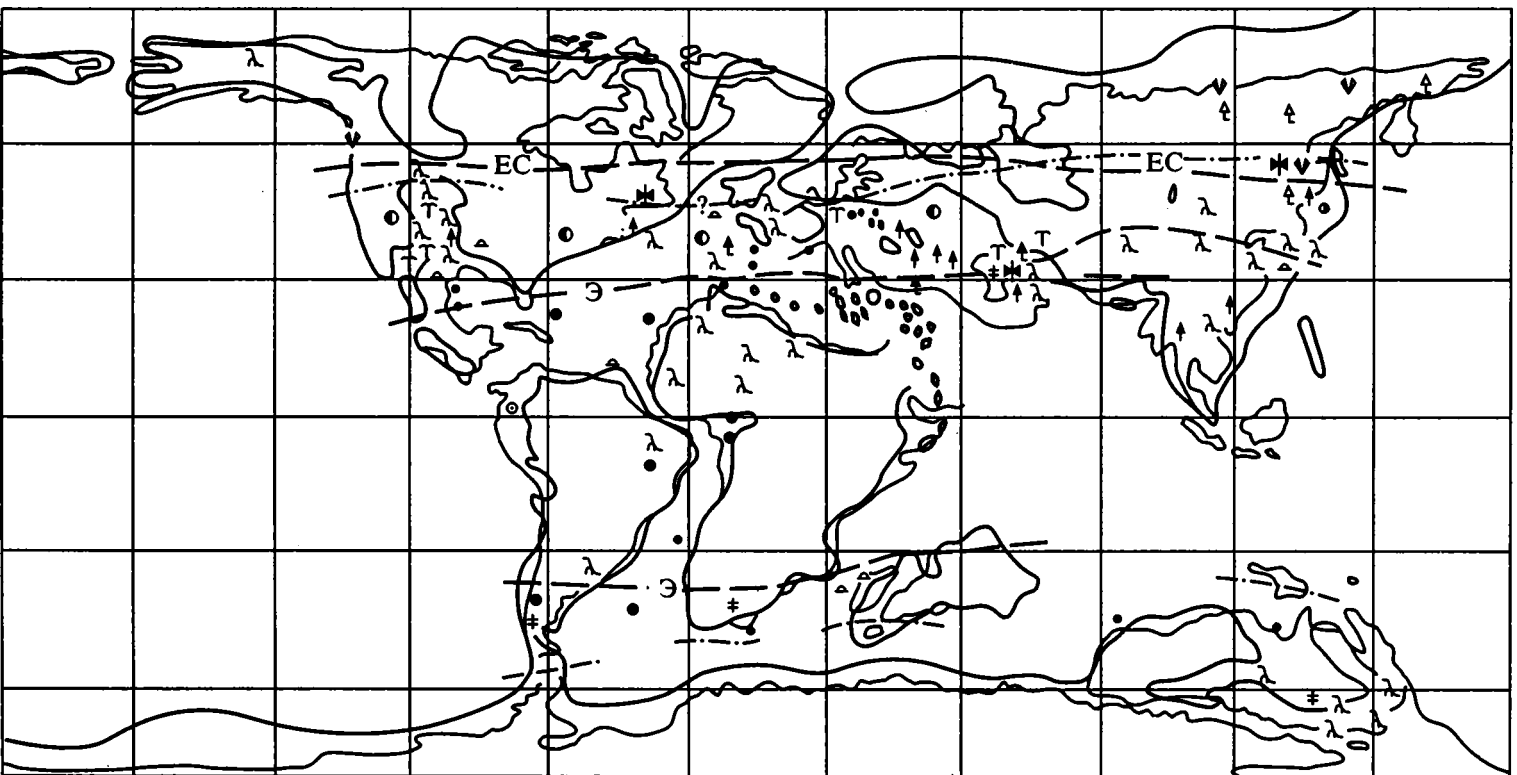


Рис. 4. Палеонтологические индикаторы климата и некоторые черты биогеографии альба. Условные обозначения см. на рис. 2.

особенно континентальных. Подобные разрезы приходится подразделять на ярусы условно или показывать относящиеся к ним индикаторы на обеих смежных схемах. Полный анализ представленных схем еще не завершен и потребует монографической обработки материалов по некоторым регионам, смежным векам и узловым проблемам. Здесь мы излагаем первые, самые общие результаты проделанной работы.

ХАРАКТЕРИСТИКА КЛИМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Высокоширотные умеренные климатические пояса. Высокие широты¹ являются областями, наиболее чувствительными к климатическим изменениям, поэтому они ярче других поясов отражают состояние климатической системы Земли и представляют особый интерес для понимания специфики и динамики меловых климатов.

В интервале палеоширот 60° - 85° меловые отложения известны, стратиграфически и палеоклиматически охарактеризованы в нескольких регионах: на севере Северной Америки (Wolfe, Upchurch, 1987; Spicer, Parrish, 1990), на северо-востоке Азии (Найдин и др., 1986; Лебедев, 1987; Вахрамеев, 1988; Герман, Лебедев, 1991; Герман, 1993, 1994; Herman, 1984, и др.), в Южном океане (Крашенинников, Басов, 1985), на Антарктическом полуострове, в Южной Австралии и Новой Зеландии (Douglas, Williams, 1982; Francis, 1986; Frakes, Francis, 1988, 1992; Spicer, Corfield, 1992; Ditchfield et al., 1994, и др.). Судя по многим признакам, в этих регионах в течение средне меловой эпохи располагались пояса с умеренным гумидным климатом. Собственно ледниковые отложения и следы многолетней мерзлоты здесь не обнаружены, а эпизодическое появление ледово-морских отложений (верхний апт-нижний альб Шпицбергена, апт-альб Австралии) свидетельствует не об оледенениях, а о кратковременных похолоданиях, которые лишь иногда и местами приводили к сезонным замерзаниям морей. Предположения о эпизодических средне меловых оледенениях основанные на косвенных данных, таких как углеродноизотопные "экскурсии" и эвстатические колебания, противоречат геологическим и биогеографическим данным и не являются достаточно убедительными (подробнее см. Чумаков, 1995). В высокоширотных шельфовых морях обоих полушарий накапливались существенно терригенные отложения (Жарков и др., 1995). Иногда в них отмечаются глендониты, обычно свидетельствующие о достаточно холодных водах. Однако в средне меловых полярных морях глендониты

формировались, по-видимому, лишь местами и тоже эпизодически (Каплан, 1979; Larson et al., 1993). Это, подобно редким находкам ледово-морских отложений, говорит о преимущественно умеренных температурах морей. Такой вывод согласуется с мнением биостратиграфов о том, что моря северного высокоширотного пояса (относимые обычно к Бореальному палеобиогеографическому царству или Аркто-Бореальной области этого царства) были в апте и альбе населены моллюсками, "дублирующими тетические биоценозы", и были лишь немногим менее разнообразными, чем последние, так как Аркто-Бореальная область имела временами довольно устойчивые связи и "относительно небольшой климатический градиент" с Тетическим царством (Найдин и др., 1986).

Умеренный и гумидный характер климата северного высокоширотного пояса особенно хорошо подтверждается составом наземной растительности и фауны (рис. 2, 4, 6, 8), а также широким развитием угленосных отложений (рис. 1, 3, 5, 7). Помимо многочисленных местонахождений углей об этом свидетельствуют огромные их запасы в заполярных и приполярных меловых угленосных бассейнах. Ресурсы верхнемелового бассейна Колвилл на северном побережье Аляски оцениваются, например, в 2.5×10^{12} т высококачественных углей (Spicer et al., 1992), что составляет около 1/3 всех современных запасов угля в США (R. Spicer, устное сообщение, 1992) и, по-видимому, составляет около 17% всех мировых запасов (Горная энциклопедия, т. 5). Огромны запасы меловых углей и в Ленском угленосном бассейне, хотя здесь их ресурсы однозначно не определены (оценки колеблются от $<1 \times 10^{12}$ т до 2×10^{12} т; Горная энциклопедия, т. 3; Верещагин, 1960). Следует отметить также, что в морских шельфовых бассейнах этого пояса иногда широко были распространены морские углеродсодержащие осадки (черные сланцы). Они встречаются в аптских отложениях Северо-Восточной Азии (Найдин и др., 1986), апт-альбских (Найдин и др., 1986; Larson et al., 1993) и туронских (Жарков и др., 1995) отложениях арктического шельфа Северной Америки.

В северном полушарии в составе растительности высокоширотной Сибирско-Канадской палеофлористической области (Вахрамеев, 1988), в приморских районах значительную роль играли влажные листопадные хвойные леса с папоротниковым подлеском, с примесью гинкговых, редких цикадовых, а с конца альба во все возрастающем количестве также листопадных покрытосеменных, в том числе широколиственных (Spicer, Corfield, 1992; Spicer et al., 1993, Герман, 1993, 1994). Редко встречающиеся ложные кольца прироста в ископаемых стволах деревьев, большая относительная ширина и крупные поперечные сечения

¹ Здесь и далее низкими, средними и высокими широтами именуются широты 0° - 30°, 30° - 60° и 60° - 90° соответственно.

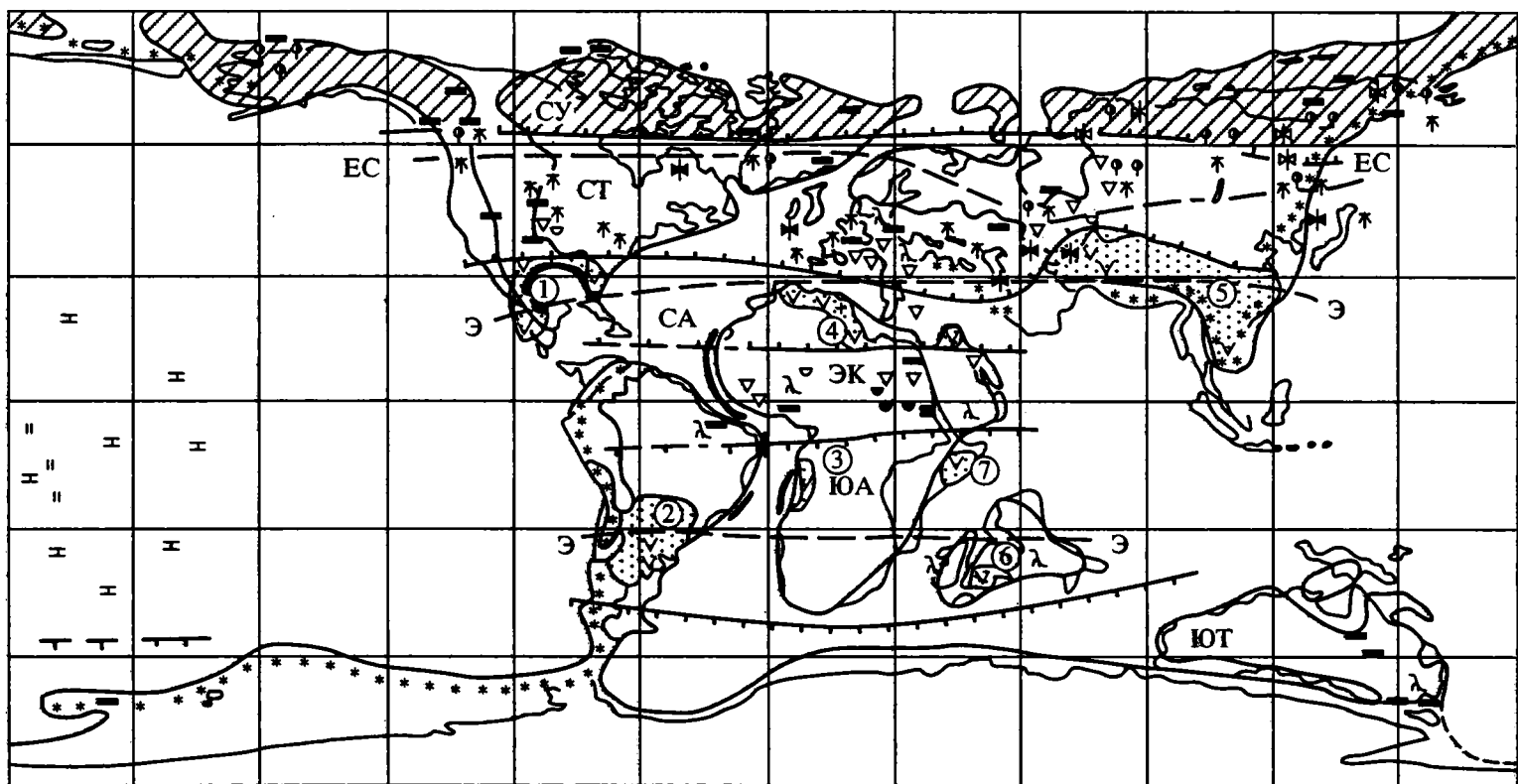


Рис. 5. Палеоклиматическая схема. Сеноманский век.

Сеноманские эвапоритовые пояса и области (цифры в кружках): 1 – Мексикано-Флоридская, 2 – Южно-Американская, 3 – Западно-Африканская, 4 – Аравийско-Североафриканская, 5 – Юго-Восточной Азии, 6 – Южно-Индийская, 7 – Восточно-Африканская. Условные обозначения см. на рис. 1.

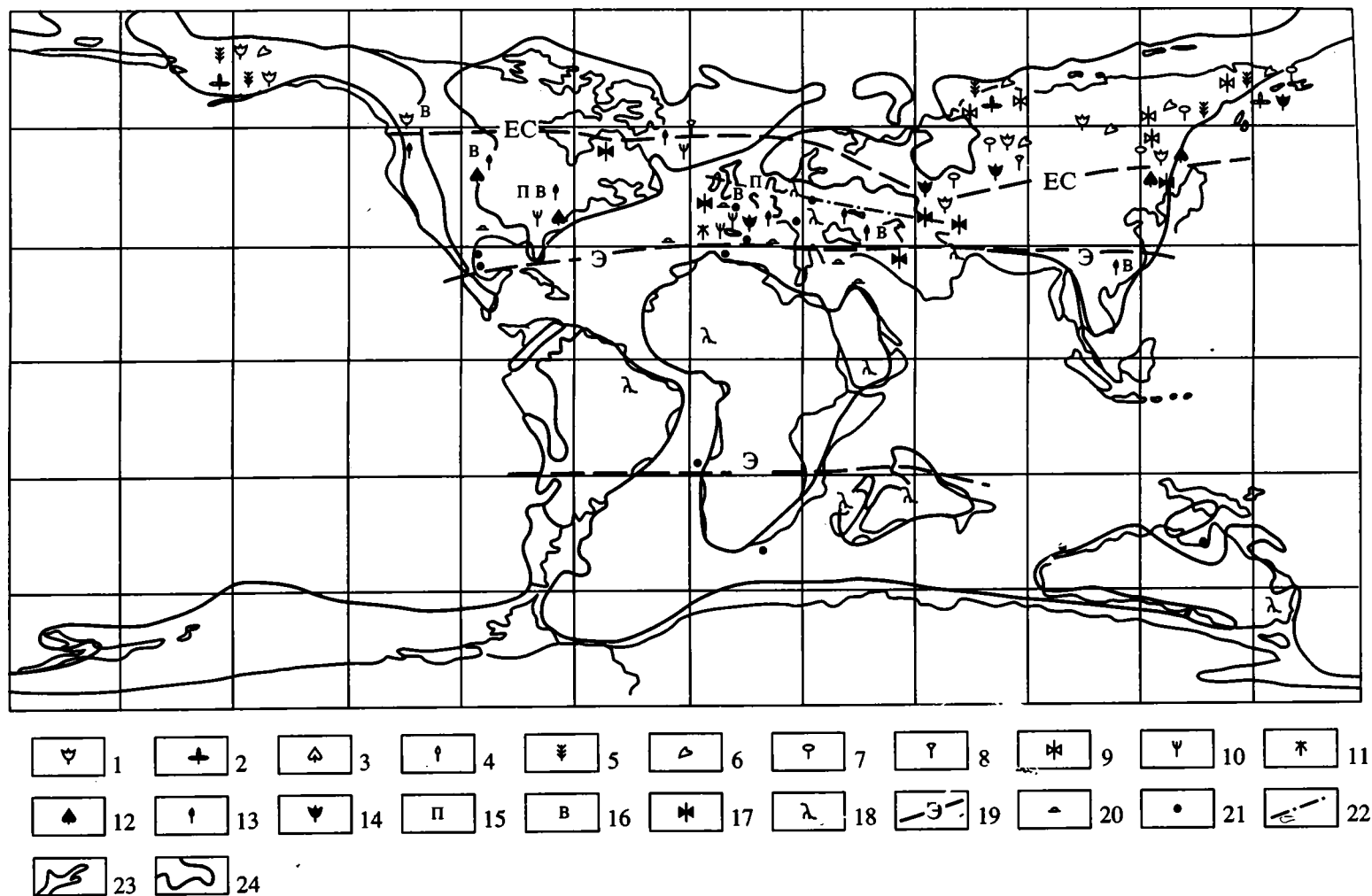


Рис. 6. Палеонтологические индикаторы климата и некоторые черты биогеографии сеномана. Легенда (к рис. 6 и 8).

1 - 8 – растения-индикаторы умеренного климата Сибирской флористической области: 1 – платанообразные *Pseudoprotophyllum*, 2 – сложные листья *Dalembia*, 3 – платанообразные *Paraprotophyllum*, 4 – хвойные *Protophyllocladus*, 5 – папоротники *Arctopteris*, 6 – гинкговые *Sphenobaiera*, 7 – покрытосеменные *Trochodendroides*, 8 – покрытосеменные *Massicinskia*; 9 – умеренно-теплолюбивые насекомые; 10 - 16 – растения-индикаторы теплого климата Евро-Синийской и Экваториальной областей, 10 – еловые листья *Debeuya*, 11 – пальмы, 12 – платанообразные *Protophyllum*, 13 – цельнокрайные узколистные покрытосеменные, 14 – платаны *Platanus cuneifolia* – *P. cuneiformis*, 15 – стволы древовидных папоротников, 16 – хвойные *Brachyphyllum*; 17 – теплолюбивые насекомые; 18 – местонахождения динозавров; 19 – внешние (удаленные от экватора) границы главных фитохорий среднего мела (по В.А. Вахрамееву, 1988, с некоторыми изменениями): Э – Экваториальной, ЕС – Евро-Синийской; 20 – главные местонахождения герматипных кораллов (Beauvais, 1992); 21 – главные местонахождения фораминифер, принадлежащих к среднемеловым царствам, переходным между Тетическим и Бореальным, Тетическим и Австралийским (Koutsoukos, 1992); 22 – южная граница распространения бореальных и северная граница распространения австралийных белемнитов (Doyle, 1991); 23 – контуры современной суши; 24 – береговые линии, характерные для данного века.

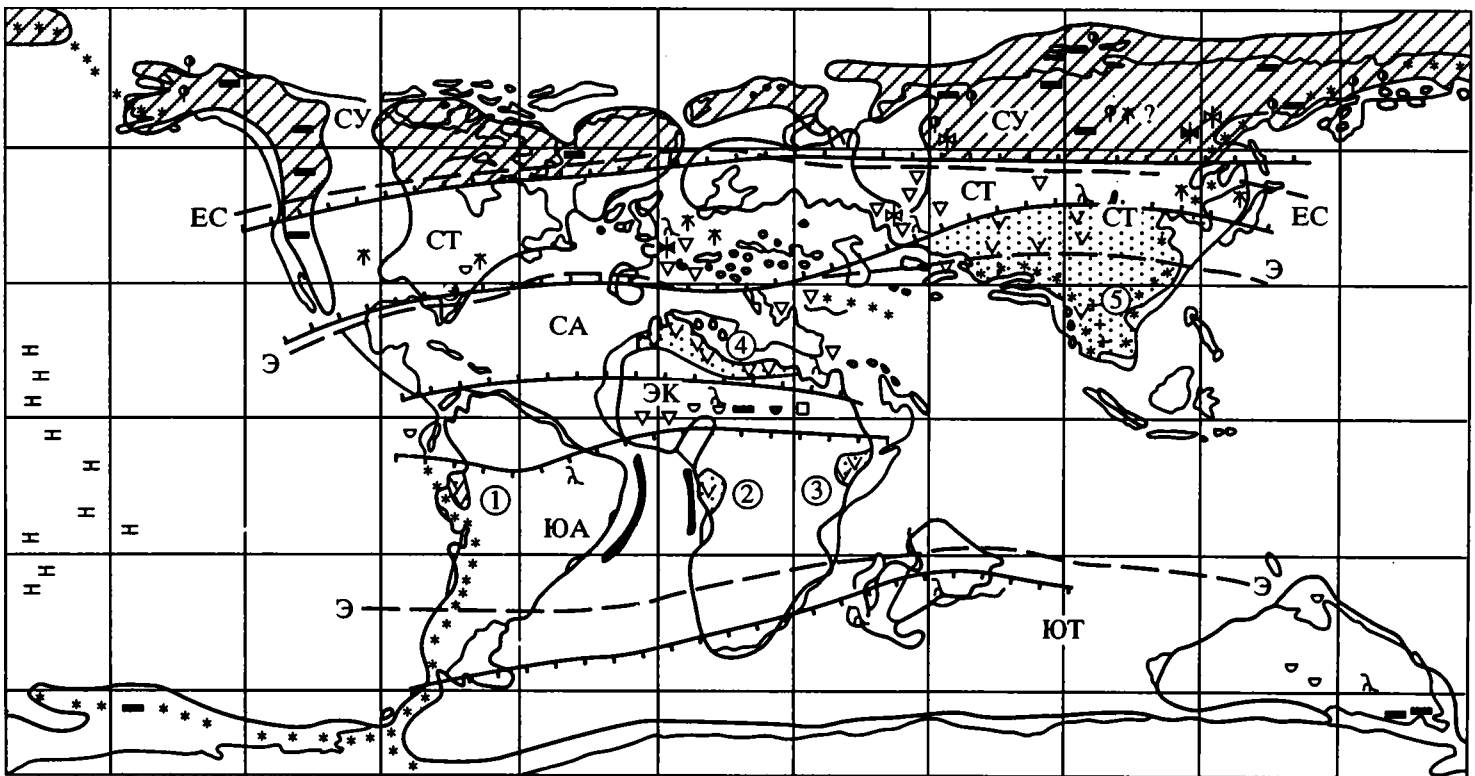


Рис. 7. Палеоклиматическая схема. Туронский век.

Туронские эвапоритовые пояса и области (цифры в кружках): 1 – Южно-Американская; 2 – Западно-Африканская; 3 – Восточно-Африканская; 4 – Северо-Африканский; 5 – Юго-Восточной Азии. Условные обозначения см. на рис. 1.

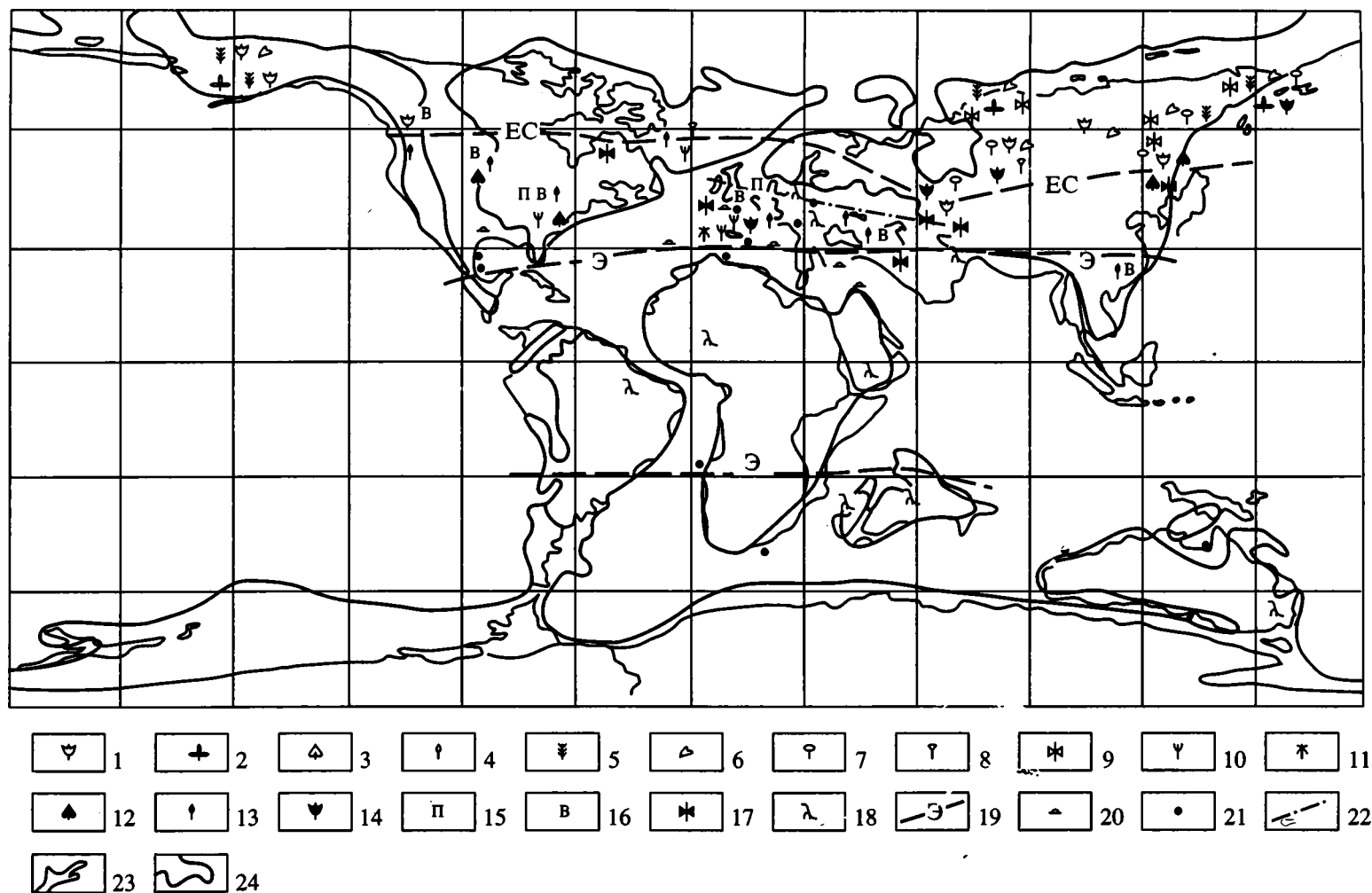


Рис. 6. Палеонтологические индикаторы климата и некоторые черты биогеографии сеномана. Легенда (к рис. 6 и 8).

1 - 8 – растения-индикаторы умеренного климата Сибирской флористической области: 1 – платанообразные *Pseudoprotophyllum*, 2 – сложные листья *Dalembia*, 3 – платанообразные *Paraprotophyllum*, 4 – хвойные *Protophyllocladus*, 5 – папоротники *Arctopteris*, 6 – гинкговые *Sphenobaiera*, 7 – покрытосеменные *Trochodendroides*, 8 – покрытосеменные *Masclintoscia*; 9 – умеренно-теплолюбивые насекомые; 10 - 16 – растения-индикаторы теплого климата Евро-Синийской и Экваториальной областей, 10 – еловые листья *Debeya*, 11 – пальмы, 12 – платанообразные *Protophyllum*, 13 – цельнокрайные узколистные покрытосеменные, 14 – платаны *Platanus cuneifolia* – *P. cuneiformis*, 15 – стволы древовидных папоротников, 16 – хвойные *Brachyphyllum*; 17 – теплолюбивые насекомые; 18 – местонахождения динозавров; 19 – внешние (удаленные от экватора) границы главных фитоценозов среднего мела (по В.А. Вахрамееву, 1988, с некоторыми изменениями): Э – Экваториальной, ЕС – Евро-Синийской; 20 – главные местонахождения герматипных кораллов (Beauvais, 1992); 21 – главные местонахождения фораминифер, принадлежащих к среднемеловым царствам, переходным между Тетическим и Бореальным, Тетическим и Австралийским (Koutsoukos, 1992); 22 – южная граница распространения бореальных и северная граница распространения австралийских белемнитов (Doyle, 1991); 23 – контуры современной суши; 24 – береговые линии, характерные для данного века.

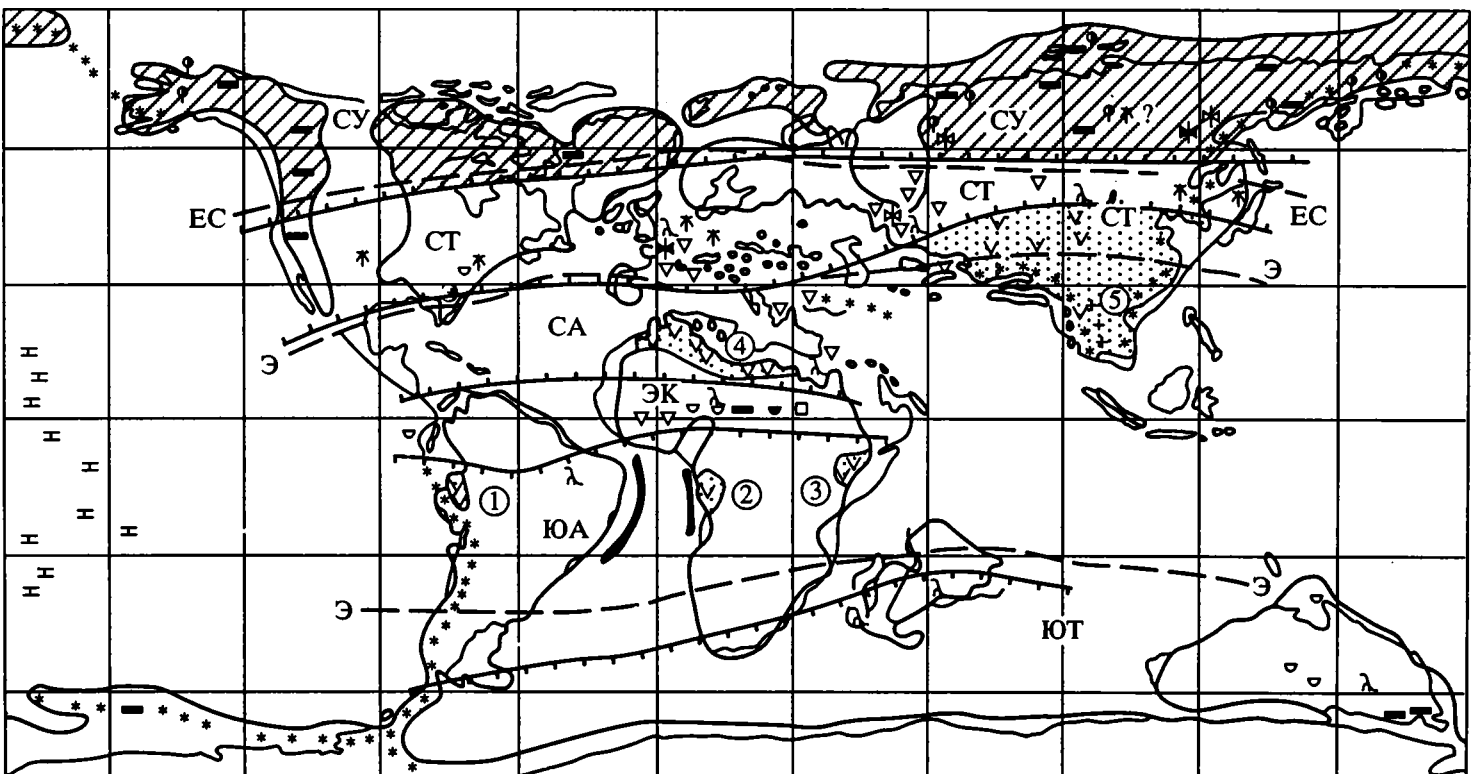


Рис. 7. Палеоклиматическая схема. Туронский век.

Туронские эвапоритовые пояса и области (цифры в кружках): 1 – Южно-Американская; 2 – Западно-Африканская; 3 – Восточно-Африканская; 4 – Северо-Африканский; 5 – Юго-Восточной Азии. Условные обозначения см. на рис. 1.

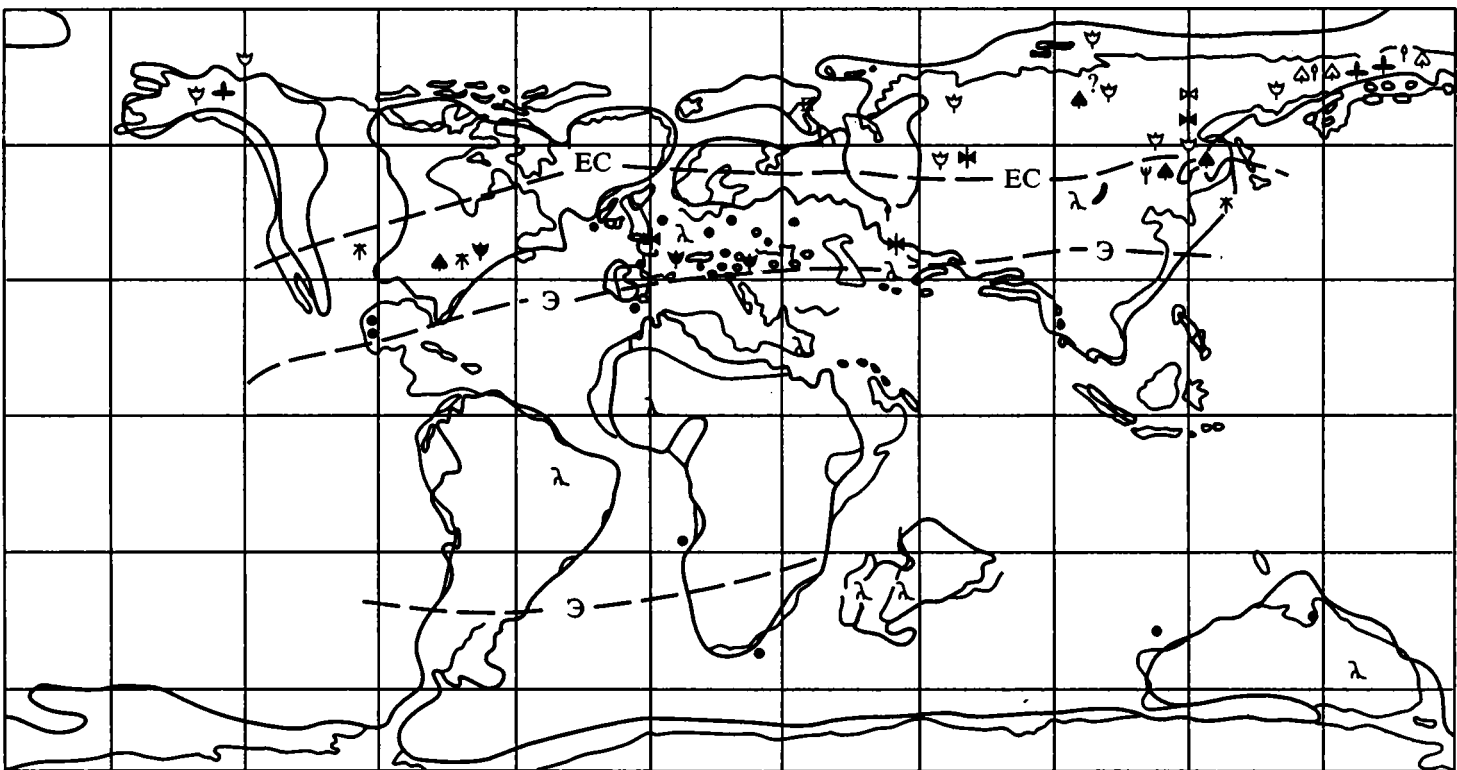


Рис. 8. Палеонтологические индикаторы климата и некоторые черты биогеографии турона. Условные обозначения см. на рис. 6.

трахеид у колец ранней (весенне-раннелетней) древесины из альб-сеномана Северной Аляски указывают на достаточное и равномерное увлажнение лесов в течение вегетационного периода (Spicer et al., 1992). Тонкие линзовидные прослои ископаемого древесного угля (фюзинита), отмеченные в некоторых каменных углях, свидетельствуют, по мнению ряда исследователей, о довольно частых, но, по-видимому, небольших по масштабам древних лесных пожарах (Spicer et al., 1993). Во внутриконтинентальных районах в составе растительности встречались жестко- и мелколистные, возможно вечнозеленые (не опадавшие зимой) покрытосеменные и хвойные (Вилкойская впадина). Их присутствие вероятно указывает на более сухой, чем на приморских равнинах, и с более холодными зимами² климат в этих местах, т.е. на более континентальный климат (Буданцев, 1979; Вахрамеев, 1988; Герман, 1994). В последние годы представления о целом умеренно-теплолюбивом характере растительности Сибирско-Канадской области (Вахрамеев, 1978, 1988; May, Shane, 1985 и др.) подвергнуты пересмотру и частично, в северной части области, эта растительность была классифицирована как умеренно-холодная (Красилов, 1985; Spicer, Parrish, 1986; Spicer, Corfield, 1992; Spicer et al., 1992; 1993). В то же время по отношению к содержанию видов покрытосеменных с цельнокрайними листьями среднегодовые температуры сеномана на севере Северной Америки (палеошироты 70° - 85°) оцениваются некоторыми авторами около +10°C (Wolfe, Upchurch, 1987; Spicer, Parrish, 1990; и др.). В современных условиях такие среднегодовые температуры отмечаются для южной части северного умеренного пояса (среднегодовые температуры Центральной Франции и Крыма). Следует, однако, иметь в виду, что приведенные оценки среднегодовых температур были даны вероятно для наиболее теплого времени среднего мела (Герман, 1993, 1994). О распространении сравнительно теплого климата в высокие северные палеошироты свидетельствуют, кроме того, находки в среднемеловых отложениях на севере Азии (палеошироты 70° - 75° с.ш.) комплексов насекомых умеренно-теплолюбивого облика (рис. 1, 5), а в альбе северной Аляски (палеошироты 70° - 85° с.ш.) – остатков крупных динозавров (рис. 3). Можно, конечно, предположить, что эта сравнительно теплолюбивая фауна проникала в высокие широты эпизодически, сезонно или в моменты наибольшего потепления климата. Однако незначительное развитие в этом поясе ледово-морских отложений, по нашему

мнению, скорее говорит об обратном, о преобладании здесь сравнительно теплого умеренного климата и эпизодическом проявлении умеренно-холодного. Современная южная граница заметного распространения ледово-морских отложений характеризуется положительными среднегодовыми температурами от 0 до +4 - +6°C, средними температурами самого холодного месяца от минус 2 - 5°C и ниже, а самого теплого месяца – плюс 5 - 15°C. Поскольку и территориальное, и стратиграфическое распространение ледовых фаций в меловой Арктике было незначительным, можно предполагать, что здесь преобладали температуры несколько более высокие, чем указанные, и только временами они падали ниже этих пределов. Приведенные оценки в общем вписываются в пределы температур, которые получены на основании других подходов Р. Спайсером с соавторами (Spicer, Corfield, 1992; Spicer et al., 1993 и др.) и Э. Барроном (Barton, 1983). Первые, как уже отмечалось, оценивают среднегодовые температуры сеномана на приморских низменностях северной Аляски в $+10 \pm 3^\circ\text{C}$, самого холодного месяца – не ниже -11°C , а самого теплого – $+25^\circ\text{C}$ или выше. Э. Баррон считает, что нижним пределом возможных среднегодовых температур на полюсах в середине мелового периода можно принять 0°C , а верхним – около $+15^\circ\text{C}$. Оба предела Баррона крайние и взяты с большим запасом, как максимально надежные граничные условия для строгого математического моделирования. Нижний основан на отсутствии следов оледенений, а верхний выведен из температур среднемеловых глубинных вод Тихого океана (около $+17^\circ\text{C}$) и актуалистических представлений о формировании донных вод океанов в полярных областях Земли. Нельзя исключать того, что глубинные воды меловых океанов формировались не в полярных районах, как в позднем кайнозое, а в более низких широтах, в результате стекания более тяжелых соленых вод с обширных тропических и субтропических шельфов и внутриконтинентальных морей (Brass et al., 1982; Barton, 1983; Chandler, Rind, 1992; Несов, 1992). В среднем мелу вероятность таких процессов увеличивалась, по-видимому, тем, что глубоководный Арктический океан на начальной стадии развития был изолирован от Мирового океана кольцом суши и шельфовых морей, а значительную часть высоких южных широт занимали еще не вполне разъединившиеся материки Восточной Гондваны (рис. 1, 3, 5, 7). Взятые Барроном пределы явно должны быть сужены согласно приведенным выше геологическим данным. Учитывая последние, для климатически наиболее теплых интервалов среднего мела следует считать наиболее достоверной ту оценку среднегодовых температур высоких широт, которую дали для сеномана Аляски Р. Спайсер с соавторами: $10 \pm 3^\circ\text{C}$, т.е. в пределах $7 - 13^\circ\text{C}$. Эти цифры хорошо согласуются

² Впервые на возможную связь между присутствием во флоре внутриконтинентальных районов Вилкойской впадины мелколистных (вечнозеленых?) покрытосеменных и низкими зимними температурами в этих местах нам указал R. Spicer (устное сообщение, 1993; см. также Spicer et al., 1993).

с определением В.А. Вахрамеева (1978, 1988) климата среднемеловой Арктики как умеренно-теплого, т.е. соответствующего южной части современного умеренного пояса. В более холодные интервалы среднего мела во время амкинского похолодания конца альба, например, среднегодовые температуры могли, по-видимому, понижаться на 5°C и более (Лебедев, 1993) и таким образом соответствовали умеренно-холодному климату северной части современного умеренного пояса.

Все приведенные выше оценки палеоклимата относятся не к самым высоким широтам. Участки земной коры, находившиеся в течение мелового периода непосредственно на полюсах, сейчас скрыты под водами Северного Ледовитого океана или под ледниковым покровом Антарктиды и недоступны для наблюдений. Судить о существовавших там в мелу климатических условиях можно только путем экстраполяции данных по смежным, несколько более низким, на 5° - 10°, палеоширотам. Так как меридиональные градиенты большинства климатических параметров в высоких широтах возрастают довольно постепенно, такие экстраполяции представляются допустимыми. Исходя из этого, резонно предполагать, что в районе Северного полюса мог преобладать умеренно-холодный климат. В целом же среднемеловой климат высоких северных широт по средним температурам и, по-видимому, влажности в первом приближении можно сравнивать с современным умеренным климатом.

Неизбежное в заполярных широтах чередование полярных ночей и дней теоретически должно было приводить к крайне резкой сезонности климата меловой Арктики, черте несвойственной современному умеренному климатическому поясу, а тем более его южной умеренно-теплой зоне. Признаки сезонности мелового высокоширотного климата хорошо устанавливаются по палеоботаническим данным, по листопадности растений и структуре древесины.

Большая часть растений (если не все они), населявших в среднем мелу территории современной северо-восточной Азии и Аляски, была листопадной (Spicer, Parrish, 1986; Герман, 1994), т.е. сбрасывала листву или побеги на неблагоприятный для роста период (из-за недостатка света и/или тепла). Наличие во внутриконтинентальных районах (Виллюйская впадина) также мелко- и жестколистных (вечнозеленых?) покрытосеменных возможно отражает другую стратегию перезимовывания – без сбрасывания листвы, возможную при зимних температурах, достаточно низких для остановки метаболизма в листьях; последние при этом неизбежно должны приобретать “ксероморфные признаки” (мелкие листья, толстая кутикула), предотвращающие их высыхание в зимний период (Spicer et al., 1993; Герман, 1994). Кроме того, высказывалось предположе-

ние (Hegman, 1993; Герман, 1994), что чрезвычайно характерная для крупнолистных платанообразных среднего мела высоких широт вариabельность размеров листовой пластинки в пределах одного вида отражает сезонный характер роста годовичных побегов этих растений: ранние весенние листья таких побегов вероятно были мелкого размера, поздневесенние–раннелетние листья достигали максимальной величины, а последние (летне-осенние) листья годовичного побега снова были несколько мельче предыдущих.

Сезонность климата отчетливо запечатлена и в структуре среднемеловой фоссилизированной древесины. Специальные ее исследования показали, что ранняя древесина с Северной Аляски образована сравнительно крупными клетками и слагает широкие кольца прироста, которые очень резко сменяются тонкими мелкоклеточными кольцами поздней (позднелетней–осенней) древесины (Spicer, Corfield, 1992). Резкий переход от благоприятных условий роста к неблагоприятным и высокое отношение толщины колец ранней древесины к поздней свидетельствуют, что смена теплых и светлых сезонов холодными и темными была в мелу столь же быстрой, как сейчас с заполярье. Это подтверждает, что наклон земной оси был тогда аналогичным современному. Следовательно существовали большие сезонные колебания солнечной инсоляции и температур. Очевидно более резкими температурные колебания были во внутренних частях континентов, что косвенно улавливается по упомянутым выше палеоботаническим данным (Герман, 1994). Из приведенных выше оценок средних температур самого холодного и самого теплого месяцев для северной Аляски (Spicer et al., 1993) следует, что размах сезонных колебаний там мог превышать $35 \pm 3^\circ\text{C}$.

Конечно, и по геологическим, и по палеонтологическим данным сезонные колебания температур оцениваются ориентировочно, главным образом качественно или в довольно широких пределах точности. Были предприняты попытки определить размах сезонных колебаний с помощью математического моделирования для мела, а также для поздней юры и эоцена, имевших сходные географические и климатические условия (Barron, Washington, 1982; Barron et al., 1993; Sloan, Barron, 1990, 1992; Moore et al., 1992; Valdes et al., 1992). Для высоких палеоширот мела, эоцена и поздней юры были получены зимние температуры для прибрежных районов Северо-Восточной Азии от 5 до 30 - 35°C ниже нуля, а для внутриконтинентальных районов до минус 25 - 38°C. Для летних температур этого региона модели дали для прибрежных участков моря величины от минус 5 до 0°C и для внутренних районов суши +7 - +15°C. Амплитуды сезонных колебаний на суше оцениваются таким образом в 32 - 53°C, а на море от 0 до 35°C. Модельные летние темпера-

туры и сезонные колебания оказались близки или немногим больше тех, которые были предположены по геологическим и палеоботаническим данным. Однако модельные зимние температуры получаются значительно более низкими. Некоторые модели предполагают круглогодичное существование в прибрежных морях и на побережьях мощных (до 6 - 7 м) льдов (Moore et al., 1992). Эти результаты моделирования во многом противоречат приведенным выше палеонтологическим и геологическим данным, особенно отсутствию следов оледенений и ограниченному распространению ледовых отложений. Возможно, как допускают некоторые авторы (Sloan, Barron, 1990, 1992; Barron, 1992; Wing, Greenwood, 1993; Markwick, 1994), использованные математические модели недоучитывают какие-то важные климатические факторы и механизмы. Наиболее важным из них мог быть, по-видимому, перенос тепла из низких широт в полярные области теплыми солеными глубинными водами, возможность которого еще не учитывается математическими моделями.

Вопрос о зимних температурах в меловом заполярье представляется между тем весьма важным. Зимняя физиология заполярных организмов в условиях полярной ночи при низких отрицательных и даже не очень низких плюсовых температурах является одной из загадок теплой биосферы. Как известно, скорость химических реакций пропорциональна температуре, а живые организмы в широком смысле являются химическими машинами. Важнейшей характеристикой периода зимнего покоя растений и животных является резкое замедление темпа метаболизма. Следовательно, организация периода зимнего покоя в условиях сравнительно высоких температур – значительно более трудная задача, чем при низких температурах. Представления о том, как могли решать данную проблему растения, упоминались выше; при не очень низких температурах они сбрасывали листву или побеги, а при достаточно низких – получали возможность оставаться вечнозелеными, приобретая мелко- и жестколистность. И в тех, и в других условиях они могли быть, кроме того, однолетниками или сохранять подземные органы с запасом питательных веществ. Открытие заполярных местонахождений крупных растительных и хищных меловых динозавров (северная Аляска, палеошироты 75 - 85°С с.ш. – Brouwers et al., 1987; Clemens, Nelms, 1993 и др.; Северо-Восточная Азия, палеошироты 70 - 75°С с.ш. – Несов, 1992; Несов, Головнева, 1990; Южная Австралия, палеошироты 65 - 75° ю.ш. – Rich et al., 1988) усложнило, однако, эту палеоклиматическую и экологическую интерпретацию. Хотя перечисленные местонахождения динозавров относятся главным образом к кампанскому - маастрихтскому ярусам, находки полярных динозавров отмечены также и в апте и

в альбе (рис. 1 и 3). Поэтому данная проблема является общей и для сенона и для среднего мела, хотя для последнего она, возможно, не столь остра. Вопрос состоит в том: могли ли динозавры быть постоянными обитателями заполярья, как думают некоторые исследователи (Несов, Головнева, 1990; Несов, 1992; Clemens, Nelms, 1993) и в том числе некоторые авторы данной статьи, или динозавры были кочевыми животными, совершавшими дальние миграции (Curtie, 1989; и др.). В подтверждение "оседлости" динозавров ссылаются на то, что в сеноне вместе с остатками взрослых особей были найдены зубы детенышей динозавров, в том числе только вылупившихся (Clemens, Nelms, 1993). Длительные миграции, по мнению этих исследователей, не оставляли бы времени для выведения и выращивания детенышей, а кроме того отрывали бы травоядных, по-видимому, околотовных динозавров от привычных и безопасных мест обитания и питания. В этом случае требуется объяснить, как динозавры могли переносить длительные (до трех месяцев) полярные ночи, низкие, по-видимому, отрицательные температуры и отсутствие зеленой растительной пищи³ при очевидной невозможности для гигантских (до 10 м длиной – Brouwers et al., 1987) стадных животных найти убежища для зимовок. Одни сторонники "оседлости" динозавров предполагают, что полярные зимы в меловой период были достаточно теплыми (Несов, Головнева, 1990; Несов, 1992, часть авторов данной статьи), другие – что заполярные динозавры были теплокровными животными (Clemens, Nelms, 1993 и др.). Об этом, по мнению У. Клеменса и Г. Нелмса, свидетельствует и полное отсутствие в местонахождениях позднемеловых позвоночных на Аляске остатков амфибий и нединозавровых пресмыкающихся, составляющих в одновозрастных более южных местонахождениях почти 50% комплекса позвоночных. Отсутствие амфибий и нединозавровых рептилий, меньшее разнообразие позвоночных в местонахождениях Северной Аляски и преобладание в них динозавров (50% родов от состава комплекса) и млекопитающих (почти 30% родов от состава комплекса), по мнению этих авторов, говорит о достаточно холодном климате и теплокровности динозавров. Как показывают количественные оценки, при меловом или сходном положении континентов из-за длительного отсутствия солнечной радиации, малой тепловой инерции суши и общей более вялой атмосферной циркуляции на безледниковой Земле, трудно рассчитывать на безморозные зимы на заполярной суше (Sloan, Barron, 1990, 1992; Barron et al., 1993). С другой стороны, представления о гомойотермности динозавров не кажутся сейчас многим исследователям, в том числе некоторым сторонникам

³ Многие из перечисленных местонахождений динозавров приурочены к областям развития листопадных лесов.

“оседлости” полярных динозавров, достаточно основательными (Татаринов, 1987; Раутиан, 1990). Из сказанного видно, что объяснения, каким образом динозавры жили в течение полярных ночей, в значительной мере исключают друг друга. Поэтому, хотя представления о миграциях динозавров тоже имеют ряд уязвимых допущений, в этой ситуации нельзя исключить полностью из рассмотрения гипотезу о том, что полярные динозавры вели кочевой или полукочевой образ жизни. Они могли, например, пастись и за период бодрствования не спеша, по 15 - 20 км в день (1 - 1.3 км/час), продвигаться вместе с весной в более высокие широты (а осенью – обратно) вдоль морских побережий, приморских низменностей или речных долин, не отрываясь от необходимых им пищевых угодий и убежищ. Такие перемещения на 15° - 20° по меридиану туда и обратно занимали бы около половины года, а 3 - 5 месяцев полярного лета оставались бы для выращивания детенышей. При этом динозавры не торопясь уходили бы от полярной ночи и полностью использовали преимущества полярного дня, весьма продуктивного для растений и благоприятного для гнездования. Большинство пастбищ они посещали бы один или два раза в году с большим перерывом и пастбища успевали бы восстанавливать после этого свою растительную массу. Кстати, в Северной Америке в меловой период прекрасными путями для таких миграций могли быть берега меридионального Западного Внутреннего морского пролива, соединявшего Арктический океан с Тетисом, или сменявшие пролив по временам, очень глубоко вдававшиеся в сушу протяженные заливы. В южной Австралии аналогичными путями могли служить берега морского бассейна Эроманга и др. (рис. 1 и 3). Не исключено, что отсутствие сквозных пресноводных путей миграции было второй, кроме холодного климата, возможной причиной отсутствия на севере Аляски амфибий.

В средних и высоких палеоширотах южного полушария таксономический состав среднемеловой флоры был иным, чем в Арктике: преобладали подокарповые и араукариевые хвойные (Австралийная палеофитогеографическая область В.А. Вахрамеева, – 1988). В оценках среднемелового климата этой области между исследователями тоже существуют некоторые расхождения. В.А. Вахрамеев (1988) целиком отнес Австралийную область к субтропикам, а В.А. Красилов (1985) и Р. Спейсер с соавторами (Spicer, Corfield, 1992 и др.) рассматривают ее южную часть соответственно как область умеренного или холодно-умеренного климата. Растительность Южной Австралии характеризовалась хвойными, по-видимому, несомкнутыми лесами с подокарповыми и араукариевыми доминантами. Среди них встречались и листопадные и, вероятно, не опадавшие зи-

мой мелколистные, с толстой кутикулой формы, что возможно указывает на сравнительно низкие зимние температуры или на некоторую сухость климата, т.е. на большую, чем в других высоких южных широтах его континентальность (Spicer, Corfield, 1992). По-видимому, более правильным является предположение о более холодных зимах, так как достаточно широкое распространение каменных углей, обилие папоротников и низкое содержание пыльцы *Classopollis* (Вахрамеев, 1988) свидетельствуют о том, что климат в Южной Австралии оставался гумидным. О равномерной влажности свидетельствует и достаточно устойчивая толщина колец прироста (Frakes, Francis, 1990). В среднемеловых отложениях здесь известны, с одной стороны, теплолюбивые древовидные папоротники, цикадофиты и многочисленные остатки динозавров, а с другой – стволы деревьев с ярко выраженными годичными кольцами прироста (Вахрамеев, 1988), комплексы умеренно-теплолюбивых насекомых и ледово-морские отложения (Frakes, Francis, 1988, 1992; апт - альб, рис. 1, 3). Это дает основание думать, что в течение рассматриваемой эпохи климат Южной Австралии колебался от весьма теплого умеренного до умеренно-холодного. Существование южного высокоширотного умеренного пояса в этом районе намечается для апта по находкам умеренно-теплых насекомых, а для альба по ледово-морским отложениям (рис. 1, 3). Можно предположить, что примерно в этом же районе данная граница располагалась и в туроне (Жарков и др., 1995). Поэтому вслед за В.А. Красиловым (1985) климат Южной Австралии в целом можно квалифицировать как умеренный, хотя нельзя исключать того, что во время сеноманского потепления он становился более теплым. По общему характеру растительности среднегодовые температуры альба приблизительно оцениваются здесь в 5 - 8°C (Spicer et al., 1993). Сходные цифры получены математическим моделированием (Bagton, Washington, 1982): зимние температуры около минус 18°C, а летние +27°C (отсюда среднегодовые температуры ориентировочно можно оценить в +4 - 5°C). Изучение колец роста fossilизированных стволов деревьев из бассейна Ероманга южной Австралии позволяет различить присутствие двух популяций деревьев, росших в нескольких различных климатических условиях: в более холодных, подобных тем, в которых растут современные леса умеренно-холодной зоны на западных склонах южных Анд и севере Огненной Земли, и в более теплых климатических условиях, подобных тем, в которых растут современные леса умеренно-теплой зоны на юге Новой Зеландии и Тасмании (Frakes, Francis, 1990).

Для других участков северной периферии Восточной Гондваны (Антарктический полуостров, Новая Зеландия) были характерны более влаж-

ные листопадные хвойные леса, по-видимому, южные аналоги высокоширотных приморских лесов Арктики (Kelly, Moncrieff, 1992; Spicer, Corfield, 1992). Видимо зимы здесь были менее холодными, чем в южной Австралии, и в отличие от последней, местами (Новая Зеландия) в значительно большем количестве росли цикадофиты (Вахрамеев, 1988; Мейен, 1987). Для апт - альба и альб - сеномана по раковинам моллюсков с о-ва Росса (Антарктический п-ов) были недавно изотопным кислородным методом получены среднегодовые палеотемпературы соответственно 10°C и 12°C (Ditchfield et al., 1994). Эти цифры весьма близки к упоминавшимся выше, полученным Р. Спайсером с соавторами по палеоботаническим данным для альб - сеномана Северной Аляски.

Таким образом, в высоких широтах обоих полушарий на протяжении среднего мела преобладал климат, который по температурам и влажности был подобен современному умеренному. По области его распространения этот климат можно назвать высокоширотным умеренным, а соответствующие ему пояса – высокоширотными умеренными поясами. Подобно современным умеренным поясам они характеризовались преимущественно небольшими положительными годовыми температурами (от нескольких градусов до 10 - 14°C), гумидностью, сезонностью и развитием лесов и болот. Их спецификой были: расположение в значительно более высоких широтах, большая световая и связанная с ней температурная сезонность, обусловленные чередованием непрерывных заполярных дней и ночей, а также частые колебания климата от умеренно-холодного до умеренно-теплого. Последнее обусловлено большой чувствительностью заполярных областей к климатическим изменениям. В пределах высокоширотных умеренных поясов умеренно-теплый климат, по-видимому, преобладал во внешних приполярных зонах, а умеренно-холодный – в более высоких широтах этих поясов.

В высокоширотных умеренных поясах существовали весьма необычные, не известные ныне, экологические условия. Непрерывный полярный день, длившийся 3 - 4 месяца, достаточно теплый и влажный, с большой долей рассеянного света в общем потоке солнечного излучения являлся, по-видимому, очень благоприятным вегетационным периодом, который способствовал буйному развитию растительности, в том числе широколиственной (Герман, 1994). Он обеспечивал обильным кормом крупных травоядных динозавров и создавал им хорошие условия для выращивания молодняка. Резкий переход от полярного дня к холодной полярной ночи снижал процессы биологической и химической деструкции отмершей растительной массы и способствовал ее сохранности и захоронению. Последнее, наряду с большой продуктивностью растительного покрова,

могло обуславливать интенсивное угленакпление и возникновение грандиозных залежей угля в среднемеловом Заполярье (Spicer et al., 1992). Можно, кроме того, предположить, что эволюционно относительно молодые растительные сообщества высоких широт, не отличавшиеся высоким видовым разнообразием, обладали относительно простой структурой и, следовательно, характеризовались более высоким производством мортмассы (Красилов, 1992). Аналогичные свойства наблюдаются в современных сообществах с простой структурой (тундровых, пустынных), тогда как сложные экосистемы отличаются более замкнутым круговоротом органических веществ и сокращением “биогенных отходов”.

Как уже упоминалось, большая чувствительность высоких широт к климатическим колебаниям должна была приводить к частому чередованию умеренно-теплого и умеренно-холодного климатов. Отмечавшиеся выше расхождения в оценках температурного режима высокоширотных умеренных поясов возможно связаны со сближением в разрезах признаков двух этих разновидностей умеренного климата. Другой причиной противоречий может быть то, что палеонтологические индикаторы климата лучше отражали не зимние и не среднегодовые показатели, а условия вегетационных периодов, т.е. летние, значительно более благоприятные климатические условия.

Среднеширотные гумидные теплые пояса. Климатические пояса, примыкавшие к описанным высокоширотным поясам и охватывавшие в основном средние широты, характеризовались в меловом периоде весьма теплым влажным климатом. На это согласованно указывают многочисленные литологические и палеонтологические индикаторы климата.

В Северном полушарии в пределах такого пояса на суше были широко распространены сероцветные терригенные угленосные отложения, бокситы, каолиновые коры выветривания и продукты их переотложения (рис. 1, 3, 5, 7). Их местонахождения преимущественно тяготели к приморским и приокеаническим районам. Реже здесь же формировались красноцветные бескарбонатные терригенные отложения. В рассматриваемом поясе произрастала богатая теплолюбивая флора, в том числе беннеттитовые, цикадовые, с позднего альба – платанообразные, а с турона – пальмы (Евро-Синийская флористическая область субтропической растительности В.А. Вахрамеева, – 1988). Преобладали вечнозеленые гумидные и семигумидные, по-видимому, сезонно влажные несомкнутые леса, главным образом хвойные, с подчиненным количеством древовидных папоротников и цикадофитов, обладавших маноксилическими стволами, а также кустарники и возможно травы

покрытосеменных, среди которых доминировали растения с цельнокрайними листьями (Вахрамеев, 1988; Красилов, 1985; Wolfe, Upchurch, 1987; Spicer et al., 1993). В них обитали теплолюбивые насекомые и многочисленные, особенно в аптальбе, динозавры (рис. 2, 4, 6, 8). Среднегодовые температуры в южной части пояса (до 45° - 50° с.ш.) по характеру растительности оцениваются в 20°C и более, а севернее – между 13 и 20°C (Wolfe, Upchurch, 1987; Spicer, Corfield, 1992). Исходя из очень широкого распространения бокситов в пределах этого пояса (в Западно-Сибирском регионе вплоть до 60° с.ш.) и актуалистической интерпретации условий их образования, другие исследователи склоняются к выводу о том, что высокие среднегодовые температуры (не менее 20 - 22°C) и значительная влажность были характерны для всего этого пояса, вплоть до его северных границ (Цеховский и др., 1995).

В эпиконтинентальных морях рассматриваемого пояса (Североморском, Центрально-Европейском, Московском, Прикаспийском, Туранском, Западном Внутреннем бассейне Северной Америки) в аптском и альбском веках накапливались глауконитовые и фосфоритоносные отложения. В сеномане и туроне в европейских морях формировались мощные толщи пещего мела, а во Внутреннем бассейне Северной Америки – мел и богатые органикой черные сланцы. Беспозвоночные, населявшие эти моря, принадлежали в основном к южным областям бореальных палеобиогеографических царств (Hallam, 1973; Doyle, 1992) и частично царству, переходному от бореального к тетическому (Koutsoukos, 1992). Вдоль северной окраины центрального Тетиса были широко распространены перикратонные карбонатные платформы (Иберийская, Армориканская, Карпато-Балканская, Мизийская), образованные гексакоралловыми банками и биостромами, кораллово-рудистовыми постройками, водорослево-ламинитовыми и строматолитовыми осадками, карбонатными илами с рудистами и фораминиферами, органогенными песками (Masse et al., 1993; Philip et al., 1993). С отложениями карбонатных платформ связаны многочисленные местонахождения карстовых бокситов. Обитатели этих морей принадлежали преимущественно уже к тетическому (Hallam, 1973; Doyle, 1992) и переходному бореально-тетическому палеобиогеографическим царствам (Koutsoukos, 1992). Среди них заметное распространение имели герматипные кораллы (Beauvais, 1992).

Седиментологические и палеонтологические данные указывают на равномерно теплый климат на территории всех эпиконтинентальных морей, северных окраин Тетиса и прилегающих районов суши (Philip et al., 1993). Это определялось, по-видимому, влиянием теплых пассатных течений из Тихого океана и Восточного Тетиса. Широ-

тотное расположение карбонатных платформ вблизи 30° - 35° с.ш. хорошо иллюстрирует смещение на север теплых зон относительно современной эпохи (Masse et al., 1993). Ротационное вращение Земли в середине мелового периода согласно расчетам Ллойда (Lloyd, 1982) превышало современное на 3%, что могло привести к широкому развитию муссонного климата вдоль окраин Тетиса и Центральной Атлантики и увеличению дождливых сезонов в среднеширотном поясе (Lloyd, 1982; Parrish et al., 1982).

По набору палеоботанических и литологических индикаторов рассмотренный пояс часто именуют тропическим и субтропическим (Ронов, Балуховский, 1981; Ясаманов, 1985), субтропическим (Вахрамеев, 1978; 1988), иногда “ослабленным тропическим”, “почти тропическим” и “тропическим” (Синицын, 1980) или палеосубтропическим (Гольберт, 1987). Эти названия не кажутся удачными, так как прилагаются к поясу, весьма удаленному от тропиков и субтропиков. В Северном полушарии данный пояс, то слегка расширяясь, то сильно сужаясь, протягивался приблизительно между 60° и 30° с.ш. (в Южном полушарии аналогичный пояс располагался между 40° и 65° ю.ш.). Поскольку в течение геологической истории широтное положение климатических поясов, сходных по температурному режиму, существенно менялось, неизбежно должны были изменяться присущие тому или иному поясу среднегодовые величины и амплитуды сезонных колебаний солнечной радиации и температур, а в большинстве случаев также величина и режим увлажнения. Эти показатели входят в число важнейших составляющих климата, поэтому не хорошо, если названия палеоклиматических поясов, исходя лишь из приблизительной аналогии, просто повторяют названия современных климатических поясов.⁴ Лучше, если они будут отражать также широтное положение палеоклиматических поясов. В этом случае станет понятным не только место пояса на Земле, но и характер сезонности присущего ему климата. С этой точки зрения рассматриваемый пояс и его аналог в Южном полушарии можно, по-видимому, именовать “внетропическими теплыми поясами” (Чумаков, 1984) или еще лучше – среднеширотными теплыми гумидными поясами. Некоторые исследователи, исходя из широкого развития в этих поясах латеритовых и каолиновых кор выветривания, предлагают именовать их “внетропическими гумидными жаркими поясами” (Цеховский и др., 1995).

В европейском секторе ширина северного среднеширотного теплого пояса в течение сред-

⁴ Или, что еще хуже, используются термины, производные от современных названий климатических поясов, но значение которых в подавляющем числе случаев точно не определяются (“ослабленный тропический”, “почти тропический” или “палеосубтропический” климаты, например, и др.).

него мела была наибольшей и более или менее постоянной (около 30°), а в северо-американском и восточно-азиатском – наблюдаются противоположные тенденции изменения его ширины со временем. В первом он от апта к турону постепенно расширялся, а на востоке Азии за тот же период сужался за счет экспансии к северу аридной зоны.

В южном полушарии среднеширотный теплый гумидный пояс протягивался от юга Южной Америки и Африки до Австралии и характеризовался формированием на суше сероцветных угленосных отложений, каолиновых кор выветривания (в туроне Австралии), остатками теплолюбивой флоры, отнесенной В.А. Вахрамеевым (1988) к Австралийной (Нотальной) флористической области, с довольно многочисленными остатками динозавров (рис. 1, 3, 5, 7). По характеру растительности и фауны, литологическим признакам и положению большинство исследователей квалифицируют этот пояс как “субтропический” (Ронов, Балуховский, 1981; Вахрамеев, 1985, 1988; Красилов, 1985, Ясманов, 1985 и др.). Северная граница южного “среднеширотного” пояса во времени несколько смещалась (как и в Северном полушарии, вследствие экспансии или сужения смежной аридной зоны) и располагалась на палеоширотах от 40° до 55° ю.ш. Положение южной границы этого пояса вызывает некоторые разногласия. В.А. Вахрамеев (1988) считал, что “субтропический” пояс в середине мелового периода распространялся на всю Австралию и Южную Америку. Как уже отмечалось в предыдущем разделе, новые палеоботанические (Spicer, Corfield, 1992; Spicer et al., 1992, 1993), палеозоотомологические (рис. 1), палеотемпературные (Ditchfield et al., 1994) и седиментологические данные (Frakes, Francis, 1988, 1990, 1992) позволяют присоединиться к мнению В.А. Красилова (1985) о том, что климат южной части Австралии и, видимо, южного окончания Южной Америки в середине мелового периода был умеренным. Временами он в Южной Австралии был очевидно даже умеренно-холодным (Frakes, Francis, 1990, 1992; Spicer et al., 1993). Это позволяет наметить в данном регионе южную границу среднеширотного теплого пояса по меньшей мере в апте и альбе (рис. 1 и 3) на палеоширотах 60 - 65°С.

Значительная часть южного среднеширотного пояса была занята акваториями морей и океанов. В эпиконтинентальных морях этого пояса накапливались сероцветные песчано-глинистые и глауконитовые терригенные отложения. В Южно-Атлантическом океане в апте и альбе были широко распространены черные сланцы. Фауна морских беспозвоночных, населявших моря южного среднеширотного пояса, имела свою специфику и обычно эти регионы обособляются палеонтологами в качестве Австралийного (Нотального) палеобиогеографического царства. Они включаются в более широко понимаемое Южное умеренное

царство (Hallam, 1973) или рассматриваются как самостоятельное царство, переходное от Тетического к Австралийному (Koutsoukos, 1992).

Обращает на себя внимание, что южный среднеширотный гумидный теплый пояс имеет ширину существенно меньшую, чем северный и был как бы оттеснен аридными зонами в сравнительно высокие средние широты. Возможно это связано с поступлением экваториальных теплых вод с пассатными течениями в Южный океан и теплых соленых вод из аптского Южно-Атлантического солеродного бассейна в Южную Атлантику (Luyendyk et al., 1972; Gordon, 1973; Berggren and Holister, 1974; Lloyd, 1982).

Аридные пояса (аридный тропически-экваториальный и аридные тропические пояса). В апте низкие и часть средних широт обоих полушарий Земли занимал огромный аридный пояс, простиравшийся в американском секторе приблизительно от 45° с.ш. до 45° ю.ш. (рис. 1). Он характеризовался широким развитием эвапоритов по западным, северным и восточным окраинам Западной Гондваны, на юге Северной Америки и в рифтовой зоне раскрывающейся Южной Атлантики, красноцветов и эвапоритов в континентальных впадинах юго-восточной Азии, на западе и юге Южной Америки, красноцветов в Центральной и Южной Африке. Следы этого пояса обнаруживаются и на Тихоокеанской плите, располагавшейся тогда в низких южных широтах почти в центре Тихого океана, где на вулканическом основании развивались коралловые атоллы с признаками периодически осолонявшихся лагун (Жарков и др., 1995). Аналогов такого пояса, названного нами условно тропически-экваториальным, нет на современной Земле.

В морях и океанах этого пояса большое распространение имели отложения карбонатных платформ, барьерные рифы, черные сланцы (Северная и Южная Атлантика). На карбонатных платформах и рифах Средиземноморского Тетиса в условиях островного климата сформировались многочисленные месторождения карстовых бокситов. В морях обитала богатая и теплолюбивая фауна. Тетическое биогеографическое царство для многих групп морских беспозвоночных (двустворок, аммонитов, раннеаптских белемнитов, кораллов, фораминифер и др. – Beauvais, 1992; Hallam, 1973; Doyle, 1992; Koutsoukos, 1992 и др.) в значительной мере совпадает с тропически-экваториальным поясом.

Флористические комплексы аридного пояса, объединенные В.А. Вахрамеевым (1988) в экваториальную флористическую область, достаточно бедны и известны главным образом по палинологическим данным, которые указывают на сухой и жаркий климат (высокое содержание пыльцы Classopollis). Дождевые леса в апте, по-видимому, отсутствовали, поскольку в это время даже

вблизи экватора и по обе его стороны отлагались эвапориты (север Южной Америки, северо-восточная Африка, рис. 1). Только в одном регионе, на севере Аравийской плиты, в низких широтах в это время отлагались обломочные и оолитовые и железные руды (Цеховский и др., 1995). Эти местонахождения, по-видимому, указывают на располагавшийся здесь небольшой участок гумидного экваториального климата, возникшего на восточном океаническом побережье Западной Гондваны.

Начиная с альба, по мере зарождения и развития экваториального гумидного пояса в Западной Гондване (см. следующий раздел), огромный единый тропически-экваториальный аридный пояс начинает распадаться на два тропических аридных пояса – северный и южный (рис. 3, 5, 7). К первому относятся области эвапоритового осадконакопления на юге Северной Америки, в Северной Африке и в Юго-Восточной Азии, а к южному – области развития эвапоритов и красноцветов в Южной Америке, Центральной и Восточной Африке и Индии. Большие и устойчивые области аридного осадконакопления в Юго-Восточной Азии и Южной Америке возникли на окраинах крупных континентов, в дождевой тени Катазиатского и Тибетско-Индокитайских краевых вулканических поясов в первом случае и аналогичных по природе позднемиоценовых Анд – во втором случае.

Экваториальный гумидный пояс. Как уже отмечалось в предыдущем разделе статьи, в апте не существовало экваториального гумидного пояса и вблизи экватора признаки гумидного климата улавливаются только на северо-востоке Аравии. В альбе признаки влажности в приэкваториальной зоне становятся более многочисленными. На северо-западе Южной Америки известны альбские палинологические спектры, обедненные пылью *Classopollis*, а на северо-востоке Африки устанавливается зажатый между областями эвапоритовой седиментации, еще довольно узкий, гумидный пояс, который прослеживается по местонахождениям бокситов, каолининовых пород и железных руд (рис. 3; Цеховский и др., 1995). В сеноманский век экваториальный гумидный пояс расширяется и трассируется по местонахождениям каменных углей, бокситов, каолининовых пород и железных руд от Аравии через Центральную и Западную Африку до северо-восточных районов Южной Америки (рис. 5). Одновременно отмечается значительное сокращение количества пылицы *Classopollis* – индикатора аридности, у западного побережья Экваториальной Африки, указывающее на увлажнение климата (Вахрамеев, 1988). Заметно сокращаются в это время области эвапоритового осадконакопления по окраинам западно-гондванских материков и в Юго-Восточной Азии, хотя формирование красноцветов продолжалось в

многочисленных континентальных впадинах Африки, Южной Америки, Китая и Монголии. В туроне экваториальный гумидный пояс прослеживается еще более отчетливо, чем в сеномане, по угленосным отложениям, бокситам, каолининовым породам и железным рудам в Северной и Западной Африке. Из спорово-пыльцевых комплексов Экваториальной Африки практически исчезает пыльца *Classopollis*. По мнению В.А. Вахрамеева (1988), в это время возникли влажные тропические леса. Представляется, однако, что они могли возникнуть еще в альбе – сеномане, когда на севере Центральной Африки широкое развитие получили латеритные и каолиновые коры выветривания и началось угленакпление. Становление экваториального гумидного пояса в Западной Гондване шло параллельно с раскрытием Южной Атлантики и прогрессивным сокращением и раздроблением областей аридной седиментации. Очевидно, эти процессы были взаимосвязаны, поскольку экваториальные гумидные области приурочены обычно к приокеаническим секторам суши. При появлении Южно-Атлантического океана гумидные области возникли, по-видимому, на его берегах, а затем по мере расширения океана росли и образовали более или менее единый пояс.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В середине мелового периода в полярных областях Земли отсутствовали постоянные ледниковые или ледовые шапки и многолетняя мерзлота. Эпизодическое появление ледово-морских отложений в высоких северных и южных палеоширотах свидетельствует лишь о кратковременных похолоданиях, которые местами приводили к сезонным замерзаниям морей.

2. Можно полагать, что в высоких широтах Земли в это время преобладал своеобразный климат, который можно назвать высокоширотным умеренным. Его умеренный характер подтверждается составом растительности, интенсивным угленакплением, присутствием умеренно-теплолюбивых насекомых и динозавров. Специфическими особенностями этого климата была резкая световая и температурная сезонность (полярные ночи и дни) и периодические колебания от умеренно-холодного до умеренно-теплого.

3. В средних палеоширотах обоих полушарий Земли, судя по характеру растительности, присутствию теплолюбивых насекомых, обилию динозавров, широкому развитию латеритов, бокситов, каолиновых пород и углей, преобладал влажный и переменно влажный теплый климат (среднеширотный теплый гумидный климат).

4. Очень широкое развитие на Земле в середине мела имели тропические аридные пояса, северный и южный. В апте они сливались в единый

тропическо-экваториальный пояс, который занимал почти все низкие и часть средних широт обоих полушарий.

5. Пояс экваториального гумидного климата сформировался на протяжении альба - турона, в пределах западно-гондванских континентов. Его возникновение было связано, очевидно, с раскрытием Южной Атлантики.

6. Климатическая зональность, существовавшая на Земле в середине мелового периода, сильно отличалась от современной. Она, по-видимому, соответствовала особому состоянию климатической системы Земли в безледниковые интервалы геологической истории.

7. В целом среднемеловая эпоха отражает своеобразное, не вполне изученное и далеко еще не понятное безледниковое, теплое состояние биосферы. В настоящее время выявились следующие геологические и экологические загадки, связанные с теплой биосферой мелового периода: характер зимнего климата в заполярных и во внутриконтинентальных районах средних широт, способ существования теплолюбивых представителей заполярной биоты, причины накопления в высоких широтах больших количеств каменных углей и черных сланцев, условия образования лагтеритовых и каолинитовых кор выветривания в сравнительно высоких средних широтах и причина приуроченности таких кор лишь к некоторым секторам этих широт, условия образования черных сланцев, писчего мела, тахигидритовых толщ в средних и низких широтах. Ответы на эти конкретные вопросы помогут решению главных проблем теплой биосферы: каковы последствия, масштабы, закономерности и причина крупных потеплений, как осуществлялся в эти периоды теплообмен между низкими и высокими широтами, каково было распределение влаги на континентах и какими были меловые ландшафты.

Данное исследование выполнено в рамках и с финансовой поддержкой проекта 93-05-8877 "Теплая биосфера" Российского фонда фундаментальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борзенкова И.И. Изменения климата в кайнозое. С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1992. С. 248.
- Буданцев Л.Ю. Фитостратиграфические комплексы позднего мела Лено-Вилуйского и Чулымо-Енисейского бассейнов как основа для межрегионального сопоставления континентальных отложений // Стратиграфия нижнемеловых отложений нефтегазоносных областей СССР. Л.: Недра, 1979. С. 149 - 162.
- Вахрамеев В.А. Климаты северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники // Палеонтол. журн. 1978. № 2. С. 3 - 17.
- Вахрамеев В.А. Фитогеография, палеоклиматы и положение материков в мезозое // Вестн. АН СССР. 1985. № 8. С. 30 - 42.
- Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.
- Верещагин В.Н. Меловое углеобразование и его роль в процессах угленакопления на Земле // Сов. геология. 1960. № 2. С. 83 - 86.
- Герман А.Б. Этапность и цикличность развития поздне-меловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 87 - 108.
- Герман А.Б. Разнообразие меловых платанообразных Анадырско-Корякского субрегиона в связи с изменением климата // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 4/5. С. 62 - 77.
- Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 190 с.
- Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 222 с.
- Горная энциклопедия. М.: Советская энциклопедия, 1987. Т. 3. Ленский угольный бассейн. С. 185 - 186; 1991. Т. 5. Угли ископаемые. С. 227 - 229.
- Добрецов Н.Л. Геологические факторы глобальных изменений: значение катастроф и периодичность процессов // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 1. С. 3 - 19.
- Жарков М.А. Мезозойские глобальные пояса эвапоритовой седиментации // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 23 - 32.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 15 - 41.
- Зоненшайн Л.П., Хаин В.В. Изменение тектонической активности Земли за последние 150 млн. лет // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 2. С. 402 - 405.
- Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С. Система млекопитающих и историческая зоогеография // Россолимо О.Л. (ред.). Филогенетика млекопитающих. М.: Изд-во МГУ, 1992. С. 44 - 152.
- Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюссит, яровит, тинолит, глендонит, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах. Происхождение псевдоморфоз // Литология и полезн. ископаемые. 1979. № 5. С. 125 - 140.
- Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
- Красилов В.А. Охрана природы: принципы, проблемы, приоритеты. М.: Ин-т охраны природы и заповедного дела, 1992. 174 с.
- Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 174 с.
- Крашенинников В.А., Лебедев Е.Л., Басов И.А. О глобальных изменениях климата в альб-позднемеловое время // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 1 - 13.
- Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. 1987. М.: Наука, 175 с.
- Лебедев Е.Л. Амкинское похолодание и развитие флор на рубеже раннего и позднего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 78 - 84.

- Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. С. 403.
- Найдин Д.П., Похилайнен Н.А., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.
- Несов Л.А. Значение смен вертикальной циркуляции в океане для исторических перемен в планетарном балансе тепла, региональных климатах и биосе // Вестн. С.-Петербургского ун-та, 1992. Сер. 7. Вып. 1. С. 3 - 10.
- Несов Л.А., Головнева Л.Б. История развития флоры, фауны позвоночных и климата в позднем сеноне на северо-востоке Корякского нагорья // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 191 - 212.
- Никишин А.М. Сопоставление геологической и геомагнитной истории Земли. Тектоника плит и пульсационный стиль развития Земли // Вестн. МГУ, 1994. Сер. 4. Геол. № 1. С. 76 - 82.
- Раутиан А.С. Эвристическая модель становления основ гомойотермии // 10-е Всесоюз. совещ. по эволюционной физиологии. Тез. докл. Л.: Наука, 1990. С. 31 - 32.
- Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Климатическая зональность материков и общая тенденция изменения климата в позднем мезозое и кайнозое // Литология и полезн. ископаемые. 1981. № 5. С. 118 - 136.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: Мингео, 1989. С. 70.
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 248 с.
- Татаринов Л.П. Очерки по теории эволюции. М.: Наука, 1987. 251 с.
- Филатова Н.Н. Эволюция континентальных окраин в середине мела // Геотектоника. 1995а. (в печати).
- Филатова Н.И. Эволюция меловых обстановок на Северо-Востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995б. Т. 3. № 3. С. 64 - 77.
- Цеховский Ю.Г., Щипакина И.Н., Храмцов И.Н. Латеринный аллювий и продукты его переотложения - важные индикаторы палеоклиматов апт-туронского времени // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 91 - 103.
- Чумаков Н.М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 35 - 53.
- Чумаков Н.М. Проблема теплой биосферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 3 - 14.
- Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Наука, 1978. 223 с.
- Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометиздат, 1985. 295 с.
- Arhus N. Dinoflagellate cyst stratigraphy of some Aptian and Albian sections from North Greenland, southeastern Spitsbergen and Barents Sea // Cretaceous Res. 1991. V. 12. № 3. P. 209 - 225.
- Barron E.J. A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem // Earth sci. Rev. 1983. V. 19. № 4. P. 305 - 338.
- Barron E.J. Cretaceous plate tectonic reconstructions // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1987. V. 59. P. 3 - 29.
- Barron E.J., Washington W.M. Cretaceous climat: comparison of atmospheric simulations with the geologic record // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1982. V. 40. P. 103 - 133.
- Barron E.J., Fawcett P.J., Pollard D., Thompson S. Model simulations of Cretaceous climates: the role of geography and carbon dioxide // Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. B. 1993. V. 341. № 1297. P. 307 - 316.
- Beauvais L. Palaeobiogeography of the early Cretaceous corals // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1992. V. 92. № 3/4. P. 233 - 247.
- Berggren W.A., Hollister C.D. Palaeogeography, palaeobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean // Studies in palaeo-oceanography. Hay W.W. (ed.). Soc. Econ. Palaeontol. Mineral. 1974. V. 20. P. 126 - 186.
- Brass G.W., Southam J.R., Peterson W.H. Warm saline bottom water in the ancient ocean // Nature. 1982. V. 296. P. 620 - 623.
- Brouwers E.M., Clemens W.A., Spicer R.A., Ager T.A., Carter L.D., Sliter W.V. Dinosaurs on the North Slope, Alaska: high latitude, latest Cretaceous environments // Science. 1987. V. 237. № 4822. P. 1608 - 1610.
- Chandler M., Rind D. The role of Ocean heat transport in past climates and the implications for palaeoclimate/future climates analogies // 29th International Geological Congress. Abstracts. V. 1. Kyoto. Japan. 1992. P. 10.
- Clemens W.A., Nelms L.G. Paleocological implications of Alaskan terrestrial vertebrate fauna in latest Cretaceous time at high paleolatitudes // Geology. 1993. V. 5. № 6. P. 503 - 506.
- Currie P.J. Long-distance dinosaurs // Natural History. 1989. № 6. P. 61 - 65.
- Dercount J., Ricou L.E., Vrielynck (eds). Atlas Tethys Palaeo-environmental Maps. Paris: Cauthier-Villars, 1993. 307 p.
- Ditchfield P.W., Marshall J.D., Pirre D. High latitude palaeotemperature variation: new data from the Tithonian to Eocene of James Ross Island, Antarctica // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1994. V. 107. № 1/2. P. 79 - 101.
- Douglas J.G., Williams G.E. Southern polar forests: the early Cretaceous floras of Victoria and their palaeoclimatic significance // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1982. V. 39. P. 171 - 185.
- Doyle P. A review of the biogeography of Cretaceous belemnites // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1992. V. 92. № 3/4. P. 207 - 216.
- Frakes L.A. Climates throughout geologic time. N.Y., Amst. Elsevier, 1979. 312 p.
- Frakes L.A., Francis J.E. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous // Nature. 1988. V. 333. № 617. P. 547 - 549.
- Frakes L.A., Francis J.E. Cretaceous palaeoclimates // Cretaceous resources, events and rhythms. Ginsburg R.N., Beaudoin B. (eds). Dordrecht: Kluwer Acad. Publ. 1990. P. 273 - 287.
- Frakes L.A., Francis J.E. Discovery of probable ice-rafting in the Late Mesozoic of the Northern Territory and Queensland // Austral. J. Earth Sci. 1992. V. 39. P. 11 - 119.
- Francis J.E. Growth rings in Cretaceous and Tertiary fossil wood from Antarctica and their palaeoclimatic implications // Palaeontol. 1986. V. 29. P. 665 - 684.
- Funnel B.M. Global and European Cretaceous shorelines, stage by stage // Cretaceous resources, events and rhythms. Ginsburg R., Beaudoin B. (eds). Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1990. P. 221 - 235.

- Gordon W.A. Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous // *J. Geol.* 1973. V. 81. P. 269 - 284.
- Hallam A. (ed.). Atlas of Palaeobiogeography. Amst.; London; N.Y.: Elsevier Sci. Publish., 1973. P. 672.
- Hallam A. A review of Mesozoic climates // *J. Geol. Soc. London.* 1985. V. 142. P. 433 - 445.
- Herman A.B. Late Cretaceous polar broad baved forests and high latitude climate // Paleofloristic and paleoclimatic changes during Cretaceous and Tertiary. Proc. Int. symp. Bratislava, 1992. Bratislava: Geol. Ustav D. Stura, 1993. P. 23 - 30.
- Herman A.B. A review of Late Cretaceous floras and climates of Arctic Russia. Boulter M.C., Fisher H.C. (eds). Cenozoic plants and climates of the Arctic. NATO ASI Ser., V. 1. H. 27, Heidelberg: Springer-Verlag, 1994. P. 127 - 149.
- Kelly S.R.A., Monocrieff A.C.M. Marine molluscan constraints on the age of Cretaceous fossil forests of Alexander Island, Antarctica // *Geol. Magaz.* 1992. V. 129. № 6. P. 771 - 778.
- Kemper E. Das Klima der Kreide-Zeit // *Geol. Jahrb.* 1987. V. A95. P. 5 - 185.
- Koutsoukos E.A. Late Aptian to Maastrichtian foraminiferal biogeography and palaeoceanography of the Sergipe Basin, Brazil // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1992. V. 92. № 3/4. P. 29 - 324.
- Larson R.L., Fisher A.G., Erba E., Premoli Silva (eds). Apticore-Albicore. A Workshop Report on Global Events and Rhythms of the mid-Cretaceous, 4 - 9 October 1992, Perugia, Italy. 1993. 56 p.
- Lloyd C.R. The Mid-Cretaceous earth: palaeogeography, ocean circulation and temperature, atmospheric circulation // *J. Geol.* 1982. V. 90. P. 393 - 413.
- Luyendyck B., Forsyth D., Phillips J.D. Experimental approach to the palaeocirculation of the oceanic surface waters // *Bull. Geol. Soc. America.* V. 83. 1972. P. 2649 - 2664.
- Markwick P.J. "Equability", continentality and Tertiary "climate": The crocodilian perspective // *Geology.* 1994. V. 22. № 7. P. 613 - 616.
- Masse J.P., Bellion Y., Benkheilil J., Dercourt J., Guiraud R., Ricou L.E. Early Aptian (114 to 111 Ma) // Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. (eds). Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Gauthier-Villars, Paris. 1993. P. 135 - 152.
- May F.E., Shane J.D. An analysis of the Umiat delta using palynologic and other data, North Slope, Alaska // *U.S. Geol. Surv.* 1985. Bull. 1614. P. 97 - 120.
- Moore G.T., Hayashida D.N., Ross Ch.A., Jacobson S.R. Paleoclimate of the Kimmeridgian / Tithonian (Late Jurassic) world: I. Results using a general circulation model // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1992. V. 93. № 1/2. P. 113 - 150.
- Parrish J.T., Ziegler A.M., Scotese C.R. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1982. V. 40. P. 67 - 101.
- Philip J., Babinot J.F., Tronchetti G., Fourcade E., Guiraud R., Bellion Y., Herbin J.P., Combes P.J., Cornee J.J., Dercourt J., Ricou L.E. Late Cenomanian (94-92 Ma) // Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. (eds). Gauthier-Villars, Paris. 1993. P. 153 - 178.
- Pickton C.A.G. Palaeogene and Cretaceous dropstones in Spitsbergen // Earth's pre-Pleistocene glacial record. Hambrey M.J., Harland W.B. (eds). Cambridge Univ. Press. 1981. P. 567 - 569.
- Rich R.V., Rich T.H., Wagstaff B.E., McEwen Mason J., Douthitt C.B., Gregory R.T., Felton E.A. Evidence for low temperatures and biologic diversity in the Cretaceous high latitudes of Australia // *Science.* 1988. P. 1403 - 1406.
- Sloan L.C., Barron E.J. "Equable" climates during Earth history? // *Geology.* 1990. V. 64. P. 755 - 777.
- Sloan L.C., Barron E.J. A comparison of Eocene climate model results to quantified paleoclimatic interpretation // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1992. V. 93. № 3/4. P. 183 - 202.
- Spicer R.A., Parrish J.T. Paleobotanical evidence for cool North Polar climates in middle Cretaceous (Albian-Cenomanian) time // *Geology.* 1986. V. 14. P. 703 - 306.
- Spicer R.A., Parrish J.T. Late Cretaceous-early Tertiary palaeoclimates of northern high latitudes: a quantitative view // *J. Geol. Soc. London.* 1990. V. 147. Pt 2. P. 329 - 341.
- Spicer R.A., Corfield R.M. A review of terrestrial and marine climates in the Cretaceous with implications for modelling the "Greenhouse Earth" // *Geol. Mag.* 1992. V. 129. № 2. P. 169 - 180.
- Spicer R.A., Parrish J.T., Grant P.R. Evolution of vegetation and coal-forming environments in the Late Cretaceous of the North Slope of Alaska // *Geol. Soc. Amer. Spec. paper* 267. 1992. P. 177 - 192.
- Spicer R.A., Rees P. McA., Chapman J.L. Cretaceous phytogeography and climate signals // *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* 1993. V. 341. P. 277 - 286.
- Stevens G.R. Cretaceous belemnites // Atlas of Palaeobiogeography // Hallam A. (ed.). Elsevier Si. Pub. C. Amst.; L.; N.Y. 1973. P. 385 - 401.
- Valdes P.J., Sellwood B.W. A palaeoclimate model for Kimmeridgian // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1992. V. 95. № 1/2. P. 47 - 71.
- Wing S.L., Greenwood D.R. Fossils and fossil climate: the case for equable continental interiors in the Eocene // *Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. B.* 1993. V. 341. № 1297. P. 243 - 252.
- Wolfe J.F., Upchurch G.R., Jr. North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1987. V. 61. № 2. P. 33 - 77.

Рецензенты Ю.Б. Гладенков, Н.Г. Музылев

УДК 551.763(571.64 + 524)

ЭВОЛЮЦИЯ МЕЛОВЫХ ОБСТАНОВОК НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

© 1995 г. Н. И. Филатова

Институт литосферы РАН
109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия
Поступила в редакцию 13.09.94 г.

Составлены пять литолого-палеогеографических временных срезов восточной части Азиатского континента для интервалов 115 - 110, 100 - 90, 90 - 85, 85 - 74, 70 - 50 млн. лет. Главное внимание уделено территории Охотско-Чукотского пояса и прилежащих площадей. В меловой истории востока Азии выявлены четыре главных этапа. Юрско-неокомский этап характеризовался в основном режимом умеренного растяжения и развитием ансамблей островных дуг и окраинных морей. Баррем-раннеальбский этап ознаменовался мощнейшими аккреционно-коллизийными процессами и формированием единого Азиатского континента. В позднеальб-сенонский этап возникла новая конвергентная граница литосферных плит и на окраине континента произошло становление Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). Рубеж мела - палеогена ознаменовался ларамийской коллизией, угасанием окраинноконтинентального пояса и кратковременным этапом растяжения, деструкции и рифтогенеза Азиатского континента с вулканизмом внутриплитного типа. Аналогичные этапы характерны для всего континентального обрамления Тихого океана. Меловая эволюция континентальных окраин последнего находилась в непосредственной зависимости от тектонической активности в срединноокеанических хребтах.

Ключевые слова. Восток Азиатского континента, Тихий океан, среднемеловая коллизия, окраинноконтинентальные вулканические пояса, палеогеография, тектонические и геодинамические обстановки.

ВВЕДЕНИЕ

Сейчас уже общеизвестно, что формирование окраинноконтинентальных вулканических поясов генетически связано с появлением субдукционных зон на конвергентных границах литосферных плит. Многие геологи признают эту модель и для мелового Охотско-Чукотского окраинноконтинентального вулканического пояса, протягивающегося по северо-восточной окраине Азии. Однако встают вопросы относительно типов геодинамических и тектонических обстановок, предшествовавших появлению этого пояса, а также режимов, сменивших его во времени. Проблема усложняется тем, что на территории ОЧВП и смежных площадях располагаются вулканические породы широкого возрастного интервала — от юры до палеогена. Весьма различны мнения о тектонической природе этих пород. Одни исследователи (Белый, 1978; Hilde et al., 1977) большую их часть включают в ОЧВП. Другие геологи (Парфенов, 1984; Филатова, 1988) лишь частично относят их к этому поясу, а остальные вулканические породы считают принадлежностью других геодинамических обстановок. Наиболее распространенный метод определения генезиса магматических пород — их идентификация согласно химическому составу. Однако этот аспект, уже развитый в ряде публикаций (Гельман и др., 1988;

Захаров, Легейдо, 1976; Злобин и др., 1989; Филатова, 1988; Ханчук и др., 1990; Zlobin et al., 1992), может быть дополнен и развит реконструкциями палеогеографических и палеотектонических обстановок формирования мелового вулканизма на северо-восточной окраине Азиатского континента. Эти реконструкции и корреляция тектонических и магматических процессов в мелу на восточной континентальной окраине Азии составляют предмет данной статьи. В результате оказалось возможным проследить смену обстановок на краю Азиатского континента в интервале 110 - 50 млн. лет и обсудить причины, обусловившие эту эволюцию. Фактологической основой статьи явились авторские материалы экспедиционных работ (1965 - 1991 гг.) по различным сегментам обрамления Тихого океана, а также синтез литературных данных.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТониКИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Геологическое строение северо-востока Азии определяется сочетанием двух главных, возникших в мезозое тектонических единиц: Верхояно-Чукотской тектонической области и Корякско-Камчатского орогенического пояса (рис. 1, врезка). Первая из них образована комбинацией Сибирского континента (восточной его части), нескольких

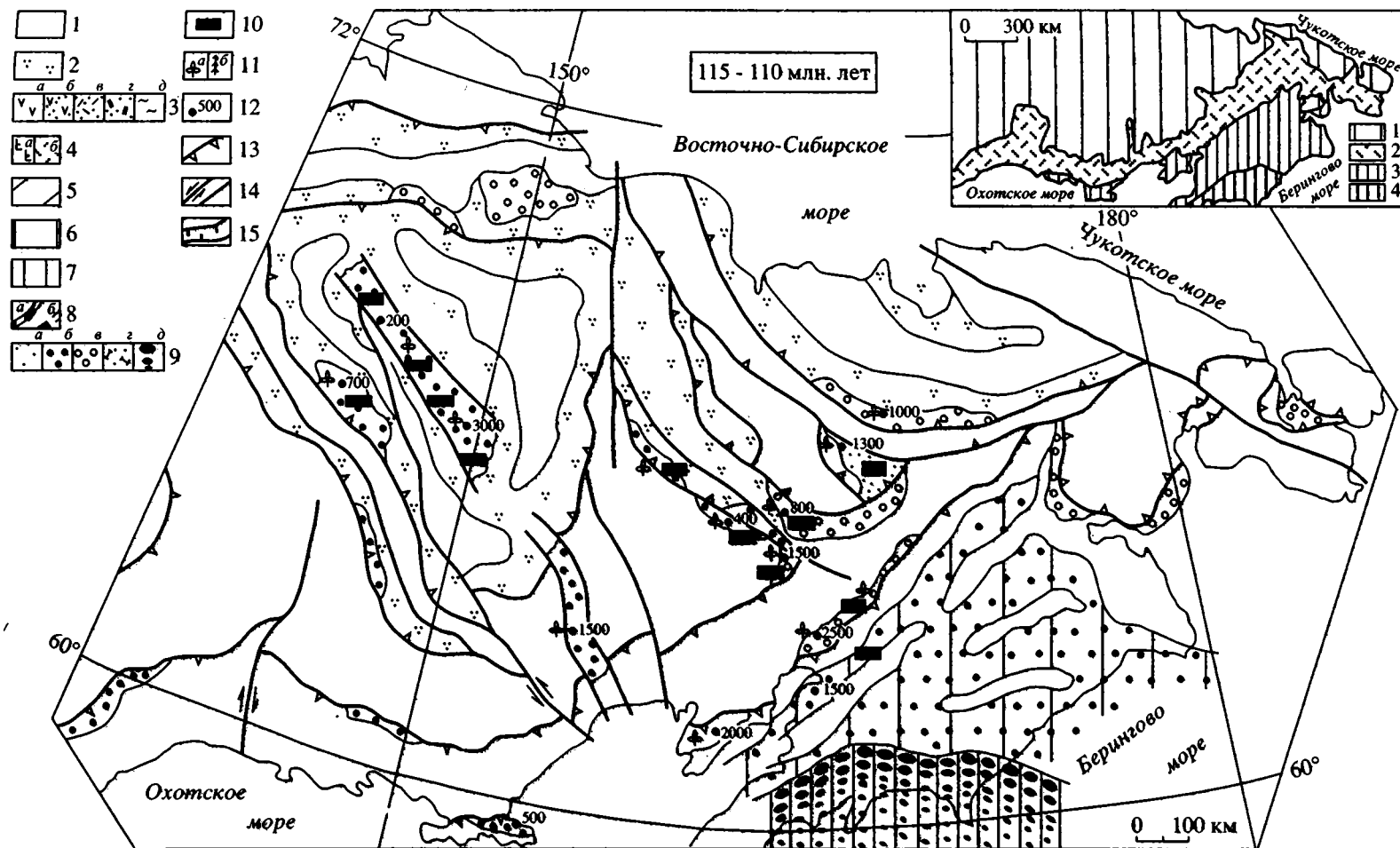


Рис. 1. Схематический литолого-палеогеографический временной срез для северо-востока Азии на интервал 115 - 110 млн. лет.

1 - 4 - континентальные обстановки: 1 - среднегорье, хоймогорье, а также острова над уровнем моря, 2 - речные долины и их склоны (аллювиальные и делювиальные отложения), 3 - аккумулятивно-вулканогенный рельеф Охотско-Чукотского мелового окраинноконтинентального вулканического пояса (а - в - вулканизм известково-щелочной серии: а) дифференцированная базальт-андезит-дацитовая ассоциация, б) туфогенно-терригенная ассоциация, в) вулканиды преимущественно кислого состава; г - д - конечный кислый вулканизм больших объемов: г) преимущественно туфы, д) преимущественно игнимбриты), 4 - базальтовое среднегорное и низогорное плато (а), с бимодальным вулканизмом (б); 5 - 6 - морские обстановки: 5 - морские пляжи и дельты, 6 - прибрежно-морская, мелководная обстановка, включая шельфы; 7 - глубоководная часть шельфа и континентальный склон; 8 - глубоководный желоб (а) и отмирающий (засыпающий) желоб (б); 9 - типы терригенных пород в континентальных и морских обстановках (а) аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, б) гравелиты, песчаники, алевролиты, в) конгломераты, гравелиты, г) терригенные породы с примесью дистальных пеплов, д) турбидиты); 10 - угленосность; 11 - местонахождение ископаемой флоры (с преобладанием лиственных (а) и хвойных (б) растений); 12 - мощность отложений в метрах; 13 - конседиментационные надвижки; 14 - сдвиги; 15 - грабены и ограничивающие их сбросы.

На врезке. Главные тектонические единицы северо-востока Азии. 1 - Верхояно-Чукотская юрско-среднемеловая тектоническая область; 2 - Охотско-Чукотский меловой окраинноконтинентальный вулканический пояс; 3 - Корякско-Камчатский меловой орогенический пояс (кайнозойские структуры опущены); 4 - Олюторско-Камчатский кайнозойский орогенический пояс.

микроконтинентов с палеозойско-раннемезозойским чехлом шельфовых отложений, а также ранне- и среднемезозойских островодужных, окраинноморских и океанических образований, ныне обладающих складчато-покровной структурой (Богданов, Тильман, 1992; Натальин, Борукаев, 1991; Натальин, Фор, 1991; Парфенов, 1984; Parfenov et al., 1993). Тектоническая структура Верхояно-Чукотской области была сформирована в результате коллизионных процессов в интервале юра-средний мел. Примыкающий к этой области с юго-востока Корякско-Камчатский орогенический пояс составляет континентальное обрамление Тихого океана, протягиваясь от запада п-ова Камчатка в пределы Корякского нагорья и далее, продолжаясь на Аляске. Этот орогенический пояс образован сложными пакетами тектонических покровов, в строении которых принимают участие фрагменты палеозойско-среднемезозойских островных дуг, а также окраинноморских и океанических образований (Александров, 1978; Богданов, Тильман, 1992; Вишневская, Филатова, 1992; Руженцев и др., 1982; Соколов, 1990, 1992; Parfenov et al., 1993; Stavsky et al., 1990). Ныне фрагменты этих структур многими исследователями рассматриваются в качестве террейнов (Зоненшайн и др., 1990, Соколов, 1990, 1992, Parfenov et al., 1993, Stavsky et al., 1990). Корякско-Камчатский орогенический пояс сформировался в результате аккреционных процессов в среднем мелу. И Верхояно-Чукотская тектоническая область, и Корякско-Камчатский орогенический пояс перекрыты позднеальб-кампанским Охотско-Чукотским окраинноконтинентальным вулканическим поясом. Отложения его преддугового прогиба в качестве неоавтохтона перекрывают покровно-надвиговые структуры Корякско-Камчатского орогенического пояса. Позднее, в кайнозое, континентальная окраина северо-западной части Тихого океана увеличилась за счет Олюторской зоны (см. рис. 1, врезка). Однако в данной статье эта зона, равно как и кайнозойские вулканические пояса в пределах Корякско-Камчатского орогенического пояса, не рассматриваются.

ЭВОЛЮЦИЯ МЕЛОВЫХ ОБСТАНОВОК СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

Совместное рассмотрение литолого-палеогеографических схем, составленных для интервалов 115 - 110, 100 - 90, 90 - 85, 85 - 74, 70 - 50 млн. лет, демонстрирует эволюцию меловых обстановок на северо-востоке Азии.

Баррем - средний альб (115 - 110 млн. лет). Указанный интервал характеризуется проявлением на востоке Азии среднемиловой орогении, имеющей исключительно важное значение для форми-

рования главных тектонических структур этого региона. На более раннем, юрско-неокомском этапе Верхояно-Чукотская тектоническая область представляла собой мозаику разделенных океаническими акваториями континентов и микроконтинентов (Богданов, Тильман, 1992; Парфенов, 1984). Одним из наиболее обширных являлся Южно-Анжуйский бассейн, ответвлявшийся в качестве залива от Тихого океана (Натальин, Борукаев, 1991; Натальин, Фор, 1991). Конвергентные границы плит маркировались островодужными и окраинноконтинентальными вулканическими поясами. Сближение микроконтинентов друг с другом, а также с восточным краем Сибирского континента началось уже в юре, результатом чего явилось шарьирование в пределы сближающихся континентальных блоков островодужных образований, например, Уяндино-Ясачинского. Однако эта раннеколымская орогения (аналог невадийской) по степени интенсивности была несравненно слабее последующей, среднемиловой орогении.

По периферии Тихого океана в юрско-неокомское время развивался обширный ансамбль островных дуг и окраинных морей (Вишневская, Филатова, 1992; Зоненшайн и др., 1984, 1990; Scotese et al., 1988).

В среднем мелу (115 - 110 млн. лет) в Верхояно-Чукотской области произошла коллизия Сибирского, Приколымо-Омолонского и Чукотско-Аляскинских континентов и микроконтинентов, приведшая к закрытию разделявших их океанических пространств. Юрско-неокомские островные дуги вместе с фрагментами более древних структур (преимущественно, островодужного генезиса) были шарьированы в западном и юго-западном направлениях с формированием нескольких систем надвигов (см. рис. 1). В краевых частях континентальных блоков перед фронтом крупных систем надвигов возникли цепочки массивов анатектических коллизионных гранитоидов, которые сопровождалась широкими ореолами гнейсов и мигматитов (Парфенов, 1984). В результате среднемиловой коллизии почти вся территория Верхояно-Чукотской тектонической области была превращена в сушу, а возникшие системы конседиментационных надвигов дугообразной и петлеобразной в плане формы были выражены хребтами соответствующей конфигурации, разделенными долинами. Конседиментационные надвиги сопровождалась возникновением фронтальных и тыловых впадин, заполнявшихся молассово-олистостромовыми отложениями. Местами эти впадины — индикаторы начала коллизионных процессов — появились еще в поздней юре. От раннего этапа формирования этих впадин к позднему происходила смена морских отложений континентальными, а также тонкообломочных пород грубообломочными, с преобладанием конгломератов, что пока-

зывает нарастание интенсивности коллизии в среднемеловое время.

В периферической части Тихого океана средне меловая орогенция выразилась в причленении к юго-восточной окраине формирующегося Азиатского континента юрско-неокомских островных дуг. В результате этого столкновения островные дуги и их фундамент, а также смежные окраинноморские бассейны испытали тектоническое сближение, сформировав сложные пакеты покровов Корякско-Камчатского орогенического пояса. Частично эти покровы были обдуцированы на континент, где они ограничивались Юдомо-Алунинской фронтальной системой надвигов (Филатова, 1988). В рельефе последняя была выражена протяженными горными грядами, вдоль которых формировались впадины коллизии типа, совершенно аналогичные таковым Верхояно-Чукотской тектонической области. Возникший в среднемеловую орогению Корякско-Камчатский складчато-покровный пояс, окаймлявший с океанической стороны Азиатский континент, в баррем-среднеальбское время представлял собой сравнительно мелководную морскую область с многочисленными вытянутыми размывающими островами, отражавшими системы конседиментационных надвигов. В целом для этой области был

характерен регрессивный тип осадконакопления в сочетании с участками суши, подвергавшимися эрозии (Авдейко, 1968; Зинкевич, 1981). Далее по направлению к океану располагалась область подножия континентального склона с турбидитовым осадконакоплением (Зинкевич, 1981).

В целом в среднем мелу на северо-востоке Азии на основе палеоботанических данных установлено существенное потепление климата (Лебедев, 1992). При этом максимальная фаза потепления приходится на ранний альб, тогда как для конца неокома отмечается максимум похолодания (Красилов, 1989). Следует подчеркнуть глобальный характер этих оптимума и пессимума (Красилов, 1989; Лебедев, 1992).

Поздний альб - ранний сенон (100 - 85 млн. лет). В позднем альбе произошло коренное изменение обстановки на северо-восточной окраине Азиатского континента (рис. 2): начал функционировать окраинноконтинентальный ОЧВП (Белый, 1978; Лебедев, 1987; Меланхолина, 1988; Филатова, 1988). Его появление связано с субдукцией плиты Кула под континентальный край Азии, сменившей режим средне меловой коллизии. Образования глубоководного желоба (являвшегося индикатором выхода зоны субдукции) не сохранились в связи с их перекрытием более поздними

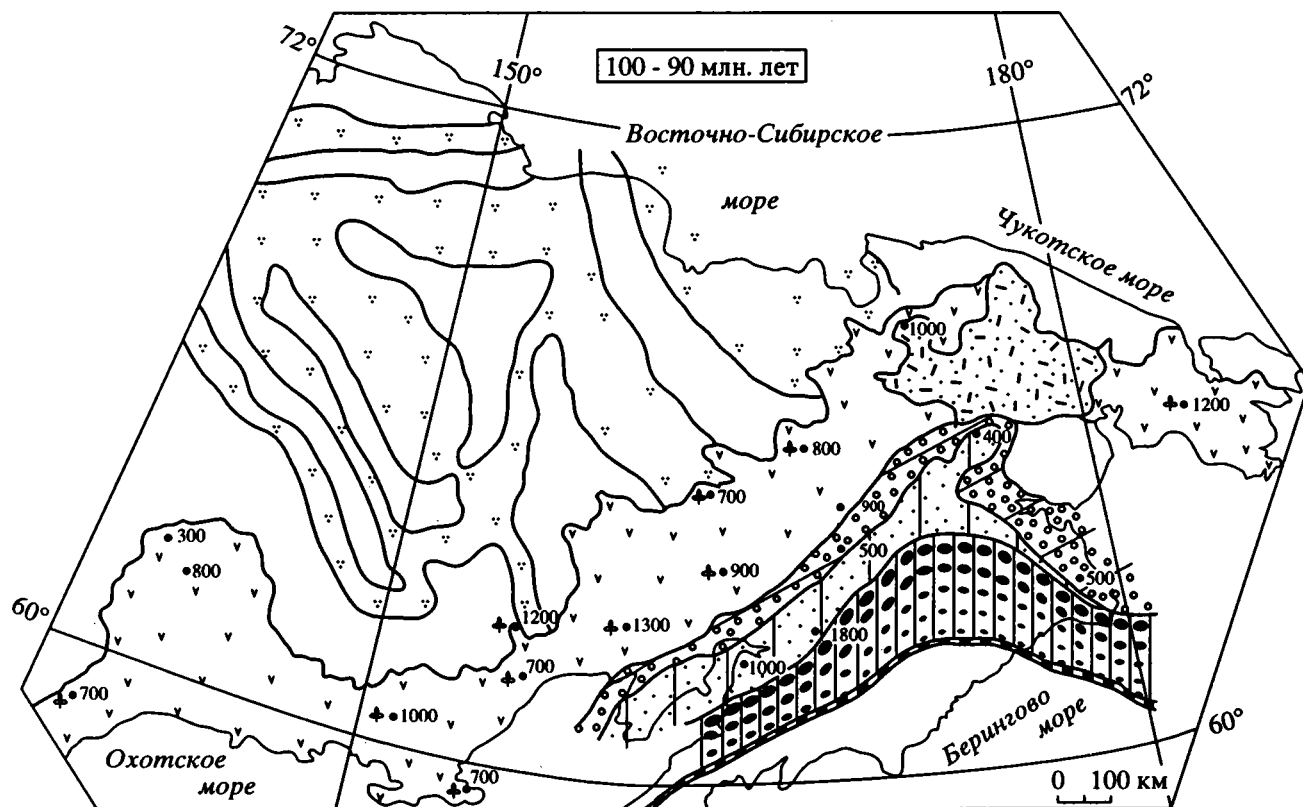


Рис. 2. Схематический литолого-палеогеографический временной срез для северо-востока Азии на интервал 100 - 90 млн. лет. Условные обозначения см. на рис. 1.

тектоническими покровами. Однако ориентировочная оценка (по химической полярности вулканитов) угла наклона сейсмофокальной зоны под континент показывает величину около 30° , и, следовательно, глубоководный желоб протягивался в пределы современного побережья Берингова моря. ОЧВП перекрыл среднемиловые складчато-покровные структуры Верхояно-Чукотской тектонической области и Корьякско-Камчатского орогенического пояса, а также связанные с коллизией осадочные бассейны. Фундамент тыловой части вулканического пояса был сложен крупными древними континентальными блоками. В сутурных швах между ними, ориентированных в основном поперечно по отношению к вулканическому поясу, размещались покровно-надвиговые дислокации с офиолитами, островодужными и окраинноморскими образованиями (Воеводин и др., 1978; Натальин, Фор, 1991; Парфенов, 1984). В тылу Охотско-Чукотского пояса по-прежнему располагалась система дугообразных в плане горных гряд, сохранившихся с предыдущего этапа и подвергшихся интенсивному размыву. В смежных долинах накапливались континентальные, нередко угленосные отложения.

Фронтальная часть Охотско-Чукотского пояса располагалась на крупных фрагментах (террей-

нах) юрско-неокомских островных дуг, входящих в состав Корьякско-Камчатского орогенического пояса. Структуры последнего были перекрыты также отложениями преддугового прогиба вулканического пояса, которые вблизи пояса были представлены перемежающимися континентальными, дельтовыми и пляжевыми грубообломочными отложениями, сменявшимися в направлении океана сначала прибрежноморскими, а затем глубоководными осадками (Авдейко, 1968; Геология СССР, 1970; Григорьев и др., 1987; Зинкевич, 1981; Пергамент, 1978). Все эти осадки были обогащены дистальными пеплами, связанными с эксплозиями в Охотско-Чукотском поясе. В целом для нарастающего края Азиатского континента отмечается режим морской трансгрессии, сменившей среднемиловую регрессию.

Конфигурация Охотско-Чукотского пояса определялась ориентировкой зоны субдукции. Однако мощные сдвиги Верхояно-Чукотской тектонической области, действовавшие на этом этапе в качестве магноподводящих зон, предопределили появление в поясе поперечных тыловых вулканических ответвлений. Развитие Охотско-Чукотского пояса связано с накоплением мощной дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации известково-щелочной серии

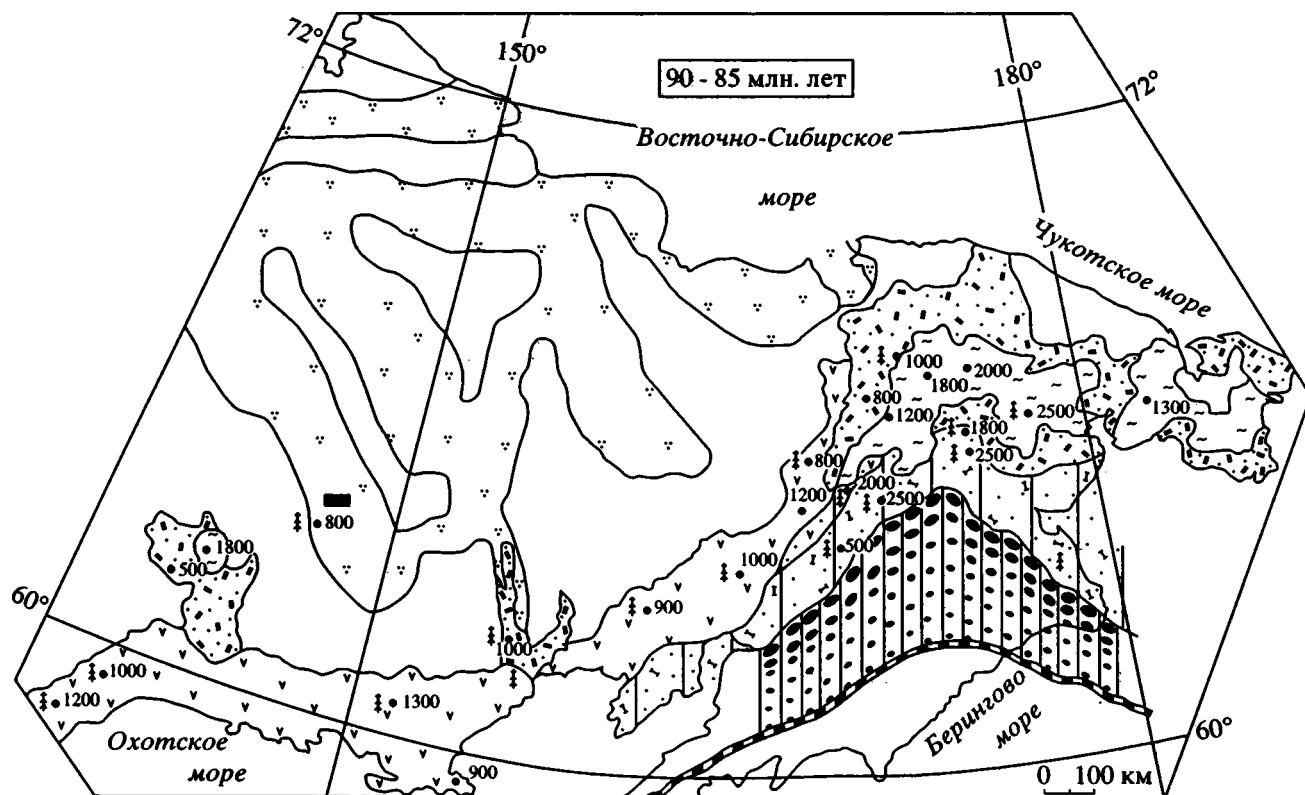


Рис. 3. Схематический литолого-палеогеографический временной срез для северо-востока Азии на интервал 90 - 85 млн. лет. Условные обозначения см. на рис. 1.

(Белый, 1978; Котляр и др., 1981; Филатова, 1988). Фракционирование расплава происходило в приповерхностных магматических камерах, которые были выражены в виде кольцевых структур с закономерным расположением вулканических жерл и других магматических фаций. Кроме того, магматическим камерам соответствуют локальные аномалии гравитационного и магнитного полей.

В Охотско-Чукотском поясе наряду с вулканами кислого состава, представляющими конечные члены дифференциации известково-щелочных расплавов, имеются обособленные обширные поля кислых вулканических пород больших объемов (около 380 тыс. куб. км против 700 тыс. куб. км пород дифференцированной ассоциации). Обнаружены три наиболее крупных участка таких пород (рис. 3): на крайнем юго-западе пояса, в центральной его части (Омсулчанский район) и на северо-востоке, в пределах Чукотского региона, причем в последнем наблюдаются наиболее мощные разрезы кислых пород. Формирование этих образований началось с позднего альба, но главный этап их накопления приходится на сеноман - ранний сенон. Их разрез начинается обычно с толщи кислых туфов, выше сменяющимися мощными игнимбритами дацитового и риолитового состава. В верхах наиболее полных разрезов располагается несколько потоков дацитов. С полями кислых вулканитов больших объемов связаны самые обширные в поясе кольцевые структуры (кальдеры) диаметром несколько десятков километров. Они локализованы обычно в зонах крупных поперечных сдвигов, пересекающих фундамент вулканического пояса. Генезис этих вулканитов, среди которых преобладают игнимбриды, связан, по-видимому, со значительным вкладом корового вещества, подобно тому, как это доказано для кайнозойских игнимбридов Анд (Davidson et al., 1991; DeSilva, 1989; Francis et al., 1980). Об этом, в частности, свидетельствуют высокие значения (0.7053 - 0.7188) отношения $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ (Миров и др., 1987).

Важно отметить, что появление мощных игнимбридов приурочено к заключительным этапам формирования Охотско-Чукотского пояса, когда континентальная окраина начала испытывать сжатие. Это выразилось в короблении края континента и в появлении малоамплитудных надвигов (Филатова, 1988). В сеноне альб-сеноманские турбидиты преддугового прогиба сменились молассой, и разрез этих отложений приобрел, таким образом, регрессивный характер (Авдейко, 1968; Геология СССР, 1970; Григорьев и др., 1987; Зинкевич, 1981; Пергамент, 1978). Условия сжатия в фундаменте Охотско-Чукотского вулканического пояса привели к задержке в коре мантийных расплавов, что способствовало вовлечению коровых компонентов в магнообразование.

Альб-раннесенонский этап на северо-востоке Азии характеризовался значительными климатическими колебаниями. Начало его еще несет черты климатического оптимума, свойственного раннему альбу. Однако уже на рубеже раннего и позднего мела на континенте становятся преобладающими хвойные растения, что свидетельствует о существенном похолодании (Красилов, 1989; Лебедев, 1992; Самылина, 1974). Этот климатический пессимум был самым значительным для среднего и позднего мела. Позднеальбское - раннесенонское похолодание в позднем сеномане сменилось небольшим потеплением, а в конце турона - начале сеномана - некоторым новым похолоданием (Лебедев, 1992).

Сантон - кампан (85 - 74 млн. лет). В этом интервале происходит угасание Охотско-Чукотского вулканического пояса, чему способствовало дальнейшее увеличение режима сжатия. Предшествующий сантон-кампанскому этапу импульс сжатия обусловил небольшое коробление края континента и локальный размыв. В связи с этим в пределах всего вулканического пояса позднесенонские отложения несогласно перекрывают более ранние вулканиты. Эти условия сжатия обусловили завершение функционирования зоны субдукции и надсубдукционных мантийных источников. В сантонском и кампанском веках происходят лишь незначительные по масштабам эксплозии из завершающих свое развитие коровых магматических камер предыдущего этапа. С этими пеплопадами связано обогащение аллювиально-делювиальных осадков пирокластическим материалом кислого состава (рис. 4). В преддуговом прогибе вулканического пояса возросшее сжатие привело к смене обстановок от прибрежно-морской к континентальной, а в разрезах локально накапливавшейся молассы стали формироваться многочисленные поверхности размыва. В Верхояно-Чукотской области созданный среднемиловый орогением рельеф подвергся значительной нивелировке, поскольку гряды-надвиги к этому времени были уже размывы.

Кампанский век на северо-востоке Азии характеризовался климатическим оптимумом. Это наиболее значительное в позднем мелу потепление выразилось в широком развитии разнообразных лиственных растений аянкинского, мургальского и усть-эмунеретского палеоботанических комплексов (Лебедев, 1987, 1992; Филатова, 1988).

Маастрихт - ранний эоцен (70 - 50 млн. лет). Интервал, охватывающий конец мела и начало палеогена, характеризуется принципиальным изменением геодинамической, тектонической и палеогеографической обстановок, а также составом и характером магматизма на северо-восточной окраине Азиатского континента. К этому времени здесь полностью прекратилось развитие

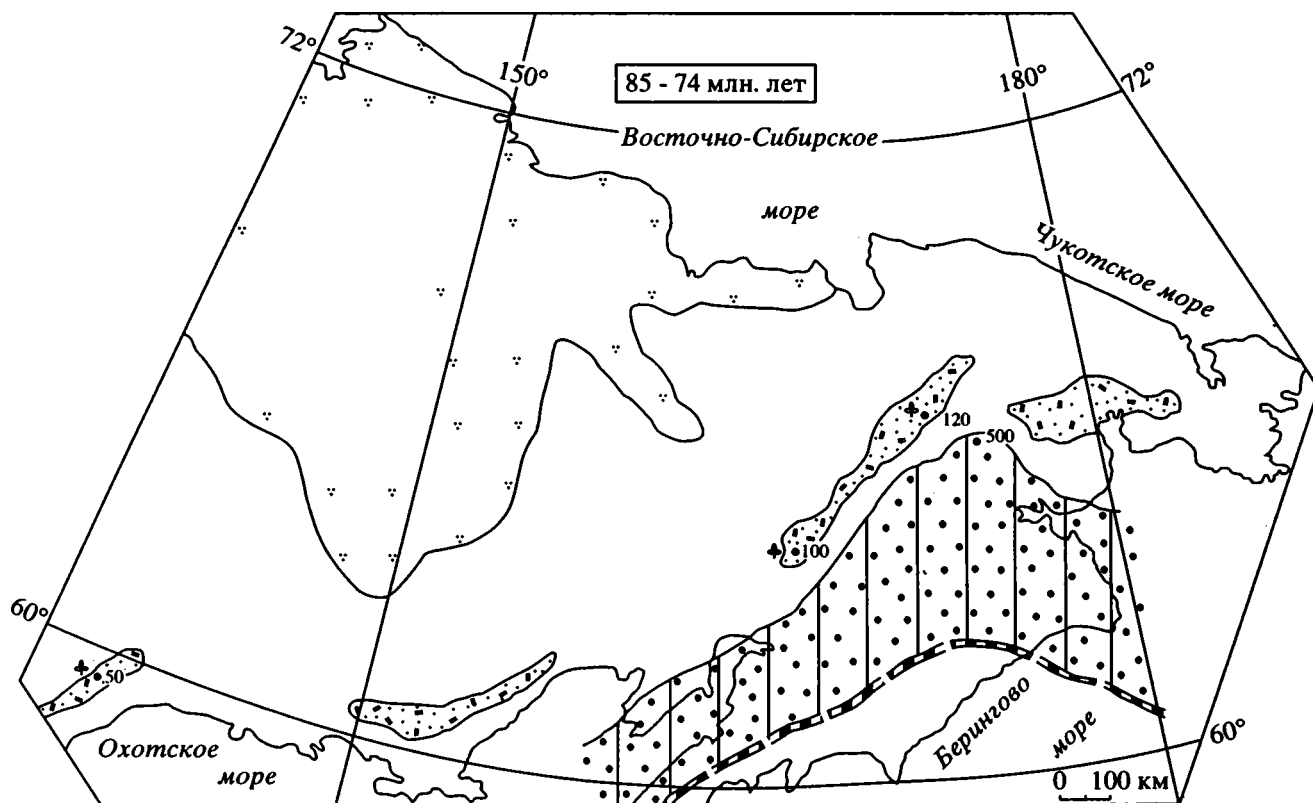


Рис. 4. Схематический литолого-палеогеографический временной срез для северо-востока Азии на интервал 85 - 74 млн. лет. Условные обозначения см. на рис. 1.

мелового окраинноконтинентального пояса, равно как затухли и какие-либо проявления известково-щелочного вулканизма. В отличие от предыдущего этапа территория бывшего ОЧВП и прилегающих площадей на маастрихт-раннеэоценовом этапе испытала растяжение и подверглась деформации. Возникли многочисленные сбросы, по которым оформились системы грабенов (рис. 5). Наиболее протяженная зона сгущения таких грабенов, обладавшая северо-восточной ориентировкой и шириной до 250 км, протягивалась из акватории Охотского моря через Пенжинскую губу и Пенжинский прогиб в пределы Анадырской впадины (см. рис. 5). Эта зона обычно включает 3 - 5 субпараллельных грабена, разделенных системой узких горстов. Она нарушает все ранее возникшие дислокации, в том числе и вулканотектонические структуры ОЧВП. В последнем грабены пересекают как осевую, так и фронтальную его части. Имея преобладающее северо-восточное простирание, на отдельных участках вулканического пояса они приобретают широтную или меридиональную ориентировку. Раннекайнозойские грабены, правда, в гораздо меньших масштабах, известны также (Геологическая карта..., 1985) в пределах Верхояно-Чукотской тектонической области, где они ориентированы или в северо-за-

падном, или в северо-восточном направлениях. Многие из расположенных здесь грабенов носят асимметричный, односторонний характер. Для территории Корякско-Камчатского орогенного пояса раннекайнозойские грабены не характерны; единичные структуры подобного типа установлены (Бялобжеский и др., 1981) лишь на крайнем востоке Корякского нагорья. Состав образований, заполнявших маастрихт-эоценовые грабены, в целом однотипен для всей северо-восточной Азии. В наиболее глубоких грабенах они начинаются обычно с терригенных, нередко угленосных грабеновых фаций, среди которых преобладают гравелиты и конгломераты. Выше следуют монотонные, недифференцированные базальтоиды, на отдельных участках сменяющиеся бимодальными ассоциациями. Породы умеренно кислые и кислые (обычно щелочные и субщелочные) чаще всего образуют либо экструзивные купола, либо близповерхностные субпластовые, линзовидной формы залежи. Кроме заполнения грабенов, базальтоиды слагают близ разломов обширные низко- и среднегорные лавовые плато с характерными ступенчатыми склонами. Состав базальтоидов свидетельствует об их связи с гетерогенными мантийными источниками. Эти породы принадлежат либо деплетированной толеитовой серии, либо

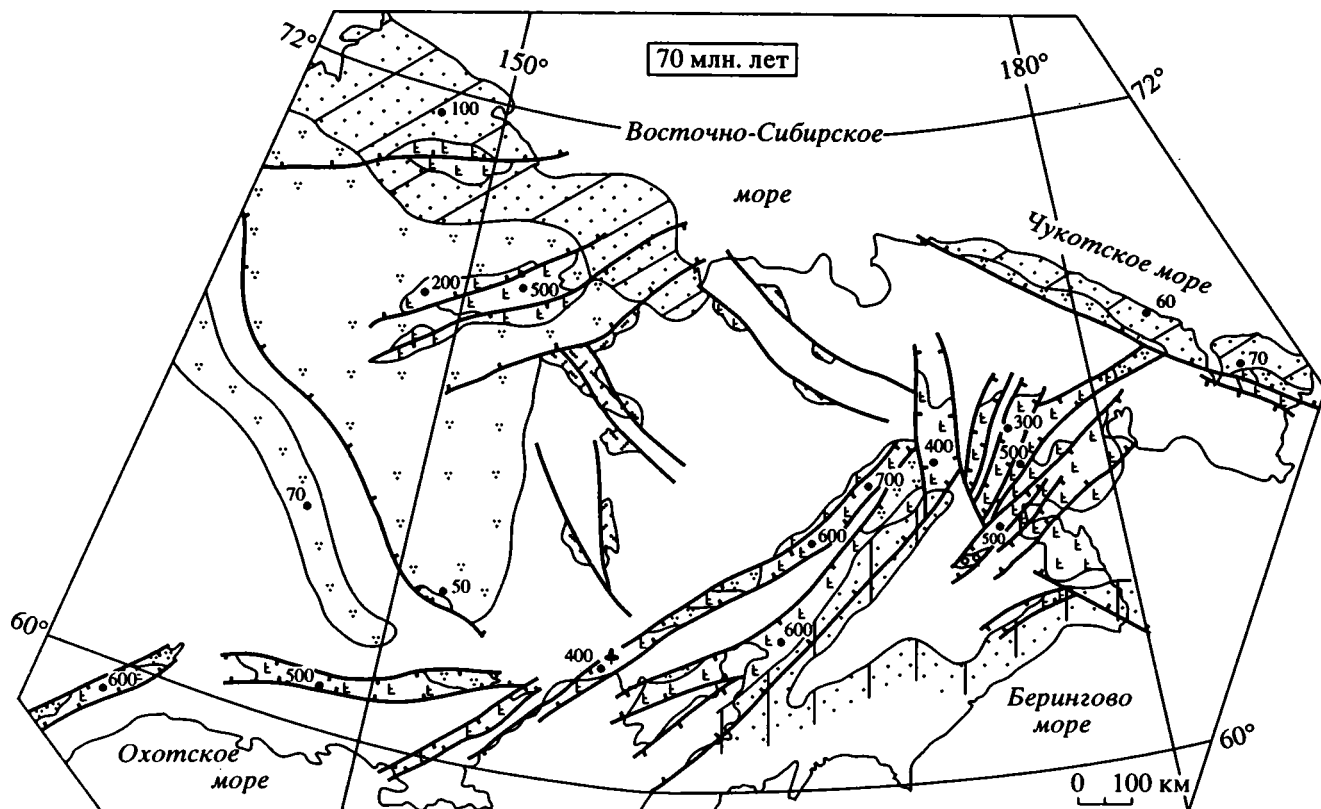


Рис. 5. Схематический литолого-палеогеографический временной срез для северо-востока Азии на интервал 70 - 65 млн. лет. Условные обозначения см. на рис. 1.

обогащенной субщелочной и щелочной высокотитанистым сериям, типичным для внутриплитных образований (Бялобжеский и др., 1981; Захаров, Легейдо, 1976; Филатова, 1988).

Территория сгущения грабенов представляла собой сушу. Южнее, на площади Корякско-Камчатского орогенического пояса в раннем кайнозое участки суши чередовались с заливами мелкого моря (Волобуева и др., 1988) (см. рис. 5). Еще южнее был сформирован Лесновско-Ватынский пакет тектонических покровов, обдуцированный в конце мела - начале эоцена на структуры Корякско-Камчатского орогенического пояса. Эта ларамийская орогения совпадает с похолоданием климата в самом конце позднего мела (Лебедев, 1992).

Маастрихт-раннеэоценовый этап деструкции Азиатского континента был весьма кратковременным. В позднем эоцене здесь вновь возникла обстановка субдукции океанической плиты под континент и начал формироваться Западно-камчатско-Корякский окраинноконтинентальный вулканический пояс (Филатова, 1988).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше данные свидетельствуют о сложной и изменчивой тектонической и геодина-

мической меловой истории востока Азиатского континента. Важно подчеркнуть, что главные черты этой истории проявились не только на северо-западном Азиатском континентальном обрамлении Тихого океана, но и по всей его периферии.

Как следует из вышеизложенного, юрско-неокомский этап на востоке Азии характеризовался в целом условиями умеренного растяжения с формированием систем энсиматических и энсиалических островных дуг, сопряженных с окраинно-морскими бассейнами. Эти дуги протягивались и в Сихотэ-Алиньский регион, где ныне известны фрагменты раннемеловых островодужных формаций (Натальин, Борукаев, 1991; Натальин, Фор, 1991). Обширные островодужные ансамбли функционировали в это время и в северо-восточном секторе Тихого океана, близ западного края Лавразии (Currie, Parrish, 1993; Miller, Hudson, 1991; Samson et al., 1991; Underschultz, Ermer, 1991). На отдельных участках Тихоокеанского кольца, например, в Корейско-Китайском его сегменте (Филатова, 1990; Atlas..., 1985) и на западном краю Гондваны (Coira et al., 1982; Suarez, 1979), островодужные системы сменялись вулканическими поясами активных континентальных окраин. В юго-восточном секторе Тихого океана перед фронтом такого окраинноконтинентального вулканического пояса развивалась система энсиматических ост-

раннеаншанская), вызвавшая коллизию отдельных сегментов островных дуг друг с другом или, реже, островных дуг с континентом (например, в Сибирском регионе), в целом, однако, не нарушила процесс субдукции океанических плит и развитие связанных с ней вулканических поясов.

Последующий, позднеоком-раннеальбский этап на востоке Азии охарактеризовался интенсивнейшими аккреционно-коллизионными процессами, в ходе которых сформировались две крупнейшие тектонические единицы востока Азиатского континента – Верхояно-Чукотская и Корякско-Камчатская. Широкое развитие в них получили складчато-покровные структуры, сложенные различного типа террейнами (с преобладанием островодужных и океанических). Главное различие указанных двух тектонических единиц – наличие в Верхояно-Чукотской области крупных сиалических блоков – предопределило появление в ней коровых гранитоидных выплавок вдоль зон столкновения блоков. В целом же этот этап на востоке Азии отличался практически полным отсутствием вулканизма, генетически связанного с субдукционными процессами.

Эта обусловленная интенсивным сжатием средне меловая орогения, вызвавшая покровообразование, заклинивание зон субдукции и угасание связанных с ними вулканических поясов, проявилась по всей периферии Тихого океана. Режим сжатия вызвал закрытие окраинноморских бассейнов, а отчасти и океанических пространств, как например, на востоке Азии. Террейны океанической, окраинноморской и островодужной природы в виде обширных тектонических покровов были обдуцированы на континентальные края Северной и Южной Америки (Coira et al., 1982; Currie, Parrish, 1993; Miller, Hudson, 1991; Samson et al., 1991; Wilson et al., 1991), на восточную, Новозеландско-Австралийскую окраину Гондваны (Howell, 1980), а также на юго-восточную окраину Азии (Натальин, Фор, 1991; Филатова, 1990; Ishiwatari, 1991; Jolivet et al., 1988; Kojima, 1989; Wang, Lin, 1986). Общие признаки обдуки во всех этих регионах: вергентные в сторону континента тектонические покровы, появление мощных зон метаморфизма по границам движущихся пакетов горных масс, формирование осадочных бассейнов вдоль коллизионных швов. В результате средне меловой орогении произошло наращивание площади континентов орогенными поясами. Это обусловило воздымание края континентов и вызвало интенсивную регрессию, максимум которой приходится на апт-средний альб (Наг et al., 1987). Следует подчеркнуть, что средне меловая коллизия не только носила глобальный характер, но и не имела по степени интенсивности аналогов в орогениях мезозоя – кайнозоя. Причиной ее, с нашей точки зрения, явилась аномально возросшая в среднем мелу тектоническая активность в океанах. Происходил

быстрый распад Пангеи, обусловленный возникновением новых зон спрединга и резким возрастанием темпа спрединга в уже существовавших срединноокеанических хребтах (СОХ). В интервале 120 - 110 млн. лет произошло раскрытие Южной Атлантики, начался спрединг океанической коры между Индией, Австралией и Антарктикой (Хаин, Балуховский, 1993; Scotese et al., 1988). В барреме и апте происходит раскрытие Американо-Азиатского бассейна (Зоненшайн и др., 1990; Embry, Osadetz, 1988). Отмечено (Larson, Pitman, 1972) резкое увеличение темпа спрединга в Тихом океане. Таким образом, причиной средне меловой орогении на континентальных окраинах явилось ускоренное встречное движение океанических плит и континентов, в тылу которых раскрывались новые океанические бассейны. В результате этого процесса продвигающийся в сторону океана край континентальной плиты осуществлял срыв с фундамента энсиматических островных дуг и океанических островов, образования которых шарьировались на эту континентальную окраину.

Третий, позднеальб-сенонский этап характеризовался заложением на континентальной окраине Азии мощного ОЧВП. Это был лишь один из сегментов связанной с субдукцией системы окраинно-континентальных вулканических поясов, окаймлявших в позднем мелу Тихий океан. Охотско-Чукотский пояс имел продолжение на Дальнем Востоке России (Меланхолина, 1988; Натальин, Фор, 1991; Пушаровский, Меланхолина, 1992), в Японо-Корейско-Китайском регионе (Филатова и др., 1991; Lianshi, Rongfu, 1988), на юго-востоке Азии (Казьмин и др., 1987; Atlas Tethys..., 1993; Hilde et al., 1977; Otsuki, 1985; Peltzer, Tappinier, 1988), на востоке Австралии (Phanerozoic geology..., 1983). Фрагменты этой глобальной системы вулканических поясов развивались на континентальных окраинах Северной и Южной Америки (Зоненшайн и др., 1984; Ломизе, 1983; Aguirre, 1992; Samson et al., 1991; Wallrabe-Adams, 1990). Этот процесс совпал с дальнейшим увеличением темпа спрединга плит Тихого океана: в интервале 112 - 110 млн. лет его скорость возросла до 20 см/год (Larson, Pitman, 1972). Режим возрастающего сжатия в зоне перехода континент-океан привел к возникновению новых конвергентных границ вдоль континентальных окраин и ускоренной субдукции под последние океанических плит. На активных краях континентов развивался мощный надсубдукционный известково-щелочной вулканизм. Положительная корреляция между интенсивностью последнего и скоростью субдукции океанических плит уже отмечалась ранее (Ломизе, 1986). Опускание краев континентов над зонами субдукции и вовлечение их в морской преддуговой прогиб обусловили максимум мезозойской трансгрессии, начавшейся в позднем альбе (Авдейко, 1968; Зинкевич, 1981).

Затухание во второй половине позднего мела деятельности Тихоокеанской системы окраинно-континентальных вулканических поясов коррелируется с новым этапом аккреционно-коллизийных процессов у границ континентов. Стадийность этих процессов отразилась в характере вулканизма активных окраин, что продемонстрировано на рис. 2 - 4 на примере ОЧВП. Постепенное усиление режима сжатия в фундаменте пояса и задержка вследствие этого сжатия мантийных расплавов на коровом уровне "спровоцировали" процесс анатексиса и игнимбритообразования. Таким образом, кислый вулканизм больших объемов является типичным феноменом конечных стадий развития окраинно-континентальных поясов и отражает начальную фазу прогрессирующего сжатия в надсубдукционной области магмогенерации. При этом происходит постепенное прекращение формирования мантийных расплавов, сменяющихся во времени коровыми магмами. Полное завершение процесса субдукции коррелируется с прекращением анатектического корового вулканизма. Для ОЧВП это произошло в конце сенона, когда прекратилось функционирование остаточных коровых камер.

Переломный маастрихт-раннеэоценовый этап развития востока Азии включает фазу максимальной коллизии с континентом и обдущивания на его окраину островодужных и окраинно-морских образований, ныне составляющих Лесновско-Ватынский пакет покровов Олюторской зоны. Эта ларамийская орогения имела общее значение для Тихоокеанского кольца и проявилась на Камчатке, Дальнем Востоке России (Меланхолина, 1988; Пушаровский и др., 1983; Пушаровский, Меланхолина, 1992), юго-востоке Азии, на отрезке от Новой Гвинеи до Новой Зеландии (Обуэн, 1984), а также на восточной континентальной окраине Тихого океана (Hager, Wright, 1984, Monger, 1993) шарьированием на края континентов пакетов тектонических покровов.

На примере северо-западной континентальной окраины Тихого океана показано (см. рис. 5), что перед фронтом обдукции на континенте располагалась область, где режим сжатия сменялся обстановкой растяжения и деструкции коры с формированием грабенов. Этот кратковременный этап рифтогенеза сопровождался базальтоидным вулканизмом, причем состав лав во времени менялся от деплетированных толеитов до обогащенных щелочных базальтов, что отражает смену мантийных источников. Несмотря на рассеянный характер распределения грабенов на площади, большая их часть концентрировалась в узкой зоне северо-восточной ориентировки, которая в дальнейшем могла бы развиваться в дивергентную границу плит, если бы процесс растяжения и деструкции континента был бы более длительным и полным. Однако во второй поло-

вине эоцена под северо-западное обрамление Тихого океана началась новая субдукция океанической плиты, в связи с чем возник эоцен-олигоценный Корякско-Западнокамчатский окраинно-континентальный вулканический пояс (Филатова, 1988).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из рассмотрения меловой истории развития востока Азиатского континента следует несколько основных выводов.

1. Выявлено четыре этапа эволюции, принципиально различающихся геодинамическими, тектоническими и палеогеографическими обстановками. а). Юрско-неокомский этап характеризовался режимом умеренного растяжения (с локально проявившейся раннеколымской орогией) и формированием энзиматических островных дуг, как между Сибирским континентом и Чукотско-Аляскинскими континентальными блоками, так и по периферии Тихого океана. б). Среднемеловой (баррем-раннеальбский) этап ознаменовался интенсивнейшими аккреционно-коллизийными процессами в режиме сжатия, в ходе которых был сформирован мезозойский Азиатский континент. Это был этап морской регрессии. в). В позднеальб-сенонский этап на границе континент-Тихий океан возникла новая конвергентная граница, и на активной окраине Азиатского континента сформировался Охотско-Чукотский вулканический пояс. Начался цикл морской трансгрессии. г). Рубеж позднего мела - палеогена ознаменовался постепенно развивавшейся ларамийской коллизией островных дуг с Азиатским континентом, что привело к отмиранию меловой зоны субдукции и угасанию Охотско-Чукотского вулканического пояса. Первые импульсы сжатия выразились в последнем в появлении игнимбритов больших объемов. Азиатский континент испытал кратковременное локальное растяжение и рифтогенез с толеитовым и щелочным вулканизмом внутриматерикового типа.

2. Основные черты меловой истории востока Азии имеют общее значение и характерны для всего мелового континентального обрамления Тихого океана.

3. Меловые геодинамические и тектонические обстановки востока Азии (равно как и всего Тихоокеанского кольца в целом) отражают процессы в СОХ. Высокая интенсивность меловых аккреционно-коллизийных и вулканических процессов на окраинах континентов имеет положительную корреляцию с импульсами тектонической активности в океанах.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ РАН № 93-05-88-77 "Теплая биосфера", а также международного проекта № 350 ("Изменение меловых обстановок Восточной и Южной Азии") и

субсидирована грантом проекта "Теплая биосфера", а также директором Института литосферы РАН Н.А. Богдановым, которому автор выражает свою искреннюю признательность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. 137 с.
- Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 168 с.
- Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 171 с.
- Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии. Объяснительная записка к Тектонической карте Северо-Востока Азии м-ба 1 : 5 000 000. М.: Ин-т литосферы РАН, 1992. 53 с.
- Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Руженцев С.В., Соколов С.Д. Сравнительная химическая характеристика базальтов Корякского хребта и их значение для тектонической истории региона // Геотектоника. 1981. № 3. С. 94 - 104.
- Вишневская В.С., Филатова Н.И. Обстановки формирования среднемеозойских образований Анадырско-Корякского региона // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 1. С. 29 - 40.
- Воеводин В.Н., Житов Н.Г., Соловьев В.А. Эвгеосинклинальный комплекс мезозойид Чукотского полуострова // Геотектоника. 1978. № 3. С. 101 - 109.
- Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Белая Б.В. Палеоген Северо-Востока СССР // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР / Ред. Меннер В.В. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1988. С. 118 - 156.
- Гельман М.Л., Бычков Ю.М., Левин Б.С. Бониниты Корякского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 1. 1988. С. 35 - 47.
- Геологическая карта Северо-Востока СССР. М-б 1 : 1 500 000 / Ред. Городинский М.Е., Сосунев Г.М. М.: Мин. геологии СССР, 1985.
- Геология СССР. Северо-Восток СССР. Т. XXX. Кн. 1. М.: Недра, 1970. 547 с.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Главные типы мезозойских формаций Корякского нагорья и их тектоническое положение // Ранние геосинклинальные формации и их дислокации. М.: Наука, 1987. С. 198 - 244.
- Захаров М.Н., Легейдо В.А. Химические особенности меловых и палеогеновых магматических комплексов Туромчинской депрессии (Охотско-Чукотский вулканический пояс) // Геохимия. 1976. № 11. С. 1653 - 1661.
- Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 106 с.
- Злобин С.К., Ставский А.П., Березнер О.С., Минин Д.А. Геохимические особенности магматизма Майницкой палеоостровной дуги // Геохимия. 1989. № 1. С. 113 - 124.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит. М.: Недра, 1990. Т. 2. 334 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3 - 16.
- Казьмин В.Г., Сборщиков И.М., Риду Л.-Э. и др. Вулканические пояса - индикаторы мезозойско-кайнозойской активной окраины Евразии // История океана Тетис / Ред. Монин А.М., Зоненшайн Л.П. М.: Наука, 1987. С. 58 - 73.
- Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 222 с.
- Красилов В.А. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1989. 240 с.
- Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- Лебедев Е.Л. Меловые флоры северо-востока Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 85 - 96.
- Ломизе М.Г. О корреляции главных проявлений тектогенеза в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 4. С. 929 - 931.
- Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 193 с.
- Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики. Соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с.
- Милов А.П., Давыдов И.А., Котляр И.Н. и др. Rb-Sr системы в меловых вулканических породах Охотско-Чукотского вулканического пояса // Региональная геохронология / Ред. Кузьмин М.И. Иркутск: Наука, 1987. С. 69 - 82.
- Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 5. С. 84 - 97.
- Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 3 - 25.
- Обуэн Ж. Тектоника складчатых поясов Тихоокеанского кольца // 27-ой Междунар. геол. конгресс. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 43 - 47.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойид Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1984. 285 с.
- Пергамент М.А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела северного полушария. М.: Наука, 1978. 214 с.
- Пушаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазарович А.О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника. 1983. № 6. С. 30 - 45.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Тектоника Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякии / Ред. Пушаровский Ю.М., Тильман С.М. М.: Наука, 1982. С. 136 - 189.
- Самылина В.А. Раннемеловая флора Северо-Востока СССР. Л.: Недра, 1974. С. 1 - 55.
- Соколов С.Д. Экзотические террейны структур Корякии // Изв. вузов. Геология и разведка. № 5. 1990. С. 16 - 29.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1992. 187 с.
- Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Филатова Н.И. Мезозойская история развития Корейско-Японского региона // Геотектоника. 1990. № 5. С. 112 - 124.
- Филатова Н.И., Ким Зон Хи, Ким Хен Со. Тектоника Кореи // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С. 146 - 159.

- Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой, кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451 с.
- Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносов В.Б., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаев О.В. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 58 с.
- Aguirre L. Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications // Tectonophysics. 1992. V. 205. № 1 - 4. P. 233 - 237.
- Atlas of the Palaeogeography of China. Chief compiler Wang H. Cartographic Publishing House. Beijing. China, 1985. 165 p.
- Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Eds: Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. Gauthier-Villars. Paris, 1993. 307 p., 14 maps.
- Coira B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos V. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile // Earth Sci. Rev. 1982. № 18. P. 303 - 332.
- Currie L., Parrish R.R. Jurassic accretion of Nisling terrane along the western margin of Stikinia. Coast Mountains, northwestern British Columbia // Geology. 1993. V. 21. № 3. P. 235 - 238.
- Davidson J.P., Harmon R.S., Wörner G. The source of central Andean magmas; some considerations // Andean magmatism and tectonic setting. Harmon R.S. and Rapela C.W. (eds). Boulder, Colorado. Geol. Soc. of Amer. Spec. Pap. 265. 1991. P. 233 - 243.
- De Silva S.L. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes // Geology. 1989. V. 17. № 12. P. 1102 - 1106.
- Embry A.F., Osadetz K.G. Stratigraphy and tectonic significance of Cretaceous volcanism in the Queen Elizabeth Islands, Canadian Arctic Archipelag // Canad. J. Earth Sci. 1988. V. 25. № 8. P. 1209 - 1219.
- Francis P.W., Thorpe R.S., Moorbath S., Kretzschmar G.A., Hammill M. Strontium isotope evidence for crustal contamination of calc-alkaline volcanic rocks from Cerro Galan, Northwest Argentina // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 48. № 2. P. 257 - 267.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. № 4793. P. 1156 - 1166.
- Harper G.D., Wright J.E. Middle to Late Jurassic tectonic evolution of the Klamath Mountains California-Oregon // Tectonics. 1984. V. 3. № 7. P. 759 - 772.
- Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its margin // Tectonophysics. 1977. V. 38. № 1 - 4. P. 145 - 165.
- Howell D.G. Mesozoic accretion of exotic terranes along the New Zealand of Gondwanaland // Geology. 1980. V. 8. № 10. P. 488 - 494.
- Ishiwatari A. Time-space distribution and petrologic diversity of Japanese ophiolites // Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Peters T. (ed.). Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman, 1991. P. 723 - 743.
- Jolivet L., Cadet J.P., Lalevee F. Mesozoic evolution of North-east Asia and the collision of the Okhotsk microcontinent // Tectonophysics. 1988. V. 149. № 1/2. P. 89 - 109.
- Kojima S. Mesozoic terrane accretion in North-east China. Sikhote-Alin and Japan regions // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1989. № 69. P. 213 - 232.
- Larson R.L., Pitman W.C. Correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. V. 83. P. 3645 - 3662.
- Liangshi W., Rongfu P. Tectonic setting of Mesozoic volcanic belt and regional metallogeny in southern China // Proceedings of the Seventh Quadrennial IAGOD Symposium. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller). Stuttgart, 1988. P. 139 - 147.
- Megard F. Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of Andean geology north of the Africa Elbow (18°S) // Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin. Monger J.W.H., Francheteau J. (eds). Boulder, Colorado: Geol. Soc. Amer., 1987. P. 71 - 95.
- Miller E.L., Hudson T.L. Mid-Cretaceous extensional fragmentation of a Jurassic-Early Cretaceous compressional orogen, Alaska // Tectonics. 1991. V. 10. № 4. P. 781 - 796.
- Monger J.W.H. Canadian Cordilleran tectonics: from geosynclines to crustal collage // Canad. J. Earth Sci. 1993. V. 30. № 2. P. 299 - 231.
- Otsuki K. Plate tectonics of Eastern Eurasia in light of fault systems // The science reports of the Tohoku University. Second series (Geology). 1985. V. 55. № 2. P. 141 - 251.
- Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V. Terrane analysis and accretion in North-East Asia // Island Arc. 1993. № 2. P. 35 - 54.
- Peltzer G., Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B12. P. 15.085 - 15.117.
- Phanerozoic geology of the world. The Mesozoic. B. Moulade M. and Nairn A.E.M. (eds). Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo, 1983. 450 p.
- Samson S.D., Patchett P.J., McClelland W.C., Gehrels G.E. Nd isotopic characterization of metamorphic rocks on the Coast Mountains, Alaskan and Canadian Cordillera: ancient crust bounded by juvenile terranes // Tectonics. 1991. V. 10. № 4. P. 770 - 780.
- Scotese Ch.R., Ganagan L.M., Larson R.L. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // Tectonophysics. 1988. V. 155. № 1 - 4. P. 27 - 48.
- Stavsky A.P., Chekhovitch V.D., Kononov M.V., Zonen-shain L.P. Plate tectonics and palinspastic reconstructions of the Anadyr-Koryak region Northeast USSR // Tectonics. 1990. № 9. P. 81 - 101.
- Suarez M.A. Late Mesozoic island arc in southern Andes, Chile // Geol. Magazine. 1976. V. 116. № 3. P. 181 - 190.
- Underschultz J.R., Ermer P. Tectonic loading in the Canadian Cordillera as recorded by mass accumulation in the foreland basin // Tectonics. 1991. V. 10. № 2. P. 367 - 380.
- Wallrabe-Adams H.J. Petrology and geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes: the basic igneous complex // Tectonophysics. 1990. V. 185. № 1/2. P. 163 - 182.
- Wang Quan, Lin Xueya. Paleoplate tectonics between Cathaysia and Angaraland in inner Mongolia of China // Tectonics. 1986. V. 5. № 7. P. 1073 - 1088.
- Wilson K.M., Hay W.W., Wold C.N. Mesozoic evolution of exotic terranes and marginal seas, western North America // Marine geology. 1991. № 102. P. 311 - 361.
- Wilson T.J. Transition from back-arc to foreland basin development in the southmost Andes: stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile // Geol. Soc. Amer. 1991. V. 102. № 1. P. 98 - 111.
- Zlobin S.K., Filatova N.I., Dvoriankin A.I., Kolesov N.I. Composition and origin Jurassic - Low Cretaceous volcanic rocks of the Koryak Highland, NW Pacific // Ophioliti. 1992. V. 17. № 1. P. 99 - 115.

Рецензенты М.А. Ахметьев, Н.М. Чумаков

УДК 551.761/762:551.583(575)

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ И ЛАНДШАФТНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В ТРИАСЕ - ЮРЕ СРЕДНЕЙ АЗИИ

© 1995 г. Б. В. Полянский

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

Поступила в редакцию 14.04.94, получена после доработки 25.07.94 г.

На границах пермо-триасовых и нижнеюрских, среднеюрских и верхнеюрских континентальных и мелководноморских отложений отмечаются уровни характерных литологических изменений. Они были обусловлены, наряду с ландшафтными, в основном палеоклиматическими перестройками в истории развития соответствующих осадочных бассейнов Средней Азии. На этих временных рубежах проявились отчетливая деструкция карбонатного материала, окисление зерен слюд (хлоритизация) и полевых шпатов в терригенных осадках. Литологические признаки гумидизации климата на рубеже среднего - позднего триаса и ранней юры и аридизации на рубеже средней и поздней юры фиксируются в изменении минерального состава и окраски пород одновременно со сменой их фациального состава. Литолого-фациальный анализ рассмотренных пермо-триасовых и юрских отложений региона и смежных с юга территорий позволил прояснить динамику развития осадочных бассейнов северной окраины Мезотетиса.

Ключевые слова. Континентальные, мелководноморские, уровни изменений, ландшафтный, перестройка, деструкция, окисление, гумидизация, аридизация.

В истории развития эпипалеозойских платформ южных окраин Евразии, к которым относится Туранская плита, ее восточное продолжение в пределах Тянь-Шаньского орогена и Дарваз-Памирский регион, ранний мезозой занимает особое место как переломный этап палеоструктурно-ландшафтных и климатических перестроек в начале формирования мезозойской теплой биосферы Земли. Эти события запечатлены в спорадически распространенных вулканогенно-терригенных формациях верхней перми - триаса основания платформенного чехла, которые перекрыты более широко развитыми терригенными и карбонатными верхнетриасово-юрскими осадочными формациями.

Анализ этих формаций позволил выявить некоторые литологические индикаторы ландшафтных и климатических изменений того времени. Представляется важным рассмотреть поведение некоторых наиболее выразительных терригенно-минеральных индикаторов перестроек палеоландшафтов и климата в процессах формирования угленосных и смежных осадочных комплексов. Эти индикаторы могут быть использованы как отчетливые коррелянты не только для стратиграфии и палеогеографических реконструкций, но их изучение важно и в методическом плане. Были использованы изменения петрографического и минерального состава, которые выявлены на границе верхнетриасовых и нижнеюрских, а также средне- и верхнеюрских отложений ряда разрезов региона.

Литолого-фациальный анализ осадочных и вулканогенно-осадочных формаций триаса - юры и ранее выполненные исследования позволяют выделить в пределах юга Средней Азии и смежных к западу регионов следующие крупные палеоструктурно-формационные зоны, которые отличаются геологическим строением и историей геологического развития (рис. 1): I – передовую зону Южного Тянь-Шаня (Зеравшано-Гиссарская горная область); II – внешнюю зону Дарваза–Северного Памира; III – зону Центрального и Южного Памира. Они, в свою очередь, подразделяются на подзоны, но последние здесь рассматриваться не будут, ибо не имеют непосредственного отношения к данной проблеме. В современном структурном плане выделенные зоны разделены системой дугообразных структурных швов, обращенных к северу вдоль фронтальной части Памирского синтаксиса (Губин, 1960; Геология и рудные месторождения..., 1973; Буртман и др., 1963). Особенности структурного, палеогеографического и климатического развития осадочных палеобассейнов, реликты которых слагают эти зоны, отражены в составе, строении и генезисе соответствующих осадочных формаций (см. рис. 1).

ПЕРЕДОВАЯ ЗОНА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

С конца перми до конца среднего триаса, в эпоху геократического режима здесь произошли процессы активизации, растяжения и раскола эпипалеозойских платформенных блоков. На от-

носителем выровненном и пенепленизированном рельефе этих блоков спорадически развивались красноцветные каолинит-ферриалитовые коры выветривания. Они в основном тяготеют к поднятиям древнего рельефа и их склонам. Время формирования кор было растянуто примерно с конца раннего до начала позднего триаса. Практически одновременно в зонах растяжения начинают формироваться рифтогенные структуры, которые определили древний предмезозойский рельеф и обусловили различия в гипсометрии центральных прогибов и бортов этих структур. Подобные рифтогенные структуры в начальные этапы развития были выполнены грубообломочными красноцветными вулканогенными отложениями, примером которых может служить нерасчлененная пермо-триасовая ханакинская свита (см. рис. 1) на Южном Гиссаре, синхронная подобным образованиям Туаркыра, Мангышлака и Ферганской депрессии (Сикстель, 1960). Эти отложения явились результатом разрушения приподнятых приразломных участков пенепленизированной суши и соседних расчлененных поднятий. Спорадическое распространение древних кор выветривания в современных структурах можно объяснить первоначальной приуроченностью кор к положительным формам палеорельефа. Последующий размыв и переотложение красноцветных продуктов их размыва происходили в понижениях рельефа, в частности – в рифтогенных прогибах.

Пермо-триасовые отложения мощностью до 600 м в инициальных рифтогенных структурах, судя по изученным типовым разрезам мадыгенской, ханакинской, санджарской, коккинской, раватской и других свит Тянь-Шаня, характеризовались в целом грубым неокатанным брекчиевидным обломочным материалом полимиктового и вулканического состава, формировавшихся в начальные этапы в прибортовых частях впадин. Среди описанных типов пород можно выделить:

- брекчии крупнообломочные, до валунных, состоящие из несортированных обломков гранитов, кремнистых сланцев, известняков, кварца, порфиритов, кварцевых порфиров, часто с пустынным загаром. Среди них встречаются крупные фрагменты обугленной древесины, крупный углистый детрит, переотложенные обломки бокситовидных красноцветных пород, цемент песчано-глинистый, мусорный;

- брекчиевидные мелкообломочные полимиктовые конгломераты с угловатой или плохо окатанной галькой тех же пород, линзами грубых полимиктовых и вулканических песчаников плохой сортировки, слабо окатанными углистыми включениями, красноцветным песчано-глинистым цементом;

- песчаники гравийные от крупно- до мелкозернистых, мусорные, плохой сортировки, полимиктовые граувакковые, со свежими полевыми шпатами, слюдой без признаков хлоритизации, отчасти вулканические, с обугленными остатками растений, красноцветные или пестрой окраски. По плоскостям наложения часты трещины усыхания;

- алевролиты и глины, как правило, мусорные, плохо сортированные, сильно засоренные примесью песчаного и даже гравийного материала и углистого детрита, неслоистые, либо с горизонтальной слоистостью, темно-серой до бурой окраски с остатками растений;

- угли и углистые породы мало распространены в верхах отложений пермо-триаса и представлены короткими линзами сильно зольного, часто мусорного угля и углистого аргиллита, нередко с обильными фрагментами наземной растительности.

На основании литолого-фациального анализа этих отложений можно охарактеризовать условия их седиментации как пролювиальные с преобладанием гидродинамически неустойчивых коротких конусов выноса в прибортовых частях узких рифтогенных прогибов. В более ранних публикациях их генезис трактовался в целом как предгорный аллювий, заполнявший межгорные долины, с чем трудно согласиться, так как в это время орогенные процессы не развивались.

В виде редких прослоев встречаются известняки водорослевые, озерного генезиса пелитоморфной структуры обычно пестрой окраски, которые содержат пресноводную фауну и залегают линзовидно.

Кроме того, в составе пермо-триасового комплекса принимают значительное участие вулканические и магматогенные отложения различного состава, от кислых до основных: туфы кварцевых и фельзитовых порфиров, кварцевые порфиры, которые залегают в виде силлов и секущих даек (Сикстель, 1960).

Среди растительных остатков, детально изученных Т.А. Сикстель (1960) и И.А. Добрускиной (1982), преобладают ксероморфные птеридоспермы, хвойные, плауновые и цикадофиты с толстой кутикулой и мелкими листьями. В результате был сделан вывод о неустойчивом, переменновлажном засушливом жарком климате в поздней перми – среднем триасе. Вышеизложенный фактический материал (грубообломочные отложения временных потоков, трещины усыхания, красноцветность, пустынный загар, свежие обломки известняка, не затронутые вторичными изменениями зерна полевых шпатов и слюды) подтверждает это заключение.

В начале триаса не произошло существенных структурных, ландшафтных и климатических изменений по сравнению с поздней пермью,

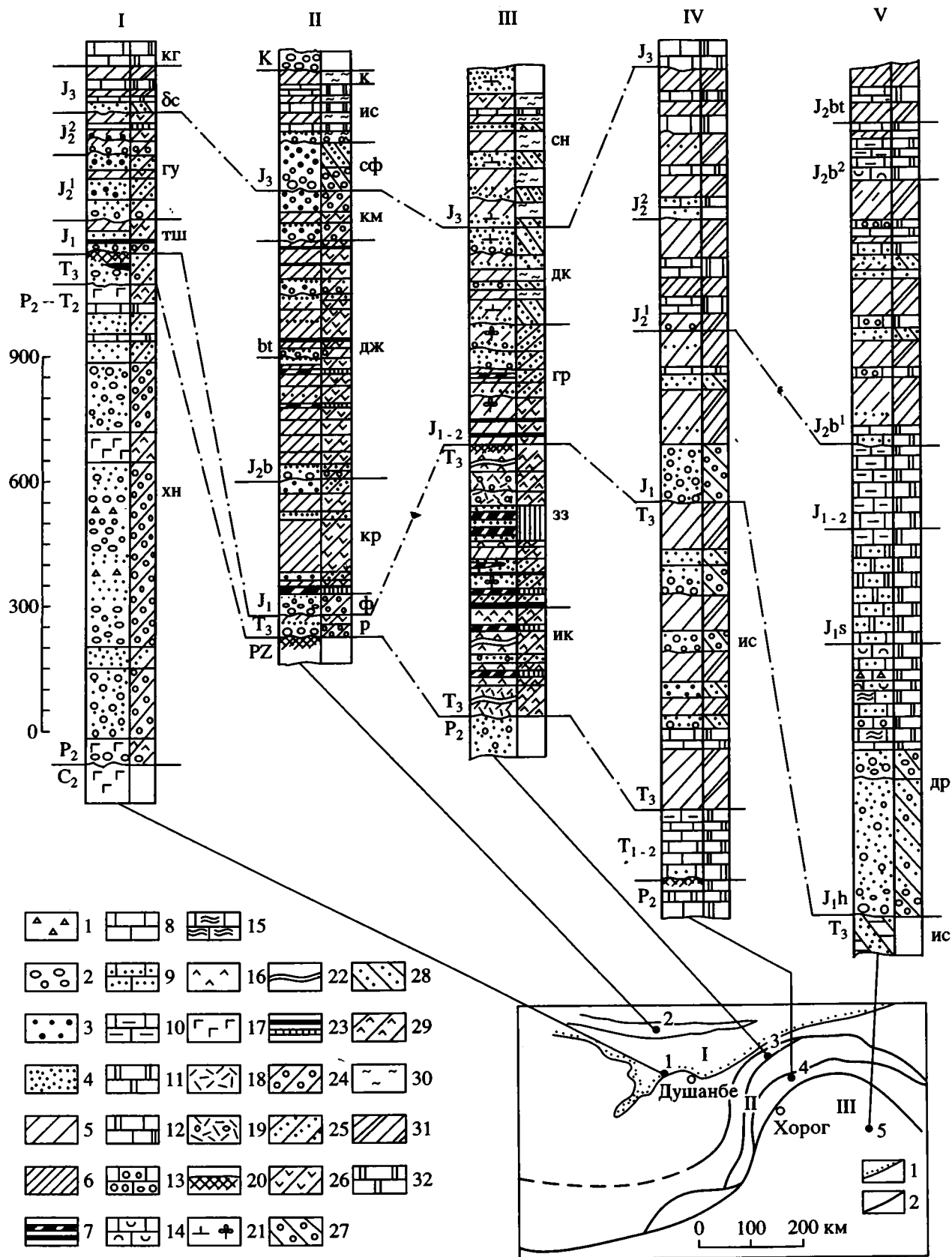


Рис. 1.

за исключением удаленных западных районов Средней Азии и Казахстана, где произошла трансгрессия (Мангышлак, Туаркыр), а также Памира и Дарваза, где продолжался морской режим, но уже в совершенно иной палеоклиматической области, о чем будет сказано ниже.

Поздний триас ознаменовался новыми условиями осадконакопления, главными признаками которых были: прекращение магматизма и вулканизма, расширение рифтогенных структур и более влажный климат. Он способствовал усилению углеобразования и приблизился к раннеюрскому, однако с признаками засушливости. При этом сохранялись обломки известняка, зерна полевых шпатов и слюды без существенных вторичных изменений, что было характерно и для более древних пермо-триасовых отложений (рис. 2).

На положительных формах рельефа, часто с развитыми на них корами выветривания, начали формироваться угленосные отложения, а в понижениях рельефа – грубообломочные и тонкотерригенные плохосортированные отложения пролювия (ташкунтанская, камышбашинская свиты) (см. рис. 1). Они представляли собой в основном прибортовые фэновые выносы грубообломочных осадков, а в межконусных участках – тонкотерригенных углито-глинистых, местами пестроцветных, не имеющих ничего общего с горным аллювием, к которому их ранее относили (Бебешев, 1976). Формированию временных потоков способствовал умеренно-жаркий и влажный климат с неустойчивым сезонным режимом осадков. Флора позднего триаса, достаточно детально изученная по многочисленным сборам (Сикстель, 1960; Добрускина, 1982), характеризует значительное преобладание и разнообразие гинкговых и хвойных в составе растительных комплексов. Часто плохая сохранность растений в результате

их захоронения в продуктах переотложения кор выветривания и вулканомиктовых отложениях говорит о преимущественной деятельности временных потоков в прибортовых участках рифтогенных прогибов. Они заполнялись продуктами эрозии как коренных пород бортов, так и кор выветривания, покрывавших межрифтовые пенеплены.

Суммируя сказанное, можно перечислить основные литологические индикаторы, подтверждающие условия умеренно- и неустойчиво-влажного жаркого, временами засушливого климата, существовавшего с поздней перми до начала позднего триаса на южных материковых окраинах Евразии: а) сохранение неразложившихся свежих обломков известняков и других подстилающих отложений; б) сохранение свежих неизмененных зерен полевых шпатов и слюд (биотит); в) трещины усыхания в тонких песчано-глинистых отложениях и пустынный загар на крупных обломках пород; г) преобладание в растительных комплексах жестколистных хвойных и мелколистных плауновых при подчиненном значении папоротников и цикадофитов; д) отсутствие почвенных горизонтов в основании угольных пластов аллохтонного генезиса; е) резкие контакты между переслаивающимися глинисто-алевритовыми мусорными озерными и грубыми брекчиевидными фэновыми отложениями; ж) в целом для осадконакопления были характерны гидродинамически неустойчивые делювиально-пролювиальные фэновые и озерные фации. Они были обусловлены спорадической расчлененностью палеорельефа с гипсометрическими превышениями бортов рифтогенных прогибов порядка первых десятков метров и сезонным характером проявления атмосферных осадков.

Рис. 1. Основные типы разрезов пермо-триасовых и юрских отложений юга Средней Азии.

Обозначения к схеме расположения разрезов: 1 – Южный склон Гиссарского хребта, 2 – Зеравшано-Гиссарская горная область, 3 – Юго-Западные отроги Дарвазского хребта (Мианаду), 4 – Центральный Памир (Язгулем), 5 – Юго-Восточный Памир (Гурумды); I – южная граница Тянь-Шаньской эпиплатформы, 2 – основные разрывные нарушения. I – передовая зона Южного Тянь-Шаня, II – внешняя зона Дарваза–Северного Памира, III – зона Центрального и Южного Памира.

Обозначения к типовым разрезам, справа – колонка фаций и сокращенных названий свит, разрез 1: хн – ханакинская, тш – ташкунтанская, гу – гурудская, бс – байсунская, кг – кугитанская; разрез 2: р – раватская, ф – фанская, кр – кухираатская, дж – джижикрутская, км – кухималекская, сф – суффинская, ис – искандерская, к – карабильская; разрез 3: ик – иокунжская, зз – зюрюзаминская, гр – грингская, дк – дейкаличская, сн – сарынамакская; разрезы 4 и 5: ис – истыкская, др – дарбазаташская.

Литологический и фациальный состав отложений: 1 – брекчия; 2 – конгломерат; 3 – песчаник грубозернистый; 4 – песчаник мелкозернистый; 5 – алевролит; 6 – аргиллит; 7 – пласты и прослои углито-аргиллита и угля; 8 – известняк; 9 – известняк песчаный; 10 – известняк глинистый, мергель; 11 – доломит; 12 – известняк доломитовый; 13 – известняк оолитовый; 14 – известняк органогенно-детритовый; 15 – известняк водорослевый; 16 – эвапориты; 17 – порфириды; 18 – туфы; 19 – туфоконгломераты; 20 – кора выветривания; 21 – карбонатный цемент и остатки растений; 22 – разрыв мощности. Фации: 23 – угленосных отложений застойных и проточных торфяных болот; 24 – грубообломочных отложений речных и пролювиальных конусов; 25 – глинисто-песчаных отложений пойм; 26 – алеврито-глинистых отложений озер; 27 – грубообломочных отложений приустьевых аллювия и дельт; 28 – алеврито-песчаных отложений приустьевых аллювия и дельт; 29 – вулканогенных отложений; 30 – алеврито-глинистых отложений заливов и лагун; 31 – алеврито-глинистых отложений открытого моря (глубокий шельф); 32 – карбонатных отложений открытого моря (мелкий шельф).

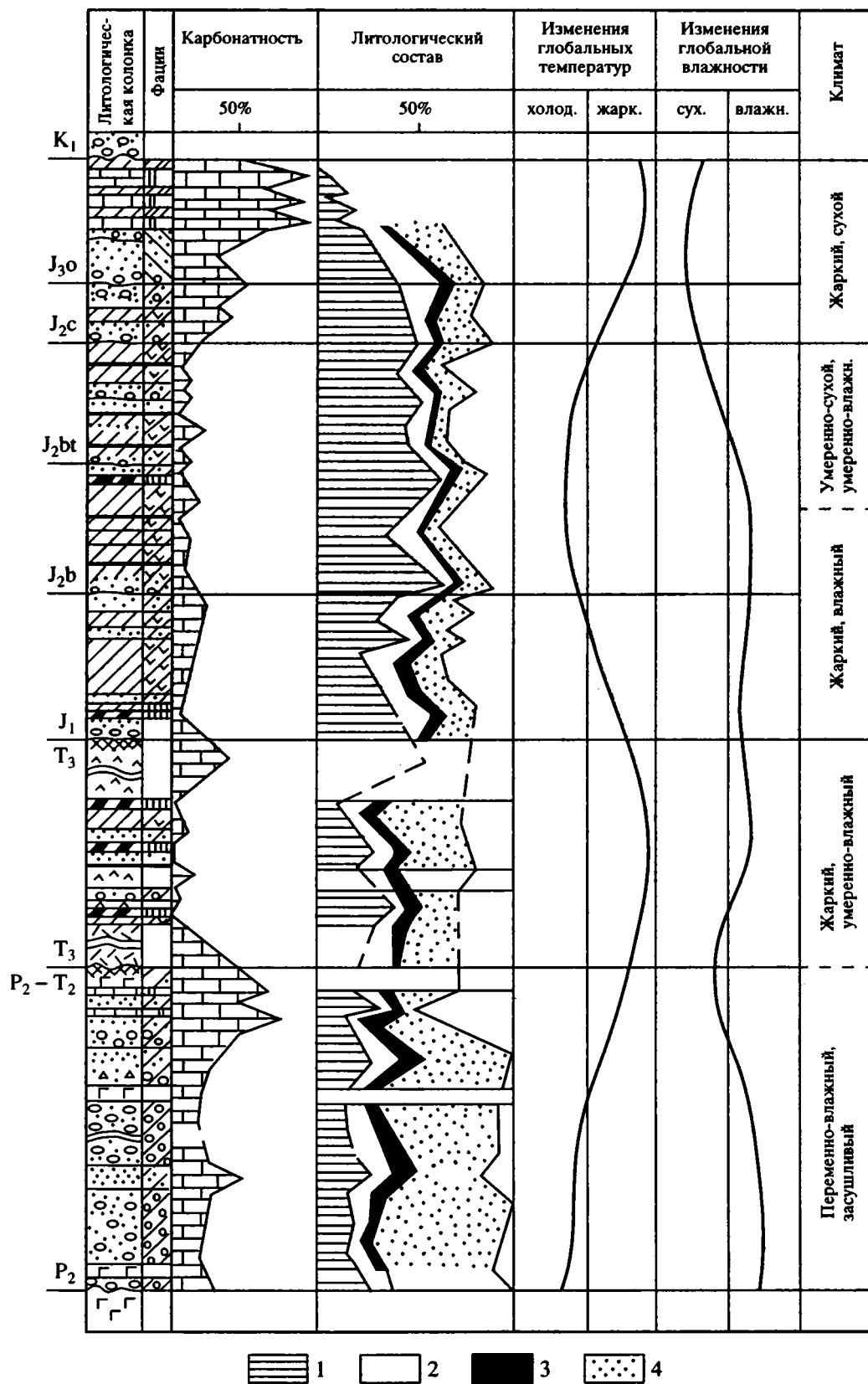


Рис. 2. Сводный литолого-стратиграфический разрез верхнепермских - верхнеюрских отложений Южного Тянь-Шаня (с данными изменений глобальных температур и влажности по Frakes, 1979). 1 – кварц, 2 – полевые шпаты; 3 – слюды; 4 – обломки пород. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

Нижне-среднеюрские отложения в большинстве изученных разрезов со стратиграфическим несогласием и перерывом перекрывают подстилающие пермо-триасовые грубообломочные образования или ложатся на гранитно-метаморфические породы палеозоя в местах отсутствия или размыва пермо-триасовых комплексов. Терригенные, континентальные по генезису, отложения нижней - средней юры второго этапа формирования осадочных бассейнов характеризуются иными литолого-фациальными особенностями. В наиболее типичных разрезах юрских угленосных формаций Зеравшан-Гиссарской области Тянь-Шаня базальные слои юры представлены либо аллювиальными русловыми песчано-конгломератовыми породами, либо угленосными песчано-глинистыми, местами залегающими на реликтах кор выветривания на приподнятых участках палеорельефа (рис. 1) (Полянский, 1985).

По составу и генезису базальные отложения юры отличаются от пермо-триасовых условиями образования в пределах унаследованных с триаса и разработанных к этому времени аллювиальных межгорных долин с незначительным участием пойменных и озерных отложений. По составу они преимущественно кварц-кремневые, аркозовые, реже – полимиктовые. Среди них выделяются русловые конгломераты с хорошо окатанной галькой молочно-белого кварца, темных и светлых кремнистых пород, однако при полном отсутствии галек известняков. Редко встречается галька гранитоидов, продукты разрушения которых переходят обычно в дресву песчано-гравийной размерности. Грубые породы линзовидно переслаиваются с разнообразными песчаниками от мелко- до крупнозернистых. Для них особенно характерны так называемые “пудинги” – крупнозернистые белые хорошо сортированные преимущественно кварцевые песчаники. Обычно в песчаниках зерна полевых шпатов затронуты процессами пелитизации и серицитизации, лейсты биотита сильно хлоритизированы (Полянский, 1985). Помимо процессов эпигенеза, проявившихся здесь под действием давления и температуры, несомненна роль палеоклимата и фациальной среды в указанных минеральных изменениях. При этом фациально-климатические обстановки, которые отличаются от триасовых, оказали существенное влияние на углеобразование в юрское время. Угольные пласты в основании юрского разреза имеют более выдержанное залегание, отчетливые почвенные горизонты с корневыми остатками, угли более чистые, менее зольные, чем в триасе, характерны повышенные содержания стойких к окислению липоидных компонентов.

Разрезы юрских угленосных отложений отличаются хорошо выраженной циклическостью аллювиально-озерно-болотного типа. Циклы, хотя

и незавершенного профиля, имеют четкую прогрессивную направленность осадконакопления от грубых к тонким отложениям. В целом динамика седиментации имела более устойчивый характер по сравнению с триасовой в условиях широких аллювиальных долин, наследующих пермо-триасовые рифтогенные прогибы. Все угленосные отложения насыщены остатками хорошо изученной макрофлоры. В их составе намечается явное преобладание теплолюбивых цикадофитов и папоротников, что свидетельствует о потеплении и устойчивом увлажнении климата, который уже можно отнести к влажному субтропическому гумидному. Такие условия благоприятствовали обильному накоплению и консервации растений-углеобразователей.

Все отмеченные особенности нижне-среднеюрских отложений характеризуют в целом длительный интервал геологического времени с относительно устойчивыми ландшафтными обстановками аллювиальных долин. К байосу - бату они трансформировались в обширные приморские аллювиально-дельтовые равнины, которые располагались по периферии материковых окраин Туранской плиты и ее восточного продолжения. К концу средней юры климат стал более засушливым. Особенно отчетливо и ярко эти климатические изменения проявились в северных районах Тянь-Шаньского орогена по периферии Палеоферганской депрессии, где господствовало континентальное осадконакопление. Начавшаяся в конце средней юры морская трансгрессия не отразилась здесь на изменении климата и геохимической среды так, как на юге Средней Азии. Проникновению моря в Палеоферганскую депрессию препятствовали поднятия рельефа на месте современного Туркестанского хребта. Море доходило с юга только до широты современной долины реки Зеравшан, где на месторождении Фан-Ягноб (рис. 1) отмечаются красноцветные карбонатные мелководно-морские отложения верхней юры (Полянский, 1985). Наступившая в это время аридизация климата вызвала усиление роли пролювиальных выносов и межконусных плейновых озер и появление карбонатных минеральных комплексов в составе осадков. Дополнительные сероцветные аллювиальные отложения в верхах разреза средней юры на угольных месторождениях Маркай и Сулюкта сменяются выше по разрезу грубыми красноцветными пролювиальными осадками. Они представлены пестроцветными и кирпично-красными плохосортированными брекчиевидными песчано-галечными и алевроито-глинистыми отложениями фаций коротких предгорных шлейфов и межконусных озер. Минеральный состав отложений реагировал на аридизацию климата усилением общей карбонатности и появлением обломков и прослоев известняка в составе терригенных отложений

(рис. 2). Состав песчаников стал более зрелым, приобрел полимиктовый характер за счет повышения содержания полевых шпатов, обломков глинистых пород, эффузивов и гранитов. В составе глинистых минералов отмечается уменьшение роли каолинита, гидрослюда и хлорита, появление смектитов, как типичных индикаторов аридных условий седиментации. Среди красноцветов батского возраста, ранее относимых к верхнеюрским, в Палеоферганской депрессии на месторождениях Шураб и Сулюкта нами были найдены остатки растений, в составе которых, по данным М.П. Долуденко, преобладают хвощи, мелколистные папоротники и цикадофиты, которые в целом говорят об аридизации климата (Полянский, Ведерников, 1987).

На границе средней и верхней юры можно наметить очередной крупный этап ландшафтно-климатической перестройки, отразившийся на фациальном и вещественном составе осадков (рис. 2). В конце бата отмечается прекращение углеобразования, появление пестрых и красных тонов окраски пород, что было связано со сменой гумидной геохимической среды седиментации на аридную. Как же эти изменения отразились на составе, строении и обстановках осадконакопления рассматриваемых отложений?

Выше указывалось, что отсутствие обломков известняка и значительные вторичные изменения полевых шпатов в ниже-среднеюрских отложениях по сравнению с триасовыми можно объяснить, помимо наложенных процессов эпигенеза, влиянием агрессивной среды гумидного климата. Начиная с келловей, в составе обломочного материала также отчетливо проявились изменения состава терригенно-минеральных ассоциаций. Вновь появляются обломки известняка и свежие плагиоклазы. По разрезу Фан-Ягноб в Центральном Таджикистане граница между сероцветными породами бата и красноцветами келловей фиксируется базальным горизонтом конгломерата с обильной плохо окатанной галькой известняка с "пестрой рубашкой" за счет поверхностного окисления (см. рис. 1). В составе пестроцветных и бурых песчаников зерна свежих, слабо измененных плагиоклазов составляют до 10 - 15% терригенно-минеральной ассоциации (ТМА), тогда как в угленосных отложениях бата они практически отсутствовали (Полянский, 1985). Поэтому их появление или исчезновение в разрезах можно объяснить лишь наложенными окислительными процессами.

Климатические изменения на границе средней и поздней юры в сторону потепления и аридизации создавали в морской мелководной среде неустойчивые, но в целом благоприятные геохимические обстановки. Они предохраняли от окисления обломочный материал и были во многом обусловлены

начавшейся с юга трансгрессией окраинных морей Мезотетиса. Карбонатные мелководно-морские отложения, представленные органогенно-детритовыми и афанитовыми пестроцветными известняками, несут следы аридизации климата в виде трещин усыхания, доломитизации, прослоев эвапоритов и пленок окисления на обломках пород во время кратковременного осушения бассейна.

Выделенные уровни палеоландшафтных и палеоклиматических перестроек на рубежах пермотриаса и ранней юры, средней и поздней юры, отраженные в составе, строении отложений и процессах седиментогенеза, позволяют использовать отмеченные литологические изменения в палеогеографическом, палеоклиматическом и корреляционном аспектах. Эти изменения в разновозрастных комплексах помогут распознавать и выделять отмеченные четкие стратиграфические уровни даже в сильно разобщенных разрезах, особенно бедных руководящими комплексами фауны и флоры. Исключительное значение приобретает возможность подобной корреляции в современных складчатых структурах, в зонах коллизии и сочленения разнотипных палеоструктурно-ландшафтных зон.

Примером подобной зоны сочленения является сложная структурная граница, отделяющая структуры Южного Тянь-Шаня и Дарваз-Памирской зоны. К северу от этого структурного шва располагались сильно расчлененные континентальные окраины Евразии с рассмотренными бассейнами континентального и окраинно-континентального типов, развивавшимися на гранитно-метаморфическом палеозойском основании.

ВНЕШНЯЯ ЗОНА ДАРВАЗА-СЕВЕРНОГО ПАМИРА

Между бассейнами собственно северной континентальной окраины Мезотетиса и "южной" Памиро-Лутской зоной в системе протяженных разломов зажата промежуточная узкая зона Дарваз-Северного Памира, которая представляет собой реликтовую систему былых карбонатно-терригенных угленосных формаций окраинно-континентального типа. В современных структурах эта зона слагает восточное обрамление Афгано-Таджикской депрессии и продолжается в Северный Афганистан. А.А. Белов (1981) относил ее к "раннекиммерийской складчатой зоне". Ее выделение он обосновывал одновременным, с его точки зрения, причленением в позднем триасе Памирских и Иранских блоков к южной окраине Евразии. Однако он сам подчеркивал (с. 184), что на Северном Памире "этот рубеж прямыми геологическими методами точно не фиксируется". По нашим данным (Полянский, 1985), процесс формирования аккреционной зоны южной окраины Евразии в Кавказско-Памирском сегменте

был асинхронным и растянут с позднего триаса на меридиане Кавказа до поздней юры или даже раннего мела на меридиане Памира. Ряд ранее рассмотренных литологических индикаторов, характеризующих время, границы и условия формирования осадочных бассейнов в различных климатических зонах, нашло отражение в специальной статье, посвященной этой проблеме (Полянский, 1986).

Взяв за основу изменение терригенно-минеральных ассоциаций в триасово-нижнеюрских и верхнеюрских отложениях, удалось показать резкие различия литолого-фациального состава, генезиса и климатических условий осадконакопления осадочных бассейнов по обоим бортам Афгано-Таджикской депрессии, которые в предмезозойское время и в раннем - среднем триасе были значительно разобщены (Белов, 1981). С позднего триаса, как указывалось выше, в условиях постепенной гумидизации климата началось накопление терригенных угленосных формаций аркозового состава и соответствующих осадочных бассейнов на южной окраине современного Тянь-Шаня. На Дарвазе после прекращения раннетриасовой морской трансгрессии наступил этап формирования граувакковых по составу терригенных гумидных угленосных формаций аллювиального генезиса грингской свиты (Полянский, Погорелая, 1971). В это время существовали разобщенные, вероятно на 250 - 300 км, разнотипные питающие провинции, сложенные на Дарвазе в основном пермскими терригенно-эффузивными породами основного состава, а на Гиссаре - гранитно-сланцевым комплексом. При этом выделяются изолированные в пространстве ТМА, взаимно не смешивающиеся в едином Афгано-Таджикском осадочном бассейне.

Иная палеогеографическая обстановка является в конце средней юры. В карбонатно-терригенных пестроцветных отложениях келловей Гиссара происходит изменение ТМА по сравнению с нижне-среднеюрскими. Песчаники приобретают полевошпат-граувакковый состав за счет увеличения количества кислых плагиоклазов и обломков эффузивных пород. Последние, скорее всего, начали поступать в предгиссарский осадочный бассейн с Дарваза, так как на Гиссаре подобные предъюрские отложения отсутствуют.

На Дарвазе (разрез Мианаду) в это время также произошла смена сероцветных граувакковых нижне-среднеюрских песчаников пестроцветными полевошпат-кварцевыми граувакками, в которых снижается содержание обломков эффузивов, появляются галька и прослой известняков, а выше - гипсов (рис. 1). Основной состав отложений верхней юры (дейкаличская и сарынамакская свиты) отличаются пестрой и красноцветной окраской, лучшей сортировкой алевроито-песчаниковых пород в условиях аллювиально-дельтовых

прибрежно-континентальных равнин. Здесь нет таких четких границ в смене палеоландшафтных и палеоклиматических обстановок на границе средней и верхней юры как на Гиссаре, что говорит о сравнительном однообразии процессов высокоскоростной лавинной седиментации. Однако в позднеюрское время эти окраинные зоны уже начинают проявлять черты сходства петрографического состава, семиаридных палеоклиматических и палеоландшафтных условий образования терригенных отложений. Все эти особенности свидетельствуют в пользу формирования с позднеюрского времени единого седиментационного бассейна для обеих зон в результате их сближения, но еще не достигшего современного положения в пределах Афгано-Таджикской депрессии (Полянский, 1986).

ЗОНА ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО ПАМИРА

В пределах Центрального-Южного Памира и западнее - Южного Афганистана, Лутского блока и зоны Загроса в начале мезозоя формировались совершенно отличные по фациальному составу мелководно-морские карбонатно-эвапоритовые бассейны (см. рис. 1).

В строении и литолого-фациальном составе триасово-юрских отложений, характеризующих эти осадочные бассейны, можно отметить ряд характерных особенностей. Они наиболее отчетливо проявились в Гурумдинской структурно-фациальной зоне на Южном Памире, особенно при взаимоотношении отложений триаса и юры (Полянский, Андреева, 1975; рис. 1). Верхнетриасовые отложения здесь представлены истыкской свитой с преобладанием песчаников и алевролитов, которые формировались в условиях жаркого климата в прибрежном сильно подвижном морском мелководье, дельтах и открытом шельфе (Кушлин, 1963). Растительные остатки, определенные еще В.Д. Принадой (1934), а затем Т.А. Сикстель (1960), характерны преобладанием цикадофитов при отсутствии гинговых. Основной объем органических остатков падает на комплекс верхнетриасовых двустворок и морских водорослей (Кушлин, 1981). Эти триасовые отложения практически не имеют аналогов в триасе Тянь-Шаня, но хорошо сопоставимы с верхнетриасовыми карбонатно-терригенными морскими отложениями Южного Афганистана, Восточного и Юго-Западного Ирана (Полянский, 1989). Выше с угловым несогласием с стратиграфическим перерывом, который охватывает в различных структурах Юго-Восточного Памира интервал от позднего рэта до конца ранней юры (поздний тоар), повсеместно залегают отложения нижней - средней юры. В стратотипическом разрезе Гурумдинского прогиба (рис. 1) эти

базальные отложения мощностью до 500 м (дарбазаташская свита) представлены снизу переслаиванием песчаников и конгломератов, состоящих из хорошо окатанной песчанниковой гальки пород истыкской свиты. Фактически эти отложения по составу больше тяготеют к отложениям триаса. Вышележащие юрские конгломераты мощностью до 80 м, в составе той же дарбазаташской свиты пролювиального генезиса, имеют другой состав обломочного материала. Он сложен плохоокатанными обломками (до 0.2 м) светлых мраморизованных известняков верхнего триаса, кварца, кремней и эффузивов среднего состава из верхнепермских толщ. В основании разрезов формировались красноцветные брекчиевидные конгломераты делювиально-пролювиального генезиса за счет размыва пород коры выветривания, местами развитой в кровле верхнего триаса (Полянский, Алиев, 1975).

Детальный анализ базальных отложений верхнего триаса и нижней юры позволил установить в них преобладание не аллювиальных фаций, как считалось ранее, а пролювиальных, характерных для обстановок жаркого засушливого климата. Вышележащие терригенно-карбонатные отложения нижней - средней юры в Гурумдинском прогибе представлены сложным комплексом чередования разнотипных мелководных органогенных известняков (оолитовых, водорослевых, часто доломитовых), чистых доломитов и хорошо сортированных песчано-алевритовых отложений. Обильная морская фауна: аммониты, двустворки, фораминиферы, остракоды, позволила датировать вмещающие отложения с точностью до подъяруса. В самом юго-восточном разрезе Южного Памира (Кунтей-сай), на перевале Безымянный в основании терригенно-карбонатной толщи нижней юры нами был описан единственный пока из обнаруженных в регионе горизонт белых гипсов мощностью до 20 м, залегающий среди известняков примерно в 100 м выше контакта базальной юры с песчаниками истыкской свиты верхнего триаса. Наряду с отмеченными признаками аридного или семиаридного климата в отложениях триаса-юры Южного Памира гипсы однозначно подтверждают этот вывод.

Аналогичные разрезы эвапоритово-карбонатных и терригенных отложений триаса и юры отмечены и к западу, в зоне Мезотетиса: в Южном Афганистане (Аргандаб, Нальбандон), блоке Лут, зоне Загроса и северо-восточном обрамлении Аравийской плиты (Ирак, Сирия) (Полянский, 1989). По условиям седиментации в рассматриваемое время эти осадочные формации и бассейны можно отнести к аридной палеоклиматической провинции с оазисами гумидности, которая прослеживается в северных гондванских блоках. При этом остается неясным, к какой части Тетисной зоны и на какие по возрасту палеогеографические

схемы можно нанести систему Памирских, Южно-Афганских – Южно-Иранских – Северо-Аравийских блоков, объединенных единством палеоландшафтных и палеоклиматических особенностей в раннем мезозое? На палеогеографической карте для ранней юры (История океана Тетис, 1987) эти блоки в виде архипелага островов среди мелководных морей с карбонатонакоплением ("карбонатная платформа") примыкали в юрское время к северной окраине Мезотетиса. Однако мелкий масштаб и слишком обобщенная датировка этих карт не позволяет однозначно определить положение во времени этих блоков по отношению к южной окраине Евразии. Несомненно одно, что эти блоки попадают в единую зону жаркого аридного климата, что не нашло отражения на этих схемах. В этой "островной зоне", однако, нет таких резких различий в климатических условиях между триасом и юрой, как в Тянь-Шане. Они стерты или затусованы влиянием существовавших в конце палеозоя – начале мезозоя условий теплых южных морей, временами мелеющих и даже пересыхающих.

Возникает естественный вопрос, можно ли по условиям седиментации эти триасовые и юрские "южные" бассейны отнести к аридной палеоклиматической провинции, которая была типична для блоков Гондваны? Наиболее современные палеогеографические построения на мобилистской основе для позднего нория (рис. 3) и среднего тоара (рис. 4, Atlas Tethys, 1993) в целом подтверждают эту точку зрения. На этих картах южные бассейны занимали промежуточное положение между Евразией и окраинами Аравийского материкового массива в зоне разобценных островных террейнов, дрейфующих к северу. Здесь преобладал аридный тип седиментации, представленный пестроцветными и красноцветными доломито-сульфатными и сульфатно-известковыми осадками без каких-либо признаков гумусовой органики. На упомянутых картах для позднего нория и среднего тоара (рис. 3, 4) современная зона Южного Памира (ЮП) располагалась в границах крупного субширотного островного террейна, вытянутого к востоку на 500 км в просторы глубоководной акватории Тетиса. Этот островной массив отделялся от Центрально-Иранской и Тянь-Шаньской полуостровной суши (между 20° - 35° сев. палеоширот) проливом шириной до 100 км и более, который обеспечивал изоляцию этого острова от материка. Остров в рассматриваемые интервалы времени покрывался гетерогенными по составу аридными осадками. Дарваз-Северопамирская палеоструктурно-фациальная зона примкнула к Евразии только с конца ранней юры (рис. 4). Однако блок Лут на этой карте отнесен к южной окраине основного материка. По моему мнению, его место в это время должно быть гораздо южнее, в пределах упомянутого острова, так как набор представленных там сульфатно-карбонатных отложений не

совместим с гумидными обстановками Центрального Ирана, где к отложениям нижней юры и нижнего байоса приурочена основная промышленная угленосность (Полянский, 1989). Вряд ли Лутский терреин мог "вклиниться" с юго-востока со своим специфическим аридным обликом в пределы Иранского массива в узкий промежуток времени между близкими этапами углеобразования. Даже на карте для плинсбаха (История океана Тетис, 1987) блок Лут показан на самом южном выступе

северного побережья Мезотетиса, в 200 км к югу от Табасского блока. Последний, как известно, находился в зоне раннемезозойского углеобразования.

Если обратиться снова к острову на рис. 3, 4, то необходимо отметить, что он представлял собой эвапоритовую платформу, расчлененную низменными областями денудации, на окраинах переходящую в мелководный терригенный шельф.

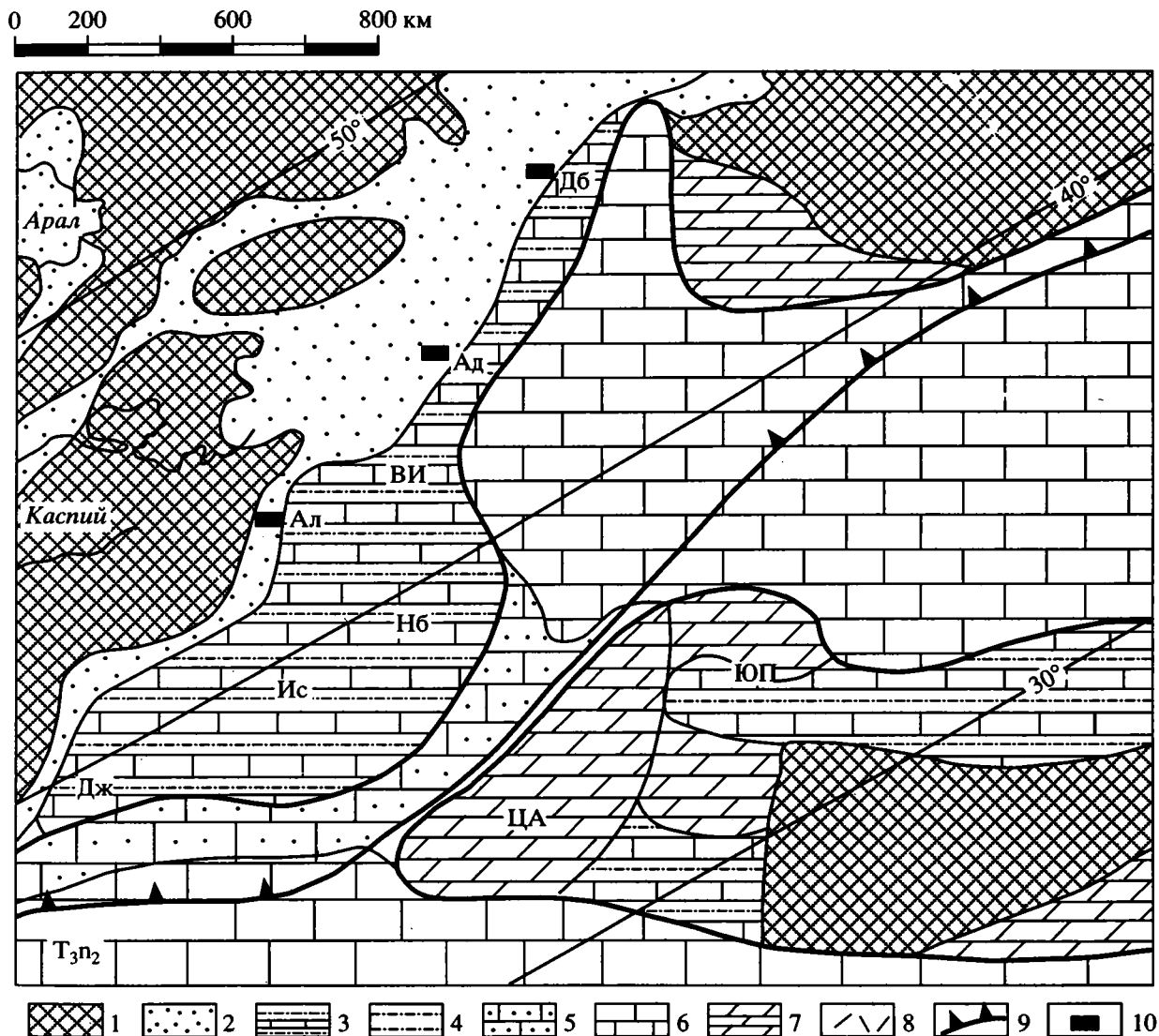


Рис. 3. Схематическая палеогеографическая карта центральной части зоны Тетиса для позднего нория (из Атласа палеогеографических карт Тетиса, Деркур Ж., Рикю Л.Е. и Врилинк Б., м-б 1 : 20000000 – Atlas Tethys..., 1993), с добавлениями автора.

1 – области денудации; 2 – речные и озерные отложения; 3 – терригенный шельф и мелководно-морские бассейны с чередованием терригенных и карбонатных отложений; 4 – мелководно-морские бассейны с песчано-глинистыми отложениями; 5 – морские глубоководные бассейны выше уровня карбонатной компенсации (УКК); 6 – морские глубоководные бассейны выше или ниже УКК (недостовверные данные); 7 – эвапоритовые платформы; 8 – магматизм; 9 – граница океанической субдукции; 10 – угленосные отложения. Значения северных широт даны для рассматриваемых этапов. Буквенные обозначения районов: Ал – Альбурс; ВИ – Восточный Иран; Ад – Акдарбанд; Дб – Доаб; Ис – Исфаган; Дж – Джульфа; Нб – Нейбанд; ЦА – Центральный Афганистан; ЮП – Южный Памир.

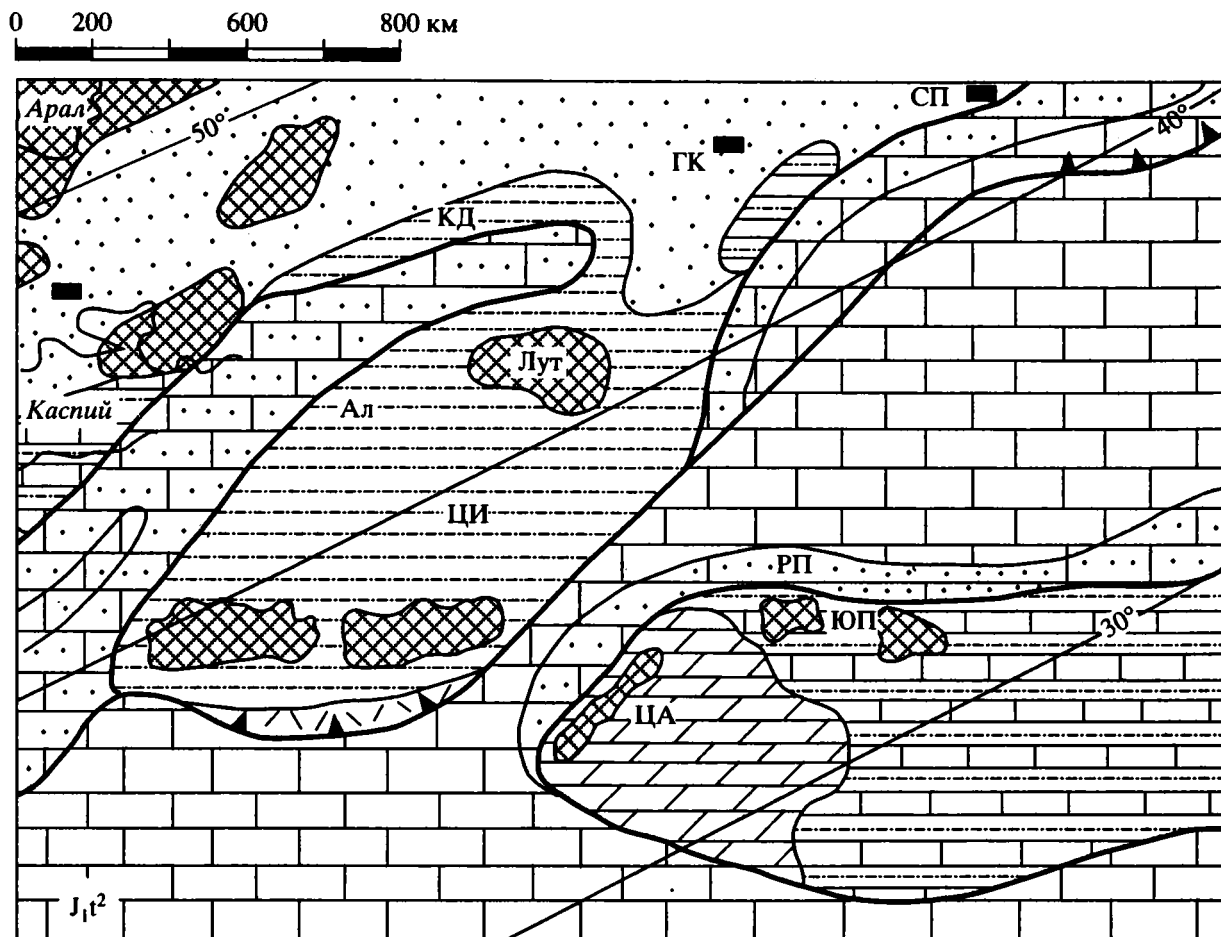


Рис. 4. Схематическая палеогеографическая карта центральной части зоны Тетиса для позднего тоара (из Атласа палеогеографических карт Тетиса, Деркур Ж., Рикю Л.К. и Врилинк Б., м-б 1 : 20000000 – Atlas Tethys..., 1993), с добавлениями автора. Буквенные обозначения районов: ЦИ – Центральный Иран; КД – Копет-Даг; ГК – Гиндукуш, СП – Северный Памир, РП – Рушанско-Пшартская зона. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

Подобные фации отмечались нами ранее для Южного Памира (Полянский, 1986). Тем самым Южный Памир можно однозначно относить к аридной зоне осадконакопления, более тяготеющей к Гондване, чем к Евразии.

Рассматриваемые палеогеографические реконструкции (Atlas Tethys..., 1993) в целом подтверждаются данными наших разрезов. Однако эти районы северной окраины Мезотетиса носили более сложный палеоландшафтный облик. На палеогеографических картах (см. рис. 3, 4) не были учтены верхненорийские и нижнеюрские угленосные отложения Северного и Центрального Ирана (Полянский, 1989).

Начиная с келловея, произошло сближение северных Гондванских блоков с северо-восточной окраиной Аравийской платформы за счет северного дрейфа последней примерно на 10° (Atlas Tethys..., 1993). Наши данные по анализу осадоч-

ных комплексов юры Афгано-Таджикской депрессии согласуются с рассматриваемыми картами (Полянский, 1986).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Перестройка структурного плана в конце палеозоя выразилась в расколе, растяжении и рифтогенезе эпигерцинских платформенных блоков Евразии, в частности в пределах структур юга Средней Азии. Она шла одновременно с началом формирования южной окраины аккреционного типа и раскрытия Мезотетиса. Анализ истории развития в этой зоне раннемезозойских осадочных формаций и бассейнов позволил выделить значительные фациальные, палеоландшафтные и палеоклиматические изменения на рубежах: 1 – поздней гермы – среднего-позднего триаса, 2 – позднего триаса и ранней юры, 3 – средней и позд-

ней юры, т.е. в начальные этапы существования теплой биосферы в мезозое.

В поздней перми - среднем триасе на данной территории установился переменно-влажный и засушливый климат. Он во многом повлиял на формирование контрастных по составу пролювиальных грубо- и тонкообломочных отложений. Они отлагались на слабо расчлененных равнинных ландшафтах в условиях заложения и инициального развития тектонически-неустойчивых конседиментационных рифтогенных структур.

Структуры и бассейны претерпели три этапа структурно-ландшафтного развития. В перм-триасе заполнение рифтогенных структур шло за счет процессов высокодинамичного неустойчивого делювиально-пролювиального грубообломочного осадконакопления, особенно в их прибортовых частях, и тонкого углисто-глинистого озерно-болотного - в центральных частях структур в засушливом климате. Поздний триас ознаменовался расширением рифтогенных прогибов, усилением углеобразования в условиях гумидизации климата, особенно в южных частях региона. В ранней - средней юре в результате расширения и компенсации прогибов стало преобладать более устойчивое цикличное аллювиальное гумидное осадконакопление. В начале поздней юры эти процессы сменились дельтово-прибрежно-морской карбонатно-терригенной седиментацией, но уже в условиях новой общерегиональной аридизации климата.

Выделенные рубежи ландшафтно-климатических перестроек, помимо смены литолого-фациального состава, сопровождались соответствующими изменениями терригенно-минерального состава пород. В условиях аридизации климата в конце перми - триасе и в начале поздней юры сохранялись от разложения обломки известняка, в песчаниках преобладал карбонатный цемент; зерна полевых шпатов и биотита отличались свежестью и слабыми вторичными изменениями из-за высоких значений рН среды. В составе глинистых минералов уменьшается роль каолинитов, гидрослюда и хлорита при увеличении содержания смектитов как типичных индикаторов аридного климата. Как правило, на указанных стратиграфических уровнях появляются пестроцветные и красноцветные окраски, особенно алевроглинистых отложений, трещины усыхания в песчаниках и пустынный загар на поверхности обломков и галек в грубообломочных отложениях.

В ранне-среднеюрских гумидных обстановках седиментации и углеобразования агрессивная окислительная среда приводила к полному разложению карбонатного материала и сильным изменениям полевых шпатов (серицитизация плагиоклазов и хлоритизация биотитов), среди глини-

стых полиминеральных компонентов преобладает каолинит.

Отчетливые изменения терригенно-минерального состава имеют огромное значение при корреляции изохронных изменений ландшафтных и климатических процессов в былых разобщенных блоках земной коры, особенно в современных аккреционных зонах южной окраины Евразии. При анализе осадочных формаций в пределах этой окраины с севера на юг были выделены три субширотные зоны: Южного Тянь-Шаня, Дарваза-Северного Памира и Центрально-Южного Памира, которые трассируются далее к западу, в сторону Афганистана и Ирана.

Динамика перемещения к северу выделенных зон анализировалась на основании состава, строения и генезиса реликтов слагающих осадочных формаций. Отчетливые рубежи ландшафтно-климатических изменений, отмеченные выше в более южных поясах, в сторону окраинных морей Мезотетиса, выражены не так отчетливо. По разрезам эти рубежи фиксируются все в более древних отложениях. Так, например, появление указанных признаков аридизации (красноцветность, повышение карбонатности и т.д.), отмеченные на Тянь-Шане в начале келловея, на Дарвазе появляются в начале средней юры. На Памире уже с верхнего триаса преобладало мелководно-морское карбонатонакопление с постепенным повышением доломитизации осадков, обмелением бассейна к концу ранней юры и появлением красноцветов. Все это доказывает формирование осадочных бассейнов этих зон не в их современном структурном положении, а гораздо южнее, в границах архипелага континентальных блоков северной окраины Мезотетиса с более аридными условиями седиментации, что в целом согласуется с современными мобилистскими палеогеографическими построениями (История океана Тетис, 1987).

На основании анализа ТМА триасовых и юрских осадочных бассейнов рассмотренных зон удалось с достаточной долей уверенности установить динамику асинхронного формирования северной аккреционной окраины Мезотетиса с запаздыванием с запада на восток, что было рассмотрено в предшествующих публикациях. Сближение Дарваз-Памирских блоков с южной окраиной Тянь-Шаня произошло не раньше поздней юры, тогда как на меридиане Кавказа-Западного Ирана оно датируется поздним триасом. Подобная динамика асинхронного сближения рассматриваемых зон противоречит ранее предложенной А.А. Беловым (1981) схеме одновременного сочленения Иранского, Афганского и Памирского блоков с южной окраиной Евразии и формирования "раннекеммерийского складчатого пояса" вдоль всей южной окраины Евразии, который в современных

структурах, скорее, можно отнести к киммерийскому. Во всяком случае, на меридиане Памира длина дуги сочленения Афганского и Памирского блоков с Тянь-Шанем должна была быть минимум на порядок больше, чем на меридиане Кавказа, в зоне сближения Иранского блока с Кавказско-Каспийской зоной Евразии.

Исследования проведены при финансовой поддержке Проекта 1.5.2а программы "Глобальные изменения климата и среды".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бебешев И.И.* Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта. М.: Наука, 1976. 135 с.
- Белов А.А.* Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 211 с.
- Буртман В.С., Пейве А.В., Руженцев С.В.* Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 152 - 172.
- Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М.: Недра, 1973. 380 с.
- Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
- Добрускина И.А.* Триасовые флоры Евразии. М.: Наука, 1982. 182 с.
- История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии РАН, 1987. 155 с.
- Кушлин Б.К.* Стратиграфия триасовых отложений Центрального Памира // Материалы по геологии Памира. Душанбе: Дониш, 1963. Вып. 1. С. 67 - 78.
- Кушлин Б.К.* О водорослевой природе палеодиктионов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4. С. 67 - 78.
- Полянский Б.В.* Этапы процессов раннемезозойского континентального осадконакопления в Зеравшано-Гиссарской горной области // Литология и полезн. ископаемые. 1985. № 2. С. 47 - 56.
- Полянский Б.В.* К проблеме сочленения Гондваны и Евразии // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 120 - 133.
- Полянский Б.В.* Мезозойские угленосные формации северной окраины Мезотетиса. М.: Наука, 1989. 181 с.
- Полянский Б.В., Алиев С.Н.* О литологической характеристике и условиях формирования базальных отложений юры в бассейне р. Аличур (Юго-Восточный Памир) // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1975. № 2(56). С. 76 - 81.
- Полянский Б.В., Андреева Т.Ф.* О юрской карбонатной формации на Памире // Литология и полезн. ископаемые. 1975. № 1. С. 50 - 61.
- Полянский Б.В., Ведерников В.В.* Пестроцветы бата Южной Ферганы (обоснование возраста и генезиса) // Литология и полезн. ископаемые. 1987. № 3. С. 55 - 61.
- Полянский Б.В., Погорелая Д.Д.* Литологическая характеристика триас-юрских отложений Дарваза // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971. С. 111 - 120.
- Принада В.Д.* Древнемезозойские растения Памира // Тр. ТПЭ. В. IX. 1934. 86 с.
- Сикстель Т.А.* Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Ташкент: СамГУ, 1960. 147 с.
- Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Dercourt J., Ricou L.E., Vrielinck B. (eds). Paris, 1993.
- Frakes L.A.* Climates throughout Geologic time. Elsevier, 1979. P. 246.

Рецензенты М.Н. Чумаков, М.А. Жарков

УДК 553.492:551.585

ЛАТЕРИТНЫЙ ЭЛЮВИЙ И ПРОДУКТЫ ЕГО ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ – ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТОВ АПТ-ТУРОНСКОГО ВРЕМЕНИ

© 1995 г. Ю. Г. Цеховский*, И. Г. Щипакина**, И. Н. Храмцов**

* Геологический институт РАН,
109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия** Институт литосферы РАН,
109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

Поступила в редакцию 13.12.93 г., получено после доработки 16.03.94 г.

Показана важная роль латеритных и каолиновых кор выветривания, а также продуктов их перемыва в качестве индикаторов палеоклиматов для теплых меловых веков (апта, альба, сеномана и турона). На палинспастической основе составлены схематические карты местонахождений бокситов (с привлечением дополнительных данных по каолиновым глинам, кварцевым пескам, железным рудам), раскрыты закономерности их распределения в древних климатических поясах палеоконтинентов, выявлены гумидные оазисы в аридных ландшафтах низких широт и показано рождение из этих оазисов экваториального пояса.

Ключевые слова. Палеоклимат, меловые века, латеритные и каолиновые коры выветривания, бокситы.

Влияние климата на характер и интенсивность процессов выветривания давно подмечено геологами и почвоведом. Оценивая роль элювия как индикатора палеоклиматов, В.М. Синицын (1980, с. 18) отмечает: “каждому типу климата свойственен особый тип выветривания, своеобразный по степени и глубине разложения пород, по характеру миграции и аккумуляции химических элементов, по интенсивности распада и синтеза минеральных соединений. Древние коры выветривания являются объективными показателями климатов прошлого и более надежными, чем остатки организмов, которые до некоторой степени могли приспосабливаться к менявшимся условиям климата путем выработки особых биологических функций”.

ОБСТАНОВКИ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ

Многие исследователи полагают, что климатические обстановки, при которых осуществляется процесс латеритного выветривания и бокситообразование существенно не менялись по крайней мере на протяжении мезозоя (Лисицына, 1973 и др.). Для современной эпохи отмечается приуроченность процессов латеритного выветривания и бокситообразования к гумидным ландшафтам экваториального или тропического климатических поясов (Бушинский, 1971; Синицын, 1976; Бардошши, 1981; Ушаков и др., 1984; Богатырев, 1988 и др.) с диапазоном широт 0 - 30°, со среднегодовыми температурами не ниже 20 - 22°C, влажностью свыше 1200 - 1500 мм/год, температурами теплого и холодного месяцев не ниже 26 - 27 и 15 - 18°C, радиационным балансом 120 - 180 ккал/см² в год. В области гумидных субтропиков (со среднегодовыми температурами не ниже 15°C, суммарной

солнечной радиацией около 100 ккал/см² в год) интенсивность латеритного процесса резко ослабевает или прекращается совсем, но каолиновые коры выветривания еще продолжают формироваться.

Большинство вышеназванных авторов считает термические параметры климата субтропиков неблагоприятными для формирования месторождений бокситов, хотя минералы свободного глинозема здесь местами образуются. Лишь в отдельных публикациях (Синицын, 1976) допускается возможность возникновения бокситов в жарких субтропиках (районах, непосредственно прилегающих к тропическому поясу).

По вопросу о степени увлажнения жаркого гумидного климата, благоприятного бокситообразованию, мнения геологов расходятся. Часть авторов считает, что этот климат должен быть равномерно влажным с годовой суммой осадков 9000 - 10000 (Акаемов и др., 1975) или 1500 - 3000 мм/год (Ушаков, Ясаманов, 1984), однако большинство геологов предполагает его переменнo-влажный характер (Синицын, 1980; Бардошши, 1981 и др.) или допускают наличие широкого диапазона обстановок от переменнo-влажных до постоянно влажных с годовой суммой осадков от 1200 до 10000 мм (Бушинский, 1975; Богатырев, 1988).

Таким образом, несмотря на некоторые разногласия в трактовке параметров влажности климата, способствующего бокситообразованию, данный процесс связывается всеми исследователями с гумидным климатом и высоким термическим режимом, характерным для современных жарких (экваториального и тропического) поясов Земли.

Необходимо отметить, что в гумидных ландшафтах экваториального и тропического поясов

Земли формируются как латеритные, так и каолиновые коры выветривания, причем последние обычно имеют доминирующее распространение. На их фоне возникновение современного латеритного элювия и продуктов его перемыва – осадочных бокситов – явление локальное, контролируемое многими причинами (тектоникой, рельефом, условиями дренажа, наличием благоприятного субстрата и карстующихся карбонатных пород и др.), что подробно рассмотрено во многих публикациях (Бушинский, 1975; Михайлов, Куликова, 1977; Бардошши, 1981; Цеховский, 1987; Бокситоносность..., 1988 и др.).

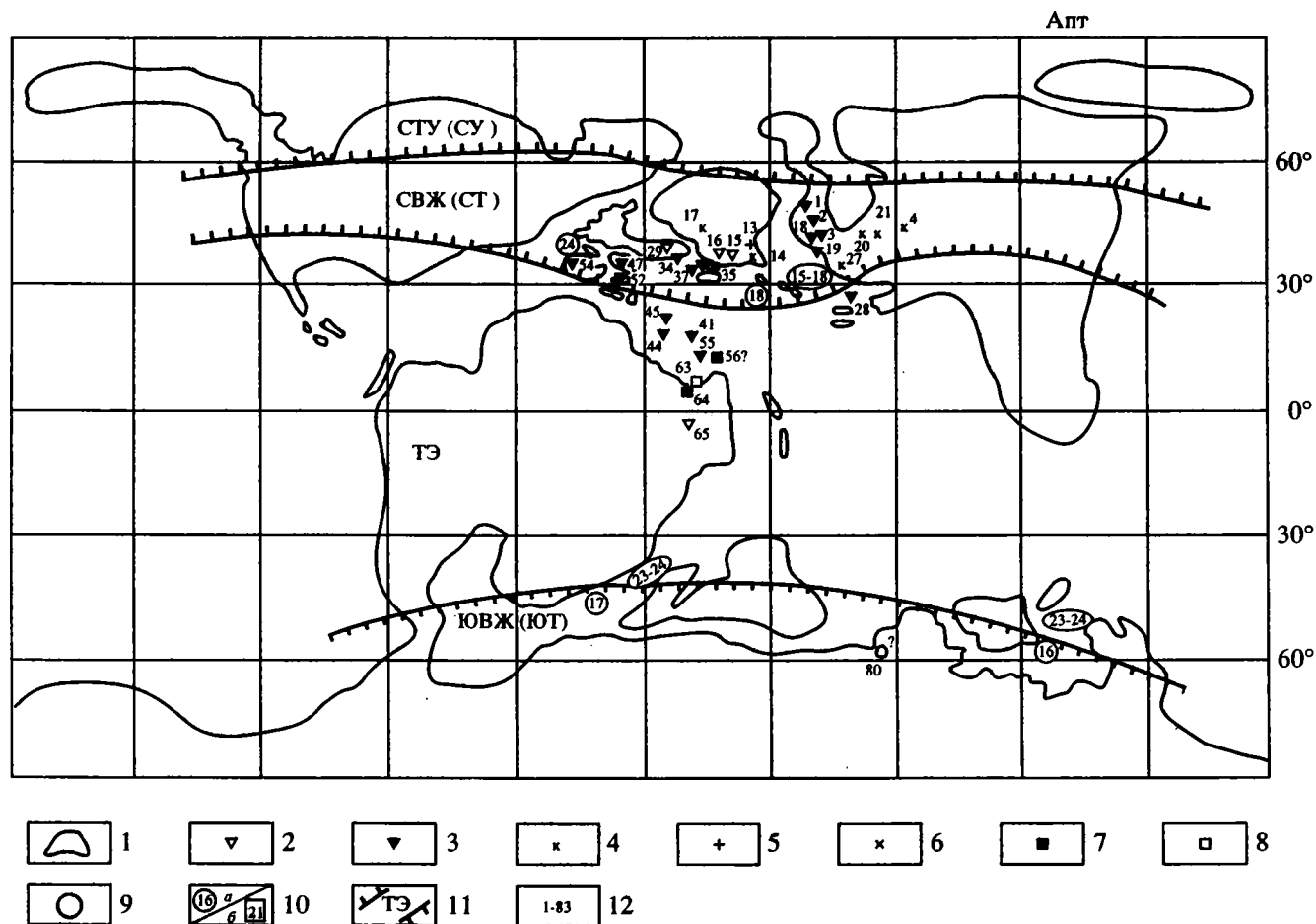
К продуктам физического или химического разрушения характеризуемых кор выветривания, помимо бокситов и каолиновых глин, относят “зрелые” по составу кварцевые породы (алевролиты, песчаники, галечники), а также обломочные или хемогенные (оолитовые) железные руды.

Важно отметить, что каолиновые и латеритные коры выветривания характеризуют палеоклиматические обстановки непосредственно в местах их формирования. Осадочные бокситы и обломочные железные руды являются близкими продуктами переотложения кор выветривания, причем первые могут возникать и на месте накоп-

ления осадков, вследствие процессов их вторичной латеритизации. Удаленность от первичных элювиальных источников морских оолитовых железных руд и залежей кварц-каолиновых пород может составлять десятки и сотни километров. Кроме того, известно, что для формирования месторождений бокситов необходим более узкий диапазон колебаний климатов, чем для возникновения каолиновых глин, кварцевых песков, железных руд. Это выделяет первые из числа других образований коры выветривания и продуктов ее перемыва в качестве наиболее важных палеоклиматических индикаторов, чему способствует еще и хорошая изученность глиноземистых пород в разных регионах Земли из-за их большой практической значимости.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ И ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В АПТ-ТУРОНСКОЕ ВРЕМЯ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

На схематических картах (рис. 1 - 4) для аптского, альбского, сеноманского и туронского времени, построенных на палинспастической основе



с учетом палеоклиматических реконструкций Н.М. Чумакова с соавторами (1995), где показаны контуры древних континентов, положение палеоклиматических поясов, нами нанесены места локализации бокситов (месторождения, их группы или рудные районы, проявления). Все они представлены континентальными, элювиальными или осадочными образованиями, исключая глиноземистые породы Туруханского района Сибири, которые локализованы в прибрежно-морских песчаниках. По минеральному составу бокситы характеризуемых веков подразделяются (Бардошши, 1981 и др.) на гиббситовые, бёмитовые, гиббсит-бёмитовые.

Залежи каолиновых или кварц-каолиновых пород, которые нередко встречаются вместе с бокситами или парагенетически связаны в районах совместного их распространения с глиноземистыми рудами, специально не выделялись. Они показаны лишь за пределами площадей бокситообразования, где могут характеризовать широкий диапазон жарких и теплых гумидных обстановок с климатами, напоминающими современный экваториальный, тропический и субтропический.

В отдельных случаях нами дополнительно привлекались данные по обломочным континентальным или хемогенным оолитовым морским железным рудам. Первые обычно связаны с перемывом железистых латеритов, часто формирующихся на породах ультраосновного состава в жарких гумидных ландшафтах. Вторые установлены в различных климатических поясах (от экваториального до умеренного) и поэтому не могут служить в качестве точных индикаторов термического режима. Однако они однозначно указывают на наличие гумидных обстановок и поэтому их рационально использовать там, где иные более однозначные индикаторы палеоклиматов отсутствуют.

Основные сведения о строении, составе и возрасте характеризуемых образований взяты из следующих публикаций: по Азии (Бардошши, 1981; Бушинский, 1975; Бировец, Лузановский, 1972; Долгополов, 1988; Бобров, 1968; История..., 1987; Киселев и др., 1974, 1988; Коры выветривания, 1979; Курбатов и др., 1972; Новиков, 1980; Пельтек, 1971; Федоров, 1993; Шуб, 1988, 1989), по Европе (Бардошши, 1981; История океана,

Рис. 1. Схематическая карта распределения бокситов и других продуктов выветривания в апте. Условные обозначения к рис. 1 - 4.

1 – граница суши (денудационной и аккумулятивной); 2 – латеритные бокситы; 3 – латеритно-осадочные и осадочные бокситы; 4 – каолиновые коры выветривания; 5 – осадочные каолины; 6 – кварц-каолиновые породы; 7 – 8 – железные руды: 7 – континентальные, 8 – морские; 9 – кварцевые конгломераты и песчаники; 10 – палеотемпературы по изотопии кислорода: а – для одного века (апт, альб), б – для нескольких веков (сеноман - кампан); 11 – границы климатических поясов и их индекс по данным Н.М. Чумакова и др. (1995) с уточнениями авторов: ЭК – экваториальный гумидный, ТЭ – тропическо-экваториальный жаркий аридный, СТУ (СУ) – северный теплоумеренный, СВЖ (СТ) – северный гумидный внутротропический жаркий, СА – северный аридный жаркий (тропический), ЮА – южный аридный жаркий (тропический), ЮВЖ (ЮТ) – южный гумидный внутротропический жаркий. В скобках даны прежние названия поясов по Н.М. Чумакову и др. (1995): (СУ) – северный высокоширотный умеренный гумидный, (СТ) – северный среднеширотный теплый гумидный, (ЮТ) – южный среднеширотный теплый гумидный; 12 – номера рудных районов, месторождений, проявлений (или их групп), площади развития кварц-каолиновых пород. В скобках указаны индексы ярусов мела: апта (а), альба (al), сеномана (s), турона (t), вопросительный знак (?) свидетельствует о датировке возраста с точностью до отдела (нижний или верхний мел). Россия: 1 – Серовский (a-al), 2 – Алапаевско-Ржевско-Сухоложский (a-al), 3 – Каменско-Челябинско-Курганский (a-al); Сибирь: 4 – Бийско-Барнаульский (a-al, s-t), 5 – Кузнецко-Алтауский (al), 6 – Чулымо-Енисейский (al-s), 7 – Восточно-Енисейская (al), 8 – Канско-Тасеевская (al), 9 – Тунгусская (al), 10 – Подкаменно-Тунгусский (al-s), 11 – Туруханский (al-s), 12 – Таймырская (al?); Воронежская область: 13 – Латненское (а), Ендов Лог (а); Ростовская область: 14 – южное крыло Ростовского поднятия (a-al); Украина: 15 – Смелянский (a-al), 16 – Володарско-Волынский (a-al). Белоруссия: 17 – Гродненская область (a-al). Казахстан: 18 – Южно-Уральский (Варненский, Карталинский, Брединский, Кустанайский, Джетыгоринский) (a-al), 19 – Мугоджарский (a-al), 20 – Жалаулинский (а), 21 – Белогорская (а), 22 – Западно-Тургайский (s-t₁), 23 – Центрально-Тургайский (s-t₁), 24 – Павлодар-Экибастузский (s-t₁), 25 – Западно-Кокчетавский (s-t₁), 26 – Восточно-Кокчетавский (s-t₁). Узбекистан: 27 – Кызыл-Кумская (a-al), 28 – Зеравшанский хребет (Якхана) (a-al). Чехия: 29 – Богемский массив (Летовице, Ранск, Скутеч, Рыхнов) (a-al), 30 – Каданское (s). Словакия: 31 – Дриёновице, Маркушевец (s), 32 – Мойтин (t). Австрия: 33 – Тироль, Зальцбург, Утерлауса, Дрейштеттен (t). Венгрия: 34 – Альпшопере, Теш (а). Румыния: 35 – Падуря-Краюши (а). Болгария: 36 – Трын (s). Югославия: 37 – Власеница (а), 38 – Истрия, Огорье (al), 39 – Черногория: Стара-Цена-Гора, Петровице, Великоле, Цовена-Кита, Биела Поляна (al), 40 – Словения: Надрт, Винице, Метлица (t). Греция: 41 – Парнас (а), 42 – Элеулис, Мандра, Мегара (al), 43 – Геликон, Парнас, Киона (t). Италия: 44 – Лаго-Негро (а), 45 – о. Сардиния, Нурра (а), 46 – Средняя Италия: Абрुцца, Кампания (s), Апулия: Сан-Джовани, Ротондо, Спинацола (s-t), Франция: 47 – Пиренеи, Аржеш (a-al), 48 – Пиренеи, Сен-Поль де Фенуйе (al), 49 – Прованс: Ривест, Алло (al), 50 – Прованс: Бриньоль (s), 51 – Лангедок: Казуль, Сен-Шиньян (t). Испания: 52 – Каталония: Мазстраго (а), 53 – Пиренеи: Мерида (t). Португалия: 54 – Андоринья (а). Турция: 55 – массив Мендерес (а), 56 – Орендуцу (K₁), 57 – Тавро-Загридский (al-s), 58 – Зонгулак (al), 59 – Западный Тавр, Сердишехир (s), 60 – Кычик, Корас-Себилье (t). Иран: 61 – Шираз (низы K₂?). Сирия: 62 – Антиливанский (a-al₁), 63 – Пальмирский (a-al₁). Ливан: 64 – Ливанско-Палестинский (а). Саудовская Аравия: 65 – Аз-Забирах (a-al). Африка: Египет: 66 – район Асуана (al-s), Судан: 67 – Джебель Юм Найзем (al-s), 68 – Джебель Тавейша (al-s), 69 – Джебель Нагишуш (al-s), 70 – Тагабо Хилз (al-s), 71 – Омдурман (al-s), 72 – Шенди (al-s), 73 – Гебель Абиад (t), 74 – Вади Ховер (t). Западная Африка: 75 – Мали-Нигерийская синеклиза (s-t), 76 – Либерийский щит (s-t). США: 77 – Джорджия и Южная Каролина (K₂). Чили: 78 – Центральные Анды (t-сенон). Венесуэла: 79 – гора Рорайма (s). Австралия: 80 – бассейн Перт (а), 81 – полуостров Гов (al₃-K₂), 82 – полуостров Кейп-Перт, Уэпп (t).

Альб

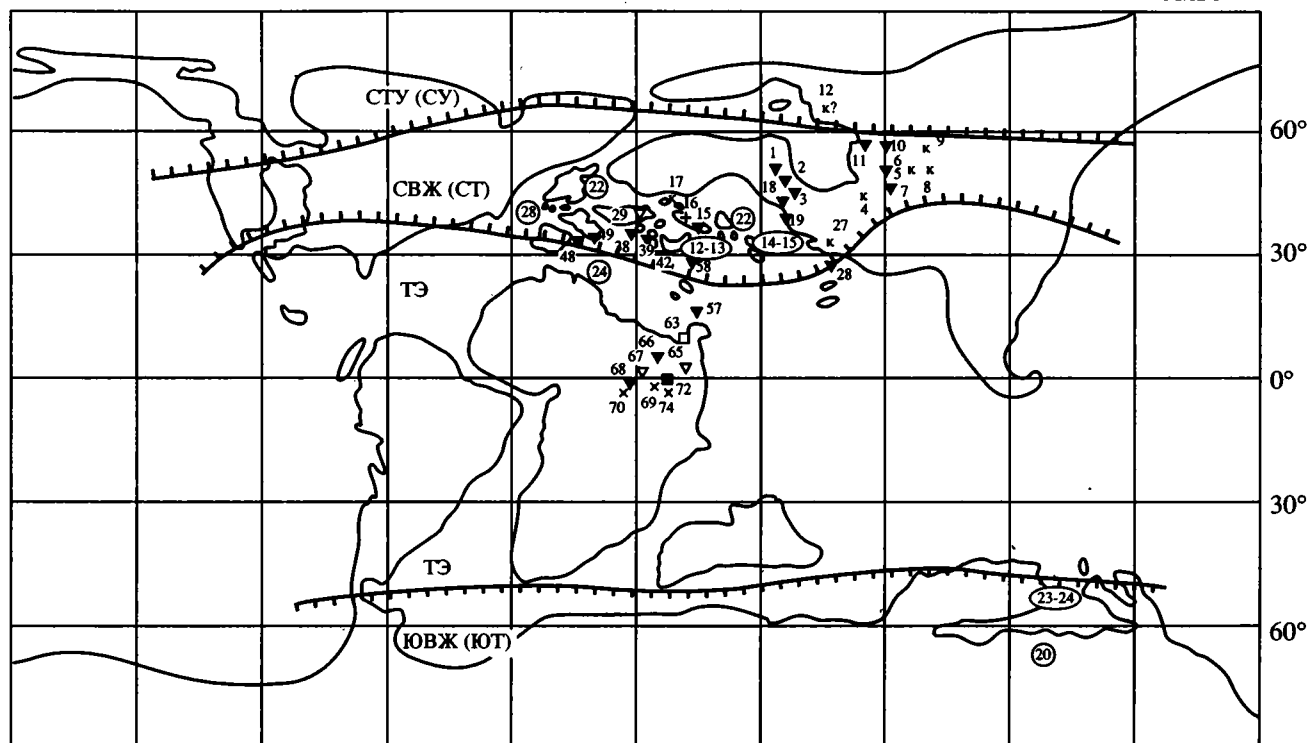


Рис. 2. Схематическая карта распределения бокситов и других продуктов выветривания в альбе. Условные обозначения см. на рис. 1.

Сеноман

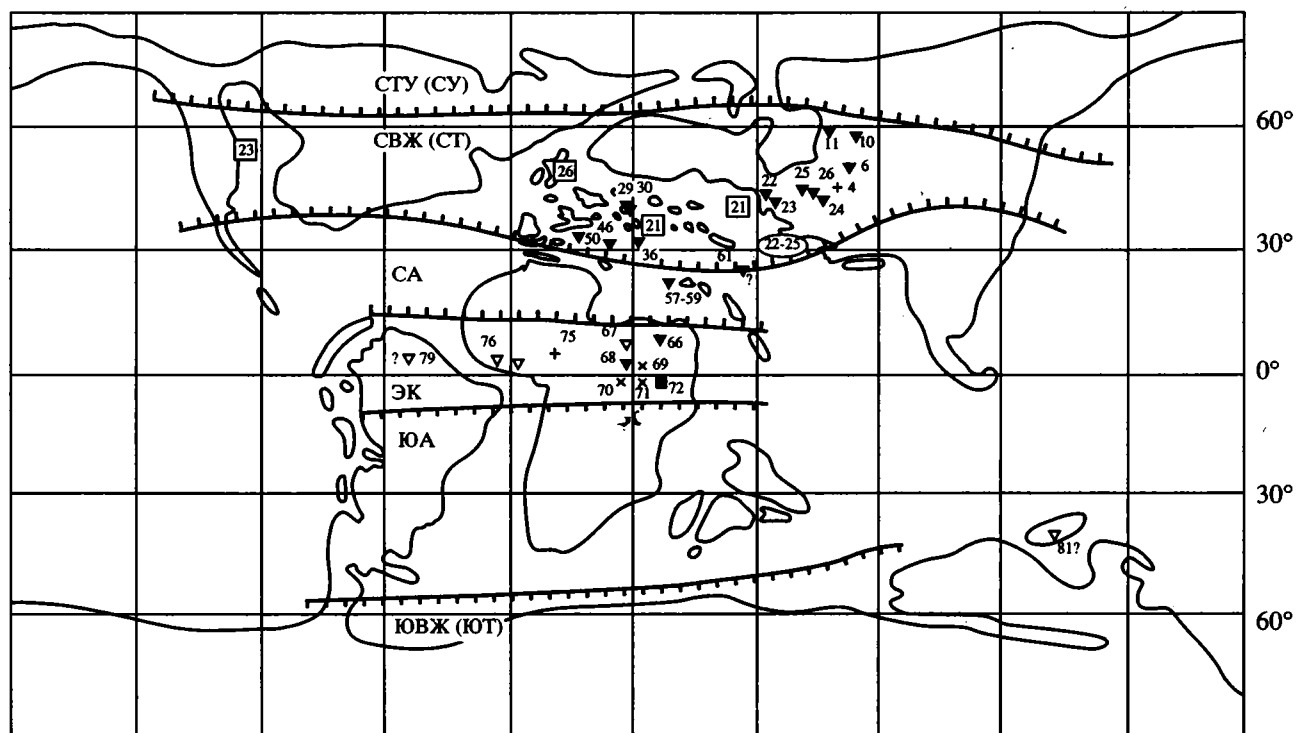


Рис. 3. Схематическая карта распределения бокситов и других продуктов выветривания в сеномане. Условные обозначения см. на рис. 1.

Турон

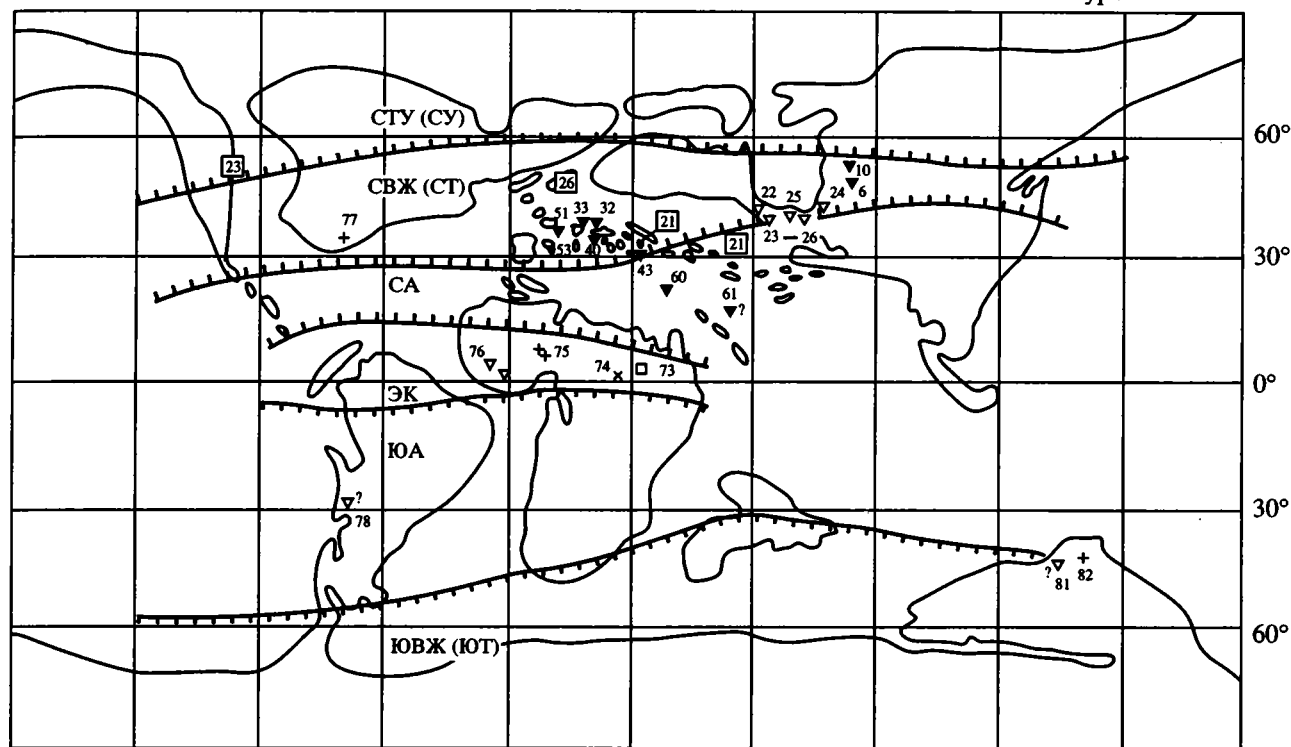


Рис. 4. Схематическая карта распределения бокситов и других продуктов выветривания в туроне. Условные обозначения см. на рис. 1.

1987; Конта и др., 1963; Кривцов, 1969; Махнач и др., 1973; Савко, 1977; Шамрай и др., 1967; Bardossy et al., 1990, Kuzvart, 1969), по Африке и Аравии (Селиверстов, 1983; Цеховский и др., 1994; Bardossy et al., 1990, Fischer et al., 1987, Hirsch, 1984, Germann et al., 1990, Greigert, 1967, Petranek et al., 1980, Wycisk et al., 1990), по Северной Америке (Домбровский, Муррей, 1984; Tschudy, Patterson, 1975) Южной Америке (Bardossy, Aleva, 1990; Aleva, 1984), Австралии и Новой Зеландии (Муррей, 1980; Сомм, 1980; Edgell, 1964; Wellman, 1959).

Из приведенных схематических карт видно, что наиболее интенсивное боксито- и каолинообразование в характеризующие меловые века осуществлялись в Северном полушарии на территории Лавразии и древних островах океана Тетис. В то же время для Северной Америки выявлены лишь отдельные участки с каолинонакоплением в туроне (штаты Джорджия и Южная Каролина).

На материках гондванской группы характерные отложения или коры выветривания встречаются редко, главным образом в пределах древних приэкваториальных районов Африки и фрагментарно – на территории Австралии, Новой Зеландии и Южной Америки, где их возрастные датировки нередко носят предположительный характер.

Главной причиной ослабленного боксито- и каолинообразования в низких палеоширотах на материках гондванской группы являлось господство здесь аридного палеоклимата (Чумаков и др., 1995). Возникновение на этой древней аридной суше гумидного экваториального пояса приходится на сеноман и турон, что сразу активизирует здесь процессы выветривания и бокситообразования. Учитывая распределение данных литологических индикаторов палеоклимата можно считать, что первые небольшие гумидные оазисы в низких палеоширотах существовали в апте (см. рис. 1) и еще ранее, в неокоме, на севере Аравийской плиты (территории Сирии, Ливана, Палестины, Саудовской Аравии). Это способствовало формированию здесь железисто-каолиновых и латеритных кор выветривания, континентальных и морских железных руд, кварц-каолиновых осадочных пород – типичных индикаторов жарких гумидных ландшафтов (Цеховский и др., 1994; Petranek, Jassim, 1980; Bardossy, 1990).

В альбе (рис. 2) площади распространения подобных образований, помимо участков Аравийской плиты, отмечаются во внутренних областях Африки – Верхнем Египте и Северном Судане. Здесь на севере Африканского плато и в окрестностях Нубийского щита отмечены реликты профилей выветривания латеритного типа на гранитах,

гнейсах и сланцах (район Джебель Юм Найзем, северный Кордофан) (Germain et al., 1990). Переотложенные продукты выветривания представлены песчаниками и конгломератами с каолиновым цементом и прослоями каолиновых глин. Они установлены в окрестностях Тагабо Нилз (северный Дарфур), Джебель Нагашуш (северный Кордофан), а осадочные бокситы – в окрестностях Джебель Тавейша (северный Кордофан) и Асуана (Верхний Египет). Континентальные оолитовые гетитовые железняки с прослоями каолиновых глин широко развиты юго-западнее Нубийского щита в районах Шенди, Кабюши, Ум Али, Джебель Керейба, Джебель Ханадир и Мерхият Джебель (Wycisk et al., 1990).

В сеномане (рис. 3) цепь гумидных оазисов не только сохраняется на площади между Кордофанским блоком Африканского плато и Нубийским щитом, но и распространяется далее внутрь Африки вплоть до западного побережья, впервые реально подтверждая появление здесь экваториального климатического пояса. При этом на Либерийском щите формируются латеритные коры выветривания, а в Мали-Нигерийской синеклизе – осадочные каолиновые глины и железняки. Гумидные обстановки появляются в это время и на других глыбах распавшейся Гондваны, в частности, Южноамериканской. Реликты латеритных бокситов предположительно сеноманского или более молодого возраста сохранились на Гвианском щите (горы Рорайма) (Aleva, 1984).

В туроне участки развития латеритно-каолинового элювия или продуктов его переотложения (бокситов, кварц-каолининовых пород, железных руд) намечают собою контуры древнего экваториального гумидного пояса (рис. 4) Африки (севернее и северо-восточнее Кордофанского блока на Африканском плато, в районах Джебель Абиад и Вади Ховер, а также на западе Африки – на Либерийском щите и в Мали-Нигерийской синеклизе). В средних и высоких широтах Южного полушария небольшие участки развития латеритно-каолинового элювия или продуктов его переотложения (бокситов – кварц-каолининовых пород) сохранены в отдельных, появившихся в сеномане, гумидных оазисах аридного южного пояса (Южная Америка, район гор Рорайма в Венесуэле), и, кроме того, они фиксируют появление в сеномане и туроне внетропических жарких гумидных областей на севере Австралии (полуострова Гов и Кейп-Йорк).

Широкое развитие апт-туронских жарких гумидных ландшафтов в пределах континентов Лавразийской группы Северного полушария создавало в целом благоприятный фон для проявления здесь процессов интенсивного химического выветривания и накопления коррелятных продуктов. Наиболее массовое формирование данных продуктов выветривания происходило в средних палеоширотах Центральной и Западной Лавразии.

Пояс обильного распространения этих продуктов прослеживается здесь от восточной части Сибирской платформы через древнюю сушу Казахстана, Урала и Южной Европы вплоть до ее западной окраины (районов Испании). Максимальную ширину (свыше 3000 км) пояс имеет на востоке (где он прослеживается от Кызылкумов до Северного Урала), а в более западных районах его ширина сужается и ограничивается площадями Центральной и Южной Европы.

К числу районов, где существовали обстановки, препятствующие массовому возникновению продуктов выветривания на древней суше, относились области с аридным и умеренно-теплым климатом (соответственно на юго-востоке Азии и в пределах северной части Евразии и Северной Америки), а также территории с горным или сильно расчлененным равнинным рельефом (восточная часть Азии, западная часть Северной Америки).

На жаркой гумидной меловой материковой суше большая часть месторождений каолиновых глин и бокситов располагалась в пределах слабо холмистых равнинных ландшафтов, часто представляющих собою пенеплены, которые в той или иной мере нередко примыкали к морским побережьям или обрамляли их. Это относится, в частности, к Уральской, Казахстанской, Сибирской, Зеравшанской суше, расположенной вокруг северо-восточных морей океана Тетис и Западно-Сибирского моря, имевшего связь с арктическим бассейном. Такая пространственная приуроченность древних месторождений бокситов к приморским ландшафтам различных континентов Земли подмечена уже давно и обычно связывается с повышенной влажностью здесь палеоклимата, что благоприятствует формированию продуктов глубокого химического выветривания пород (Родин, Филатов, 1980).

Помимо континентальных блоков значительная часть продуктов выветривания располагалась на апт-туронских островах (рис. 1 - 4). Наибольшее их число было приурочено к морям северного обрамления океана Тетис; в тихоокеанском палеобассейне подобные острова имелись в пределах Новой Зеландии и Северной Австралии. Обстановки, благоприятствующие образованию характеризуемых пород, во многом соответствовали отмеченным выше для материковых ландшафтов (наличие жаркого или теплого гумидного климата, слабо расчлененный рельеф).

Для бокситов, возникших на древних островах в районах сплошного карбонатакопления, дискуссионным является вопрос о первичном источнике силикатного вещества, необходимого для их образования. Для данных районов гипотеза терра-росса часто не способна объяснить имеющиеся фактические данные, и предполагается, что источником силикатного субстрата в древних геосинклинальных областях был вулканический

пепел (Калугин, 1967; Бардошши, 1981), причем очаги вулканизма могли располагаться и за пределами характеризуемых островов. Таким образом, вулканическая активность способствовала здесь бокситообразованию, что, например, было характерно для ряда островов тетисных морей, сложенных карбонатными породами.

При анализе карт распределения продуктов выветривания для апта, альба, сеномана и турона (см. рис. 1 - 4) выясняется, что отмеченные выше главные закономерности их местоположения во времени и пространстве мало меняются. Хотя площади формирования каолиновых глин и бокситов для рассматриваемых ярусов нередко смещаются, но в большинстве случаев не выходят за пределы определенных районов. Диапазон палеоширот распространения бокситов охватывал территорию от древнего экватора до 50° - 60° с.ш. и до 45° ю.ш., а каолиновых глин, с учетом таймырских и новозеландских проявлений (возраст которых пока точно не установлен) достигал 65° с.ш. и 75° ю.ш. соответственно в альбе и туроне.

Для характеризуемых меловых веков наблюдается смещение массового бокситообразования из низких в средние палеошироты, особенно ярко проявившееся на территории Евразии. Ранее уже отмечалось, что ослабленное бокситообразование низких широт в рассматриваемое время было связано с господством на данной территории аридных ландшафтов. Лишь в средних широтах одновременно с общей гумидизацией палеоклимата резко усиливалось бокситообразование. Если основываться на том, что древние климатические пояса Земли должны были пространственно тяготеть к тем же палеоширотам, что и современные, то характеризуемые бокситы Евразии окажутся на территории субтропиков и умеренного пояса, термический режим в которых был значительно выше, чем в настоящее время.

Геологи обычно считают (Frakes, 1979 и др.), что весь меловой период (и особенно конец раннего - начало позднего мела) является самым теплым временем в истории Земли, с максимальным потеплением в альбе. В работах, рассматривающих историю бокситообразования фанерозоя (Бардошши, 1981; Bardossy, Aleva, 1990), показано, что одно потепление еще не создает необходимых предпосылок для формирования глиноземистых руд и лишь в обстановке одновременной гумидизации климата возможно их массовое возникновение. Поэтому максимум бокситообразования не совпадает с альбским климатическим оптимумом (рис. 5), а оказывается смещен в относительно более прохладные эпохи конца мела - начала палеогена, где стимулирующим фактором рудообразования явилась не только усиливающаяся гумидизация климата, но и благоприятный тектонический режим, способствующий пенеплениза-

ции обширных пространств древней суши (Цеховский, 1987).

Необходимо отметить, что существует и иная точка зрения (Ушаков, Ясаманов, 1984), которая связывает с альбским веком глобальное относительное похолодание. По мнению этих авторов, наиболее теплые палеоклиматы меловой истории Земли относятся к турон-коньякскому времени.

При палеоклиматических реконструкциях, кроме рассматриваемых литологических индикаторов, нами были привлечены данные палеотермометрии морских вод, полученные с помощью изотопного и магнетиального методов и заимствованные из ряда публикаций (Ронов, Балуховский, 1981; Ушаков, Ясаманов, 1984). Для апта отмечены (см. рис. 1) следующие значения палеотемператур: в низких палеоширотах (0 - 30° с.ш. или ю.ш.) - 18°C (Закавказье), в средних широтах Северного полушария (30° - 60° с.ш.) - 15 - 24°C (Средняя Азия, Крымско-Кавказский регион) и 19 - 21°C (Северная Америка, без привязки точки на карте). В средних широтах Южного полушария (30° - 60° ю.ш.) они колебались в диапазоне 16 - 24°C для Центральной и Северной Австралии и Южной Африки.

В альбе (см. рис. 2) в низких палеоширотах (Северная Африка) значения палеотемператур составляли 23 - 24°C. В средних широтах Северного полушария высокие палеотемпературы (22 - 28°C) отмечены на территории Западной Европы и, кроме того, установлено их снижение для Калифорнии и других районов США до 19 - 21°C, которое особенно сильно проявилось (Ушаков, Ясаманов, 1984) в среднем альбе, до 8 - 10°C на юге Восточно-Европейской платформы и до 14 - 15°C в пределах Кавказа и Средней Азии. Для средних широт Южного полушария, на территории Индостана, Южной Африки и Северной Австралии, альбские палеотемпературы составляли 22 - 24°C, причем даже на юге Австралии (в области высоких широт) палеотемпература составляла 20°C.

Для сеноман-коньякского времени приводятся палеотемпературы лишь для средних палеоширот Северного полушария, которые повсеместно колеблются здесь в диапазоне 21 - 24°C.

Сравнивая значения палеотемператур морских вод низких и средних палеоширот апта, альба, сеномана, турона и современных температур, можно отметить следующее. В низких палеоширотах их резкое изменение, сравнительно с современными температурами, не фиксируется. В то же время палеотемпературы в средних палеоширотах (30° - 60° с.ш. и ю.ш.) значительно выше современных. Ранее отмечалось, что в этих областях с апта по турон активно происходило боксито- и каолинообразование, которое могло осуществляться лишь при жарком гумидном климате, напоминающем современный экваториальный или тропический. Это подтверждается и значениями

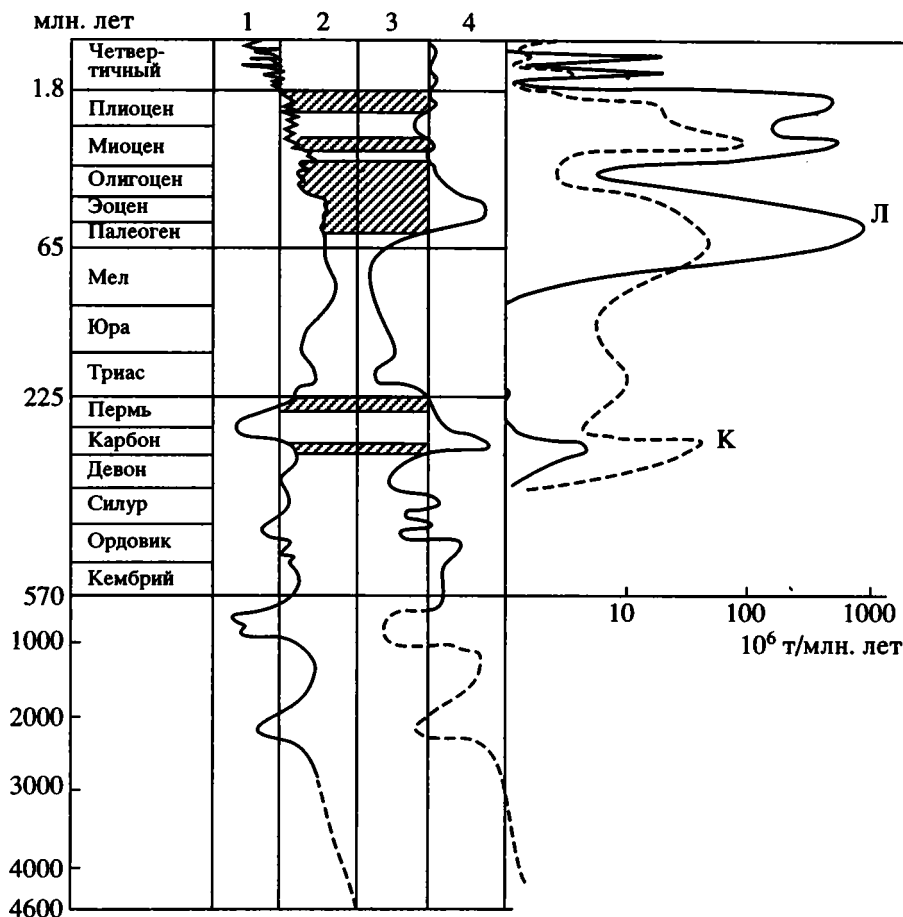


Рис. 5. Кривые температур, количество осадков и распределение карстовых (К) и латеритных (Л) бокситов во времени (по Bardossy, Aleva, 1990). Средние глобальные температуры сравнительно с современными: 1 – холодные, 2 – теплые. Среднее глобальное количество осадков сравнительно с современными: 3 – сухо, 4 – влажно. Заштрихованное поле указывает на наиболее благоприятные периоды образования латеритных и карстовых бокситов.

палеотемператур, которые часто испытывают колебания в диапазоне 20 - 28°C. Правда, местами для апта и альба отдельные авторы (Ушаков, Ясаманов, 1984), основываясь преимущественно на магнетиальном методе, приводят аномально низкие значения палеотемператур (12 - 15°C) для северо-восточных окраинных морей океана Тетис. Однако с такими низкими значениями палеотемператур трудно согласиться, так как на древней суше, обрамляющей эти моря, происходило массовое бокситообразование, что требовало высокого термического режима. Так, например, в пределах одной лишь уральской суши, по данным А.В. Федорова (1993) возникло 113 апт-альбских месторождений и проявлений бокситов, которые объединены на картах (см. рис. 1, 2) в составе их рудных районов (в рудном районе № 1 - 4, № 2 - 24, № 3 - 74, № 4 - 13). Большое число апт-туронских месторождений и проявлений глиноземистых руд имеется и в других группах месторождений или рудных районах, расположенных на древней суше Мугоджар, Северного Казахстана и Сибири.

Вопрос о климате древней гумидной суши, расположенной в средних палеоширотах, оказывается дискуссионным. С одной стороны, в апт-туронских морях, омывавших данную сушу, судя по литолого-палеогеографическим реконструкциям (Чумаков и др., 1995) прекращалось формирование барьерных рифов, характерных для низких широт, что может свидетельствовать в пользу некоторого похолодания климата и выделения северного субтропического пояса. С другой стороны, в атлантических и на западе тетисных морей, расположенных в данном поясе, фиксируются высокие значения палеотемператур – 22 - 28°C (см. рис. 1 - 4), которые характерны для современных тропических зон. С последними палеоклимат древних средних широт сближает массовое бокситообразование в апт-туронское время на территории Европы и западной Азии.

В целом имеются основания считать, что климат данного древнего пояса с массовым бокситообразованием, большая часть которого расположена в пределах средних палеоширот, должен

характеризоваться как жаркий. Однако значительная удаленность рассматриваемого пояса от палеоэкватора должна была приводить к неравномерному освещению поверхности суши в зимние и летние месяцы и, следовательно, несколько различному ее прогреванию в это время, что не характерно для тропиков. Нам представляется нерациональным относить климат этого пояса, далеко удаленного от тропических палеоширот, к категории тропических (например, ослабленный тропический или квазитропический), что предлагается в ряде публикаций (Синицын, 1980; Ушаков, Ясаманов, 1984 и др.). Также нецелесообразно считать данный климат с массовым бокситообразованием субтропическим или теплым (Чумаков и др., 1995). Вероятно, более правильно именовать его гумидным внетропическим жарким и соответственно выделять Северный и Южный гумидные внетропические жаркие пояса.

Следует отметить, что характеризующиеся пояса древнего гумидного климата отличались от современного климата средних широт не только высоким термическим режимом, но и повышенной влажностью. Учитывая постоянство физико-химических констант, благоприятствующих бокситообразованию, можно считать, что параметры влажности климата в меловых средних палеоширотах значительно превышали обычные для этих мест современные средние показатели (600 - 800 мм/год) и были не ниже значений 1200 - 3000 мм/год. В рассматриваемые века среднего мела запасы атмосферной влаги, связанные с высоким ее испарением в низких широтах (во многом определяющие влажность климата на Земле), мало расходовались здесь с дождями из-за преимущественно аридного характера суши. Поэтому основная часть мобилизованной здесь влаги переносилась воздушными течениями в средние палеошироты, где и располагалась главная область их атмосферной разгрузки, значительно более обширная по площади и более дождливая, сравнительно с современной эпохой.

В высоких палеоширотах апт-туронского времени (за 55° - 60° с.ш. и ю.ш.) намечаются теплоумеренные пояса Северного и Южного полушария. Процессы химического выветривания продолжались здесь в ослабленной форме и большей частью отмечались в областях, прилегающих к внетропическим жарким климатическим зонам обоих полушарий Земли (где местами формировались (см. рис. 1 - 4) элювиальные или осадочные кварц-каолиновые породы, но месторождения бокситов здесь уже не возникали). Для данного климатического пояса на севере Урала и Сибири отмечаются значения палеотемператур морских вод (Ушаков, Ясаманов, 1984) в апте не выше 14°C, в альбе - 3 - 8°C. Этот древний климатический пояс, для которого характерны находки остатков теплолюбивой растительности и насе-

комых, а также динозавров, предлагается именовать умеренным (Чумаков и др., 1995). Однако, по нашему мнению, характер древних процессов выветривания, реликты теплолюбивой фауны и флоры с большим основанием позволяют относить палеоклимат данного пояса к теплоумеренному.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования апт-туронских образований, связанных с процессами древнего выветривания, позволяют авторам решить ряд вопросов реконструкции палеоклиматов апт-туронского времени.

1. Дополнить и развить представление о зарождении и развитии в меловое время гумидного экваториального пояса из отдельных его оазисов в диапазоне палеоширот 0° - 10° для Северного и Южного полушарий.

2. Показать существование древних гумидных внетропических жарких поясов, где осуществлялось массовое бокситообразование и каолинонакопление, занимающих обширные площади суши в диапазоне палеоширот от 30° до 55° - 60° в Северном полушарии и от 40° до 45° в Южном.

3. Намечать существование гумидных теплоумеренных поясов, где прекращалось бокситообразование, но местами продолжалось формирование каолиновых кор выветривания и продуктов их перемыва с примерными диапазонами палеоширот 60° - 70° в Северном полушарии и 45° - 60° в Южном.

Необходимо иметь в виду, что наши выводы о палеоклиматах апт-туронского времени основаны, главным образом, на анализе особенностей развития древних кор выветривания и продуктов их перемыва. Возможно, с привлечением более полного набора различных индикаторов палеоклиматов (литологических, палеонтологических и физических) настоящие выводы могут быть уточнены.

Авторы выражают признательность за ценные советы доктору геолого-минералогических наук Н.М. Чумакову и профессору, доктору геолого-минералогических наук М.А. Жаркову.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 93-05-8877 "Теплая биосфера".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акаемов С.Т., Пастухова М.В., Теняков В.А., Ясаманов Н.А. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли // Генезис бокситов. М.: Наука, 1975. С. 55 - 58.
- Бардошиш Д. Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 456 с.
- Бировец В.В., Лузановский А.Г. О перспективах поисков меловых бокситов в Южном Узбекистане // Геология, методы изучения и прогнозирования бокситов Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1972. С. 62 - 66.

- Бобров Е.Т.* Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 122 с.
- Богатырев Б.А.* Роль климатического фактора в бокситообразовании // Бокситоносность главных тектонических структур земной коры. М.: Наука, 1988. С. 224 - 226.
- Бокситоносность главных тектонических структур земной коры. М.: Наука, 1988. 247 с.
- Бушинский Г.И.* Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 415 с.
- Долгополов В.Ф.* Мезозойские рифты Казахстана и перспективы их бокситоносности // Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности. М.: Наука, 1988. С. 117 - 122.
- Домбровски Т., Муррей Х.* Торий – ключевой элемент для распознавания меловых и третичных каолинов Джорджии и Южной Каролины? // Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984. Т. 15. С. 130 - 135.
- История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии, 1987. 151 с.
- Калугин А.С.* О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей // Литология и полезн. ископаемые. 1967. № 1. С. 3 - 22.
- Киселев Л.И., Габитов Р.К., Киселева В.В., Попович Ю.П.* Латериты Западного Казахстана. Алма-Ата: КАЗИМС, 1974. 97 с.
- Киселев Л.И., Пономаренко З.К.* Главные бокситоносные районы Тургайского прогиба Центрального Казахстана // Бокситоносность главных тектонических структур земной коры. М.: Наука, 1988. С. 121 - 134.
- Конта И., Кужварт М.* Латеритные и бокситовые породы на территории Чехословакии // Кора выветривания. Вып. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 138 - 156.
- Коры выветривания Сибири. М.: Недра, 1979. Кн. 1 - 219 с. Кн. 2 - 248 с.
- Кривцов А.И.* Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Ч. 2. М.: Недра, 1969. 328 с.
- Курбатов А.В., Каськов Б.А.* Коры выветривания в связи с поисками бокситов // Геология, методы изучения и прогнозирования бокситов Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1972. С. 36 - 39.
- Лисицына Н.А.* Вынос химических элементов. М.: Наука, 1973. 225 с.
- Махнач А.С., Левых Н.Н.* Литология и геохимия кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973. 288 с.
- Михайлов Б.М., Куликова Г.В.* Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977. 158 с.
- Муррей У.* Месторождение НУС и другие месторождения района Мак-Артур-Ривер, Северная территория // Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980. Т. 1. С. 358 - 371.
- Новиков В.М.* Латеритные и осадочные бокситы Мугоджар и Орского Зауралья. М.: Наука, 1980. 133 с.
- Пельтек Е.И.* Месторождения бокситов Енисейского кряжа и Сибирской платформы // Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971. С. 221 - 256.
- Родин Р.С., Филатов В.Ф.* Условия образования и размещения латеритов в тропическом поясе Земли и локализация областей бокситообразования на Сибирской платформе // Минералогия зон гипергенеза. М.: Наука, 1980. С. 174 - 180.
- Ронов А.Б., Балуховский А.Н.* Климатическая зональность материков и общие тенденции изменений климата в позднем мезозое и кайнозое // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 5. С. 118 - 134.
- Савко А.Д.* Минералого-генетическая характеристика глин северного склона Воронежской антеклизы // Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежского университета, 1977. Вып. 4. С. 3 - 10.
- Селиверстов Ю.П.* Ландшафты и бокситы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 262 с.
- Синицын В.М.* Климаты латерита и боксита. Л.: Недра, 1976. 152 с.
- Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 246 с.
- Сомм А. Гов* // Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980. С. 112 - 116.
- Ушаков С.А., Ясаманов Н.А.* Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 167 с.
- Федоров М.В.* Периодичность бокситообразования в истории развития земной коры Урала. М.: МГРИ, 1993. 299 с.
- Цеховский Ю.Г.* Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. 187 с.
- Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Джаббур Р.* Гидротермально-осадочный литогенез юрско-меловых отложений Аравийской плиты (для континентальных палеоландшафтов) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 2. С. 33 - 41.
- Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Джаббур Р.* Гидротермально-осадочный литогенез юрско-меловых отложений Аравийской плиты (для морских палеоландшафтов) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 3. С. 50 - 59.
- Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б., Долуденко М.П., Каландзе Н.Н., Лебедев Е.А., Пономаренко А.Г., Раутин А.С.* Климатическая зональность в середине мелового периода // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 42 - 63.
- Шамрай И.А., Орехов С.Я., Желдаков М.Е.* Древние коры выветривания и каолины Нижнего Дона // Результаты геологических исследований на территории Нижнего Дона и Нижней Волги. Ростов: Изд-во Ростовского ун-та, 1967. С. 67 - 75.
- Шуб В.С.* Модель формационного прогнозирования экзогенного оруденения на Урале // Рудоносность осадочных комплексов. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 85 - 98.
- Шуб В.С.* Геоморфологические условия образования и критерии оценки меловой бокситоносной формации // Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности. М.: Наука, 1988. С. 220 - 226.
- Aleva G.J.J.* Lateritization, bauxitization and cyclic landscape development in the Guina Shield // Bauxite. Jacob J.L. (ed.). Proc. Bauxite Symposium. Los Angeles; New York, 1984. P. 297 - 318.
- Bardossy G., Aleva G.J.J.* Lateritic bauxites. Budapest: Akademia Kiado, 1990. 624 p.

Calvache P.C. Kaolin Deposits Colombia // Rep. XXIII Ses. (IGC) Czechoslovakia, 1968. Proc. of symposium 18. Prague, 1969. P. 97 - 100.

Edgell H.S. The correlative value of microplankton in the Cretaceous of the Perth Basin // Rep. Geol. Surv. West. Aust, 1964. P. 50 - 55.

Fischer K., Germann K., Schwarz T. Late Cretaceous Lateritic deposits in Upper Egypt // Current reserch in African earth sciences. Matheis, Schondeemeies (eds). Rotterdam, 1987. P. 187 - 190.

Frakes L.A. Climates throughout geologic time. Elsevier Sci. Amsterdam, 1979. 310 p.

Germann K., Fischer K., Schwarz T. Accumulation of Lateritic weathering products (kaolins, bauxitic laterites, iron-stones) in sedimentary basins of the Northern Sudan // Berliner. gewiss. Abh.(A). V. 120.1. 1990. P. 109 - 147.

Greigert I., Pougnet R. Essai de description des formations geologiques de la Republique du Niger // Mem. BRGM. Paris, 1967. № 48. 230 p.

Hirsch F. The Arabian sub-plate during the Mesozoic // The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ. 1984. № 17. P. 217 - 223.

Kuzwart M. Kaolin Deposits of Czechoslovakia // Rep. XXXIII Ses. (IGC) Czechoslovakia, 1968. Academia: Prague, 1969. V. 15. P. 47 - 75.

Petranek J., Jassim S.Z. Iron ore Deposition Within Arabian Peninsula in time and Space // J. Geol. Soc. of Iraq. V. 13. № 1. 1980. P. 179 - 185.

Suc M., Bliskovsky M., Byday T. Geological history of the territory of the Czechoslovakia Socialist Republic. Geol. Surv. Prague, 1984. 398 p.

Tschudy R.H., Patterson S.H. Palynological evidence for Late Cretaceous, Paleocene and Early and Middle Eocene ages for strata in the kaoline Belt Central Georgia // J. Res. U.S. Geol. Surv. 1975. V. 3. № 4. P. 437 - 445.

Wellman H.W. Divisions of the New Zealand Cretaceous // Trans. Roy. Soc. N.Z. 1959. V. 87. P. 99 - 163.

Wycisk P., Klitzsch E., Jas C. and Reunolds O. Intracratonal sequence development and Structural control of Phanerozoic strata in Sudan // Berliner gewiss. Abh. (A), V. 120.1. 1990. P. 45 - 86.

Рецензенты М.А. Жарков, Н.М. Чумаков

УДК 551.7.003:551.7

БИОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ И ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ

© 1995 г. В. В. Черных

*Институт геологии и геохимии РАН,
620219 Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 09.06.93 г.

Рассмотрены основные вопросы, касающиеся использования хронологических шкал в зональной стратиграфии. Обоснована недопустимость отождествления стратиграфической субстратной основы со стратиграфической шкалой. Термин "стратиграфическая шкала" принимается в качестве общего названия хронологических шкал различной специализации, используемых для целей стратиграфической геологии. В качестве особой категории детальных хронологических шкал рассматривается биохронологическая шкала. Сформулированы основные требования к биохронологическим шкалам, дан алгоритм их построения и использования. Подчеркнута биологическая природа зональных подразделений таких шкал, что определяет невозможность их включения в иерархию стратонив. Биохронозонам, как подразделениям биохронологических шкал, противопоставлены биостратиграфические зоны, устанавливаемые непосредственно в разрезе в литолого-стратиграфических границах. Указан провизорный характер биостратиграфических шкал, построение и использование которых в практике геологии подготавливает основу для создания биохронологических шкал. Сделан вывод о нецелесообразности введения в хронологию представлений, использующих понятие обыденного (физического) времени. Основной особенностью зонального метода в стратиграфии предлагается считать применение биохронологических шкал.

Ключевые слова. Зональная стратиграфия, биохронологическая шкала, биохрононона.

При обсуждении современных проблем зональной стратиграфии, обзору которых посвящена одна из работ Ю.Б.Гладенкова (1991), вопрос о своеобразии зонального метода и специфике выделяемых этим методом зональных стратиграфических подразделений остается, как правило, в стороне. Большинство авторов рассматривает назначение, содержание и виды (типы) зональных стратиграфических подразделений так, словно эти подразделения существуют в природе объективно, независимо от исследователя и того метода, которым они в действительности были получены. При таком подходе все типы зон, выделяемые в практике биостратиграфии, рассматриваются как нечто данное, и задача исследователя сводится к обсуждению тех критериев, по которым эти зоны установлены. Существенно, что, анализируя критерии установления зон, авторы почти никогда не оговаривают, что они в данном случае подразумевают под "зоной": стратиграфическое подразделение, выделенное непосредственно в разрезе, или подразделение биохронологической шкалы. Как будет показано ниже, критерии выделения зон в этих случаях могут сильно различаться. Вообще вопрос о зоне как подразделении биохронологических шкал (БХШ) обсуждается чрезвычайно редко, несмотря на то, что высказанная Миллером (Miller, 1964) мысль о том, что зона приобретает хронологическое содержание только будучи включенной в общую

зональную последовательность (т.е. в зональную хронологическую шкалу), сочувственно цитируется многими стратиграфами (Раузер-Черноусова, 1967; Шиндевольф, 1975; Корень, 1980 и др.). Столь же редко исследователи рассматривают методы построения зональных хронологических шкал, а также требования к ним, полагаясь в оценке корректности выделения той или иной зоны на практику ее использования в геологии. Однако многие вопросы зональной стратиграфии значительно конструктивнее решаются в рамках обсуждения формальных и содержательных аспектов построения хронологических шкал. Наконец, если строго следовать принципам стратиграфии, единственным инструментом корректной корреляции разрезов являются именно хронологические и в особенности биохронологические зональные шкалы, а не отдельно взятые зональные подразделения.

В настоящей статье сформулированы основные требования к биохронологическим шкалам, рассмотрены способы их построения, указаны типы хронологических шкал, конструируемых на палеонтологической основе, обсуждаются некоторые из основных понятий зональной стратиграфии (статус зональных подразделений БХШ, их отношение к надзональным стратиграфическим подразделениям и некоторые другие вопросы). Прежде, чем перейти к непосредственному изложению материала по указанной проблематике,

сделаем необходимые пояснения к нашему пониманию терминов “стратиграфическая шкала” и “хронологическая шкала”.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ

Термин “хронологическая шкала” в стратиграфических работах употребляется сравнительно редко: обычно в смысле геохронологического эквивалента общей стратиграфической шкалы. При этом единицы геохронологической шкалы несут чисто этимологическую нагрузку, позволяя текстуально отличить, что в данном случае речь идет не о субстратных стратиграфических подразделениях, а о времени, в течение которого образовались горные породы, входящие в состав данного стратиграфического подразделения. Во всех иных случаях обычно используется термин “стратиграфическая шкала”. Определение смысла понятия, обозначаемого этим термином, как правило, опускается: вероятно, предполагается, что все исследователи понимают его одинаково.

Единственная известная нам формулировка понятия “стратиграфическая шкала” приведена в работе С.В. Мейена (1974), где сказано следующее: “В конкретных разрезах, относящихся к смежным конкретным регионам, всегда есть какие-то общие признаки, отражающие следы одних и тех же обстановок и событий. Совокупность этих следов, повторяющаяся во всех конкретных разрезах, составляет для них региональную стратиграфическую шкалу (РСШ). Очевидно, что РСШ не есть какой-то единичный разрез, а обобщение данных по нескольким таким разрезам... . Подразделение любой стратиграфической шкалы будем называть стратоном” (с. 14). Чем универсальнее стратиграфическая шкала, тем более она абстрагирована от частных особенностей конкретных разрезов. Естественно, что и подразделения такой шкалы не могут быть вполне идентичны подразделениям конкретных разрезов. Таким образом, подразделения стратиграфических шкал, основанные на определенных признаках горных пород (включая сюда и особенности распределения в них органических остатков), сами горными породами (или ископаемыми) не являются. Любая шкала, в том числе и стратиграфическая, представляет собой в значительной мере искусственную конструкцию, создаваемую по определенным правилам и для определенной цели.

Последний отечественный Стратиграфический кодекс (1992) не содержит общего определения понятия “стратиграфическая шкала”, но в нем разъясняется содержание таких понятий, как “стратиграфическое подразделение (стратон)”, “общая стратиграфическая шкала” и “общие стратиграфические подразделения”, из чего мож-

но составить ясное представление о том, как трактуется авторами Кодекса стратиграфическая шкала. Под стратиграфическим подразделением (стратоном) здесь понимается “совокупность горных пород, составляющих определенное единство и обособленных по признакам, позволяющим установить их пространственно-временные соотношения, т.е. последовательность формирования и положение в стратиграфическом разрезе. Каждому стратиграфическому подразделению соответствует эквивалентное ему геохронологическое подразделение” (с. 21). Из этого определения безусловно следует, что стратон – это вещественная субстратная единица (“совокупность горных пород”), и, если под стратоном понимать, как это принято, подразделение стратиграфической шкалы, то последняя становится субстратной шкалой, состоящей из совокупностей горных пород. Хронологическая шкала выводится из стратиграфической, и подразделения хронологической шкалы суть временные эквиваленты субстратных единиц стратиграфической.

Подобное понимание стратиграфической шкалы с еще большей очевидностью следует из приведенного в Кодексе определения общей стратиграфической шкалы и ее подразделений. “Общая стратиграфическая шкала, – указывается на странице 22, – совокупность общих стратиграфических подразделений (в их полных объемах, без пропусков и перекрытий), расположенных в порядке их стратиграфической последовательности и таксономической подчиненности”. И несколько далее: “Общие стратиграфические подразделения – это совокупности горных пород (геологические тела), образовавшиеся в течение интервала геологического времени, зафиксированного в стратотипическом разрезе и (или) с помощью лимитотипов” (с. 25). Таким образом, по мысли авторов Кодекса, общая стратиграфическая шкала – это по существу колонка стратотипов, надстраивающих друг друга в стратиграфической последовательности (“в полных объемах, без пропусков и перекрытий”). По-видимому, хорошей иллюстрацией такой шкалы может служить ярусная стратиграфическая шкала: каждому ее подразделению соответствует региональный прототип – конкретный разрез (стратотип), – и, располагая эти стратотипы в стратиграфической последовательности, можно получить конструкцию, действительно напоминающую хронологическую шкалу, поскольку верно установленная стратиграфическая последовательность стратонов (ярусов) выявляет и временной порядок их образования. Однако в такой стратиграфической шкале отсутствует существенная особенность хронологических шкал – однозначное определение границ ее подразделений, наделенных временными метками, которые можно было бы транслировать за пределы стратотипической области. Можно попытаться обойти этот недостаток,

как это сделали авторы Кодекса, указав на то, что в стратотипе зафиксирован “интервал геологического времени”, в течение которого образовалась совокупность пород данного яруса. Однако остается непонятным, как практически опознать с помощью данной стратиграфической шкалы зафиксированное в ее подразделениях геологическое время. По-видимому, до тех пор, пока этот вопрос не будет решен, не следует называть стратиграфический ряд, составленный из совокупностей горных пород, происходящих даже из стратотипов, шкалой.

Во избежание разночтений в понимании термина “стратон”, его следует использовать для обозначения субстратных подразделений конкретных разрезов и не применять в качестве наименования подразделений стратиграфических (а по существу – хронологических) шкал. В ином случае хронологическая шкала рискует превратиться в колонку конкретных разрезов.

Только после построения биохронологических шкал (или хронологических шкал иной специализации, которые здесь не обсуждаются) мы получаем возможность использовать колонку стратотипов – “общую стратиграфическую шкалу” – в качестве стандартной последовательности определенных стратонов, которая служит главным образом как основа для выработки общего хронологического языка (Мейен, 1981); корреляция стратиграфических границ в конкретных разрезах (и, следовательно, корректная корреляция стратонов) выполняется, вопреки общераспространенному мнению, не с помощью ОСШ, а с помощью хронологических шкал, чаще всего – биохронологических (Черных, 1984).

Таким образом, то, что принято называть “стратиграфической шкалой”, полагая ее “вещественным (субстратным) базисом реконструкции геологического времени” (Ганелин, 1992; с. 78), шкалой становится только в тех случаях, когда мы абстрагируемся от “субстратного базиса” и используем его как общую пространственно-временную канву для построения хронологических шкал на основе различных классов стратиграфических признаков. Термин “стратиграфическая шкала” не говорит ни о чем другом, кроме того, что данная хронологическая шкала используется для целей стратиграфии. По степени абстрагирования от частных особенностей разрезов стратиграфические шкалы могут быть расположены в следующий ряд: литологические, биостратиграфические, биохронологические, – где каждый следующий тип шкалы является более универсальным и соответственно все более абстрагированным от субстратной (породной) основы. В этот ряд не вошли более специализированные типы шкал (экостратиграфические, магнито-стратиграфические, сейсмостратиграфические и т.п.),

которые требуют в качестве основы предварительного построения указанных выше типов шкал.

БИОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ

Своеобразием современных БХШ является то, что все они, за редким исключением, являются зональными и основываются на анализе таксономической эволюции на видовом уровне; родовые зоны устанавливаются сравнительно нечасто и в дальнейшем обычно дробятся на видовые зоны.

Корректно построенная биохронологическая шкала должна удовлетворять следующим очевидным требованиям: 1) быть непрерывной; 2) границы ее подразделений должны быть однозначно определены; 3) шкала должна быть универсальной; 4) элементарная БХШ, содержащая не менее трех подразделений, должна быть установлена в одном или немногих близко расположенных разрезах.

1. Непрерывность БХШ наилучшим образом достигается использованием в качестве базиса эволюционной последовательности организмов, принадлежащих одной фратрии (“филогенетической линии”). Здесь могут быть использована филогенезы в таксономической (таксономические БХШ) или фенетической (фенетические БХШ) интерпретации. Опыт показывает, что наибольшей универсальностью отличаются зональные фенетические шкалы, базирующиеся на анализе исторического морфогенеза отдельных целостных структур организмов; в этом случае отчетливо проявлены и тенденции направленного развития – морфологические тренды – которые представляют наиболее подходящую основу для обеспечения непрерывности БХШ.

2. Однозначное определение зональных границ достигается использованием при маркировке шкалы элементарных эволюционных событий – появления и исчезновения ископаемых форм (видовых таксонов или формальных видов – при построении фенетических шкал). Подчеркнем качественную определенность критериев появления/исчезновения вида как эволюционных событий – особенность, определяющую возможность их использования в качестве строгих маркеров границ при построении шкалы, и проблематичность установления первого появления и исчезновения ископаемой формы непосредственно в конкретном разрезе – операции, связанной с практическим применением шкалы. Вероятно, использование любых (не только стратиграфических) шкал связано с определенным снижением достоверности получаемой при этом информации.

3. Универсальность шкалы достигается в первую очередь тем, что для ее построения привлекается та или иная ортохронологическая группа

ископаемых, хотя это скорее условие предпочтительности; более надежным способом универсализации БХШ является создание комплексной характеристики зональных подразделений, в которую могут входить не только палеонтологические, но и любые другие стратиграфические данные – в соответствии с принципом хронологической взаимозаменяемости признаков (принципом Мейена).

4. Корректное использование (в соответствии с принципом гомотаксиса) БХШ для корреляции разрезов подразумевает, что для этой цели используется последовательность (как минимум двух) зон. Учитывая необходимость последовательного наращивания БХШ стратиграфически вверх и вниз, следует принять минимальный состав инициальной (см. ниже) шкалы в три зоны. Такая трехчленная БХШ может быть названа элементарной шкалой. Инициальная элементарная шкала должна быть построена в одном или немногих близко расположенных разрезах. Это требование кажется вполне естественным, если учесть, что иной путь, т.е. использование многих пространственно далеко расположенных разрезов, предполагает предварительную их корреляцию, но именно для этой операции и требуется биохронологическая шкала, которую мы только еще надеемся построить.

МЕТОДЫ ПОСТРОЕНИЯ БХШ

Традиционно для построения зональных БХШ применяется метод, который мы в одной из работ (Черных, 1989) назвали синтезом тейльзон. Построение зональных шкал через синтез тейльзон встречает трудности принципиального характера. Так, чтобы сравнить диапазоны стратиграфического распространения некоторого вида (тейльзоны) в различных разрезах и на этой основе суммировать их в биозону, необходимо предварительно скоррелировать эти разрезы, для чего нужно иметь уже готовую шкалу, причем даже более детальную, чем та, которую мы конструируем, так как она должна обеспечить сопоставление тейльзон, т.е. единиц более дробных, чем отыскиваемая биозона. Только после вынесения на такую – назовем ее инициальной – шкалу данных о положении тейльзон, возможно оценить полный интервал распространения вида и установить его биозону. Аналогичная потребность в инициальной шкале сохраняется при анализе взаимного положения биозон различных видов.

Анализ существующей практики построения БХШ через синтез тейльзон позволяет утверждать, что при установлении биозон и зональных комплексов видов исследователи так или иначе, но всегда используют уже имеющиеся шкалы в качестве инициальной. В явном виде это по непонятным причинам никогда не оговаривается, и

умолчание не столь безобидно, как может показаться на первый взгляд. Нередко получается так, что после построения искомой шкалы ее автор, применяя построенную шкалу к конкретным разрезам, “подправляет” стратиграфическое положение зональных подразделений, установленных по той инициальной шкале, на основе которой он построил свою собственную.

Для построения элементарной инициальной шкалы необходим непрерывный разрез, хорошо охарактеризованный ископаемыми и охватывающий по крайней мере три зоны будущей БХШ. Рациональнее начинать построение шкалы по одной из ортохронологических групп. Предполагаются известными данные о высокой частоте встречаемости отдельных видов, из которых выбирается три - четыре формы (виды-индексы), образующие эволюционную последовательность и имеющие частично перекрывающиеся диапазоны стратиграфического распространения. При возможности следует предпочесть тот ряд форм, в развитии которых устанавливается определенная направленность (морфологический тренд). Маркировка выбранного базиса выполняется по критерию “появление”, так что зона инициальной шкалы представляет собой интервал от уровня появления предковой формы до уровня появления следующей за ней формы (рис. 1). Проведение границ зон по критерию “исчезновение”, который в принципе является равноценным критерию “появление” (Ходалевич, Черных, 1984), снижает универсальность БХШ, так как такая шкала мало эффективна в условиях, когда приходится работать с переотложенными ископаемыми.

Маркированная указанным способом последовательность видов-индексов представляет собой инициальную БХШ, где каждая зона получает название по более молодому виду-индексу, присутствующему в данной зоне. Наличие в ее составе не менее трех зон позволяет осуществить корреляцию с другими разрезами, наращивающими первоначально выбранный разрез стратиграфически вверх и вниз. Из них подбираются подходящие для продолжения зональной последовательности.

Построенная шкала представляет собой последовательность тейльзон видов-индексов, стратиграфическое соотношение которых может несколько изменяться от разреза к разрезу. Чтобы заблокировать эти вариации в показаниях шкалы, необходимо ввести простое допущение о том, что полученные зоны являются минимальными хронологическими единицами. Условие минимальной размерности зональных единиц приводит к тому, что хронологическое положение любого объекта, которое устанавливается по совместному нахождению с видом-индексом, может быть определено с точностью до зоны. Тем самым

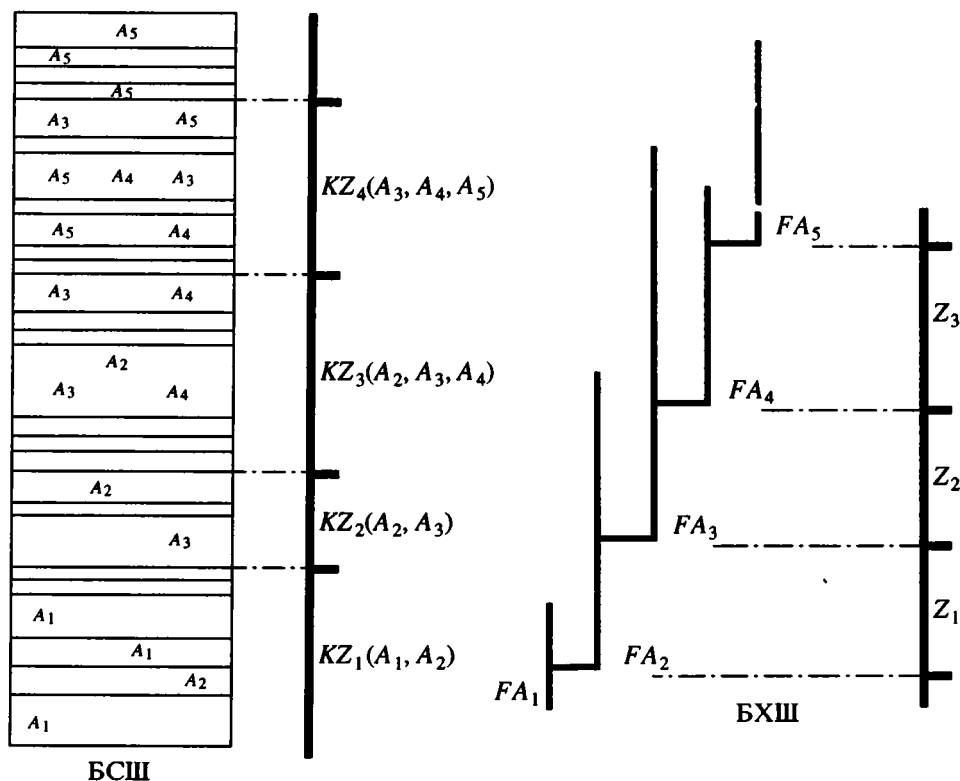


Рис. 1. Построение биостратиграфической (БСШ) и биохронологической (БХШ) шкал по данным распределения ископаемых форм рода *A*.

A_1, A_2, A_3, A_4, A_5 – местонахождение ископаемых форм рода *A* в разрезе; KZ_1, KZ_2, KZ_3, KZ_4 – комплексные зональные подразделения биостратиграфической шкалы (в скобках указаны формы, входящие в состав соответствующей зоны); FA_1, FA_2, FA_3, FA_4 – филогенетическая последовательность видов рода *A*; Z_1, Z_2, Z_3 – зональные подразделения инициальной элементарной БХШ.

исключаются случаи, когда бы возраст, устанавливаемый по инициальной шкале, был бы указан как “низ” или “верх” зоны. Совместное нахождение с видом-индексом датирует объект (слой, другие ископаемые и т.п.) полной зоной. Таким образом, интервал существования любого геологического объекта, определяемый с помощью инициальной шкалы, может быть выражен только целочисленным количеством зон.

КОМПЛЕКСНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН

Чтобы придать шкале универсальность, необходимо обеспечить комплексную характеристику для выделенных зональных подразделений инициальной шкалы. Эта работа выполняется в два этапа. Вначале с помощью инициальной шкалы устанавливаются биозоны тех видов, которые предполагается ввести в комплексную характеристику. Все установленные биозоны будут выражены целым числом инициальных зон и, следовательно, границы биозон обязательно совпадут с теми или другими границами подразделений инициальной шкалы. Затем обобщаются данные о взаимном положении биозон видов с по-

мощью той же самой шкалы. Биозоны части видов не выйдут за пределы какой-либо одной зоны, и такие виды непосредственно войдут в зональный комплекс данной зоны; биозоны других видов более широкого распространения только в определенном сочетании составят комплексную характеристику той или иной зоны (рис. 2). Поскольку биозоны всех видов выражены в зональных единицах инициальной шкалы, ни один из вариантов сочетания биозон не может повысить ее детальность. После придания инициальным зонам комплексной характеристики все виды (или сочетания некоторых видов), вошедшие в зональный комплекс, становятся корректным индикатором данной зоны.

АВТОНОМНЫЕ ЗОНАЛЬНЫЕ ШКАЛЫ

Мы не ограничиваем систематический состав групп ископаемых, из которых используются виды для комплексной характеристики зон, и по мере привлечения все более новых групп мы получим зональную шкалу на политаксонной основе. Практическое использование такой шкалы имеет понятные неудобства, связанные со специ-

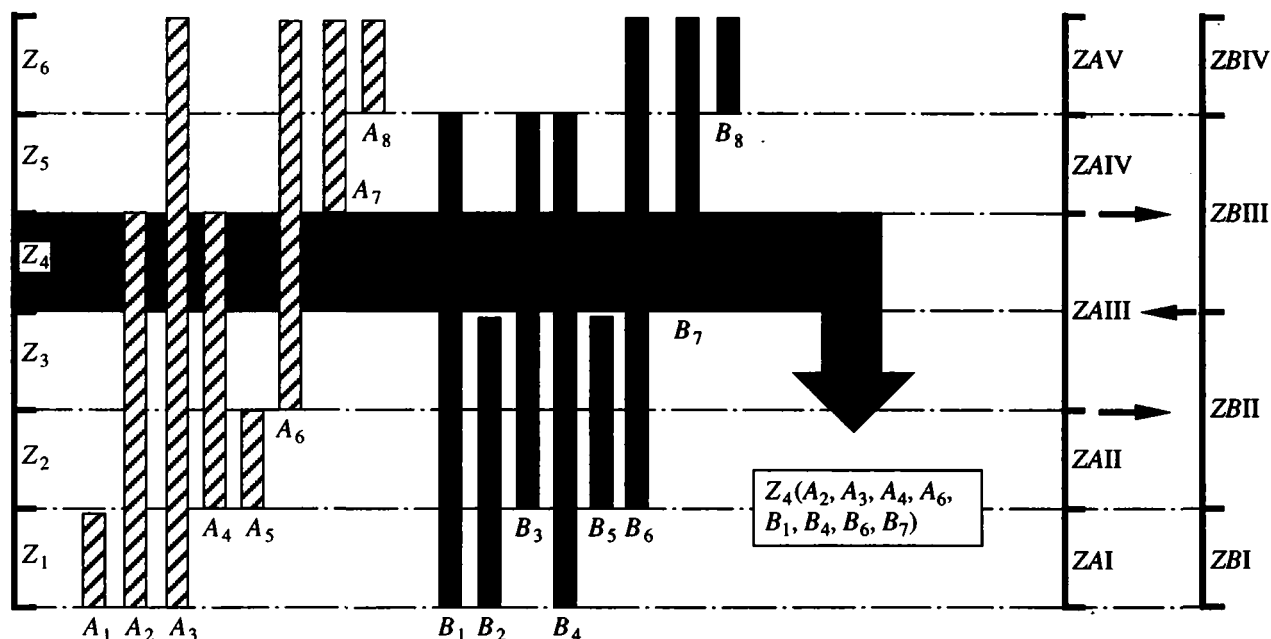


Рис. 2. Построение и корреляция автономных зональных шкал (АЗШ).

$Z_1, Z_2, Z_3, Z_4, Z_5, Z_6$ – зональные подразделения инициальной биохронологической шкалы; $A_1, A_2, \dots, A_8$ – биозоны видов группы А; $B_1, B_2, \dots, B_8$ – биозоны видов группы В; $ZAI, ZAI, \dots, ZAV; ZBI, ZBI, \dots, ZBIV$ – зональные подразделения АЗШ, построенные соответственно по группам А и В; стрелками отмечены некоррелируемые границы подразделений АЗШ; в рамке указана комплексная характеристика зоны Z_4 инициальной шкалы.

ализацией палеонтологов-стратиграфов, владеющих, как правило, одной или немногими группами. Чтобы избежать затруднений в работе со шкалой, ее полезно разобрать на автономные зональные шкалы (АЗШ) отдельно по каждой группе ископаемых. Сделать это не трудно, так как положение биозон всех видов установлено на инициальной хронологической шкале, что позволяет выявить их хронологическую последовательность. Выбрав из видов те, которые образуют непрерывную последовательность (необязательно филогенетическую), можно взять ее в качестве базиса для построения АЗШ. Непрерывной считается такая последовательность, смежные члены (виды) которой имеют перекрывающиеся диапазоны распространения на инициальной хронологической шкале. Разбивка хронологической последовательности видов осуществляется по критерию “первое появление”, и выделенные зоны в дальнейшем получают комплексную характеристику обычным способом. Часть зон АЗШ может полностью совпасть с соответствующей зоной инициальной шкалы, часть отвечать нескольким зонам, но в любом случае границы зон АЗШ будут совмещены с какими-либо зональными границами инициальной шкалы. Таким образом, вопрос о корреляции зон различных АЗШ между собой и с зонами инициальной шкалы решается самим способом их построения и не требует каких-либо дополнительных операций. Не всегда границы подразде-

лений разных АЗШ будут совпадать, и вполне реален случай, когда часть зональных границ одной АЗШ окажется внутри зонального подразделения другой АЗШ (рис. 2). Это обстоятельство позволяет осознать объективную невозможность проследить и идентифицировать в конкретных разрезах некоторые границы зональных подразделений определенной АЗШ с помощью некоторой другой автономной шкалы.

СТАНДАРТНАЯ БХШ

Презумпция минимальной размерности подразделений инициальной шкалы действует до тех пор, пока практика биостратиграфических исследований не докажет обратного. Если в процессе ведения детальных биостратиграфических исследований выяснится, что широко территориально распространенный вид Б, не вошедший в число видов-индексов инициальной шкалы, в многочисленных разрезах неизменно занимает определенную часть зонального стратона А этой шкалы, придется признать, что биозона вида Б уже биозоны вида-индекса А. В этом случае целесообразно ввести вид Б в качестве вида-индекса и выделить соответствующую зону на инициальной шкале. Опыт биостратиграфических исследований показывает, что подобный процесс минимизации зональных подразделений на эмпирической основе не продолжается бесконечно, и

структура зональной БХШ спустя некоторое время стабилизируется. Такая детальная хронологическая шкала, отвечающая отмеченным ранее требованиям и доказавшая свою эффективность в практике отдаленной корреляции разрезов, после придания ее подразделением комплексной характеристики может служить в качестве хронологического стандарта для определенного стратиграфического интервала. В настоящее время за основу для построения стандартной шкалы девона можно рекомендовать зональную конодонтовую последовательность, обнаруживающую достаточную стабильность в пределах обширных регионов.

Именно стандартная БХШ выполняет функцию, инициальной при установлении биозон видов различных групп ископаемых, необходимых для конструирования АЗШ. Последние, корректно построенные описанным выше способом и тем самым четко скоррелированные со стандартной шкалой, могут в необходимых случаях брать на себя функции стандартной шкалы. Вместе с тем несомненно, что для любого стратиграфического интервала следует иметь единственную стандартную шкалу как залог стабильности зональных стратон и константности положения стратиграфических границ, устанавливаемых в данном интервале по стандартной или по замещающей ее автономной зональной шкале.

ЗОНА КАК СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ

Зона (биохронозона), заданная на БХШ, может быть затем установлена как стратиграфическое подразделение (стратозона) по фактическому нахождению в конкретном разрезе последовательности видов-индексов или заменяющих их видов зонального комплекса. Наиболее дискуссионным является вопрос об отнесении зоны к подразделениям общей стратиграфической шкалы или к единицам региональных шкал. Обычный подход к решению этого вопроса состоит в оценке пространственной протяженности зональных подразделений. Ранее мы уже отмечали (Черных, 1989), что не считаем принципиальной разницу между глобально распространенными зонами и местными, полагая, что корректно построенная местная БХШ является потенциально универсальной в том смысле, что нельзя заранее установить предел возможностей прослеживания любого ее подразделения за пределы региона. Все зональные шкалы первоначально возникают как "местные".

На наш взгляд, решение вопроса о возможности рассмотрения зоны в качестве общестратиграфического или регионального подразделений лежит совершенно в другой плоскости и не имеет отношения к пространственной ограниченности

или глобальному распространению зон. Нет никаких сомнений в том, что в основе построения БХШ лежит стратиграфически (литологически) расчлененный разрез, но стратиграфическая последовательность слоев в данном случае не является главным определяющим фактором при конструировании БХШ. Она лишь задает общее направление – "стрелу" времени, на которую мы нанизываем элементарные события эволюционного развития организмов. Корректно построенная БХШ наследует от стратиграфической последовательности слоев общую хронологическую направленность, однако сам принцип маркировки шкалы является совершенно независимым от того, как был расчленен разрез на литологические подразделения. В этой связи природа зональных подразделений БХШ коренным образом отличается от природы любых надзональных стратиграфических подразделений. Если последние (независимо от того, члены ли это общей стратиграфической шкалы или региональных шкал), как это убедительно было показано Г.П. Леоновым (1974), "являются единицами регионально-стратиграфического происхождения, объем и границы которых определились на основе регионально-геологических данных" (с. 78), то зональный масштаб при маркировке БХШ мы заимствуем исключительно из самого процесса эволюционного развития организмов, и природа зональных шкал, безусловно, биологическая (палеонтологическая). Зона возникает первоначально как подразделение БХШ в палеонтологических границах и затем отыскивается (а не устанавливается) в том или другом разрезе как стратиграфическое подразделение. Зона не является стратиграфической единицей, подчиненной ярусу или какому-либо региональному подразделению. Нельзя задать зону непосредственно в разрезе путем расчленения, например, отложенный некоторого яруса или регионального стратона до того, как будет построена БХШ. Реальное положение границ зональных подразделений, определенных по БХШ, совершенно необязательно должно совпасть с границами ярусов, горизонтов или свит. Практика совмещения границ стратон общей стратиграфической шкалы с той или иной границей (обычно наиболее близко пространственно расположенной в разрезе) зонального подразделения исходит не из их действительно совпадения (тождества), а преследует именно практические цели – проследить возможно шире данный стратон путем корреляции его границ с помощью универсальной БХШ. Непонимание сущности этой условной процедуры приводит к неправомерному отождествлению границ зон с границами стратон ОСШ и рассмотрению зоны как подразделения общей стратиграфической шкалы, подчиненному ярусу. Забегая несколько вперед, укажем, что подчиненной надзональным

стратонам является биостратиграфическая зона, т.е. зональное подразделение биостратиграфических шкал.

НАДЗОНАЛЬНЫЕ ЕДИНИЦЫ БХШ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Ранее уже было отмечено, что подавляющее большинство БХШ является зональными. Для получения надзональных единиц на биохронологической шкале необходимо выполнить ранжирование зональных границ, исходя из масштаба событий, приуроченных к той или иной границе и взятых из базисного процесса, на котором построена БХШ; при этом ранг категории таксонов, непосредственно обновляющихся у той или иной границы, определит ее ранг. Так могут быть установлены границы родового, семейственного или более высокого рангов. Однако не следует рассчитывать, что подобная периодизация шкалы приведет к выделению надзональных подразделений, адекватно совпадающих в стратиграфических границах и по рангу с единицами иерархии стратиграфических подразделений, установленной на регионально-геологической основе. Хотя связь биотических событий с обстановками осадконакопления несомненна, она не столь жесткая, чтобы можно было ожидать полного временного совпадения в поворотных моментах истории развития биоса и косной природы. Таково мнение большинства исследователей, однако из него часто выводится довольно неожиданное следствие. Так, В.А.Зубаков (1969), называя совершенно справедливым высказывание Н.М.Страхова об искусственности периодизации историко-геологического процесса с помощью этапности в развитии органического мира, делает вывод о необходимости предпочесть “биохронологическим часам” “ритмохронологические” и о желательности перехода от “этапостратиграфии палеобиологического содержания к ритмостратиграфии или, по крайней мере, к этапостратиграфии седиментационного содержания” (с. 61). Не обсуждая предложений Зубакова по существу, можно лишь переадресовать совершенно справедливое высказывание Страхова тем исследователям, которые всерьез допускают возможность извлечь из БХШ периодичность историко-геологического процесса. Полагаем, что занятие это бесперспективное, но отсюда вовсе не следует, как это предлагает Зубаков, что нам нужно отказаться от “биохронологических часов”. Периодизацию историко-геологического процесса следует выполнять на регионально-геологической основе с привлечением, в том числе, данных по развитию органического мира, а корректно построенные БХШ использовать по их прямому назначению – для

корреляции стратиграфических подразделений. В этом качестве они пока не имеют себе равных среди других хронологических шкал.

БИОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ

Все до сих пор сказанное о зонах не означает, что мы не можем выделять дробные стратиграфические подразделения непосредственно в разрезе с привлечением ископаемых остатков. Выделенные на литолого-стратиграфической основе дробные подразделения и снабженные затем палеонтологической характеристикой, по которой они хорошо отличаются друг от друга, могут быть прослежены на значительной территории. Хронологическая последовательность таких подразделений, которые целесообразно объединить под общим названием “биостратиграфические зоны”, может рассматриваться как биостратиграфическая шкала (БСШ).

В отличие от биохронологической шкалы биостратиграфические шкалы не гарантируют хронологическую непрерывность заложенных в них событий, так как их подразделения основываются на частных особенностях литологической и палеонтологической характеристики конкретного разреза, и в этой связи не могут иметь универсального значения. Биостратиграфические шкалы можно считать провизорными, предшествующими построению БХШ. Биостратиграфические зоны, выделяемые непосредственно в разрезе, т.е. являющиеся по существу стратиграфическими подразделениями, оказываются первичными по отношению к их хронологическим эквивалентам. Напротив, зоны БХШ – биохронологические зоны, имеющие исключительно биологическое (палеонтологическое) обоснование, представляют собой хронологические подразделения; их стратиграфический эквивалент – стратозоны – является вторичным, производным от хронологических подразделений. В этой связи и критерии маркировки сравниваемых шкал существенно различны. Подразделения БХШ устанавливаются непосредственно на шкале в границах элементарных эволюционных событий (появление/исчезновение таксонов одной линии). Биостратиграфические зоны выделяются непосредственно в разрезе, где роль маркеров берут на себя литологические границы, и с ними обычно пытаются связать различные по своей природе изменения в составе пограничных комплексов ископаемых. Так могут быть установлены, например, “зоны расцвета” или “массового появления”, “комплексные зоны”, которые отличаются от смежных слов совокупностью всех или некоторых ископаемых, “слои с фауной (флорой)” и т.п. В то же самое время “зону расцвета” невозможно обеспечить на хронологической шкале однозначно определенной

(линейной) границей, так как “массовое появление” – это количественная характеристика, не позволяющая четко отграничить предшествующую и последующую стадии развития таксона, и потому непригодная для маркировки шкалы. Точно также невозможно использовать критерий “комплексности” для строгого установления границ соответствующего подразделения на шкале, так как совместное присутствие нескольких таксонов можно рассматривать только относительно уже заданных границ, определенных независимым способом, либо опять-таки опираться на какие-то литологические границы в конкретных разрезах (рис. 1).

Биостратиграфические шкалы позволяют выполнить корреляцию разрезов, но чаще всего не дают возможности прокоррелировать границы стратонов, так как в самих шкалах не заложено универсального определения границы. Попытка обозначить границу стратона в стратотипе путем забивания “золотых гвоздей” и последующего обоснования этой границы с помощью дифференциации комплексов ископаемых в пограничном интервале создает лишь иллюзию точного определения границы “во времени”. Как уже отмечалось, точная маркировка хронологической шкалы не достигается выделением комплексов ископаемых, и, естественно, что корреляция нестрогой определенной границы “по комплексу” в отдаленных регионах дает противоречивые результаты. Для корреляции границ стратонов необходимо использовать корректно построенные зональные биохронологические шкалы, совмещающие положение “золотого гвоздя” (если подобный способ установления границ стратонов будет узаконен) с ближайшей зональной границей БХШ. В качестве необходимого условия, исключающего разночтения в выполнении корреляции, следует принять, что для определения данной границы в разных регионах используется одна и та же шкала. Следует пояснить, что в данном случае понимается под “одной и той же” шкалой. Речь идет о стандартной БХШ, основу которой составляет ортохронологическая группа, но это не означает, что только эта группа и будет использоваться при определении границы во всех разрезах. По стандартной шкале с учетом минимальной размерности ее зональных подразделений могут быть проэталонированы любые автономные шкалы, построенные по различным группам ископаемых, и те из них, которые обнаружат объективную возможность идентифицировать искомую границу как соответствующую границу стандартной шкалы, могут использоваться в том или ином регионе в том же качестве, что и стандартная шкала.

Таким образом, основной операцией в процедуре корреляции границы между стратонами является ее закрепление на зональной БХШ. Последняя в данном случае является сугубо корреляционным

инструментом и не имеет никакого отношения к собственно установлению и обоснованию ранга границы стратона, которая определяется непосредственно в разрезе (стратотипе) по регионально-геологическим данным.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОНАЛЬНОГО МЕТОДА

Основные понятия и терминология

М.С. Месежников (1992) поставил чрезвычайно важный вопрос о том, можно ли считать зональную стратиграфию синонимом детальной биостратиграфии, и указал, что “такой вывод представляется чрезвычайно упрощенным” (с. 6). Однако в указанной работе он не развил этой точки зрения, ограничившись ссылкой на то, что “особенностью зональной стратиграфии является прежде всего то, что она оперирует только наиболее дробными – зональными – подразделениями” (с. 6). Как явствует из всего до сих пор сказанного, основной особенностью зональной стратиграфии является то, что она оперирует корректно построенными биохронологическими шкалами, отвечающими ряду требований, выполнение которых обеспечивает хронологическую непрерывность последовательности зональных подразделений и четкое определение их границ, что позволяет после придания зонам комплексной характеристики сделать шкалу универсальной. Зональный метод параллелизации разрезов опирается на корректное использование БХШ, при котором хронологическое соответствие коррелируемых разрезов устанавливается по наличию в них последовательности (по крайней мере двух) зон.

Само понятие “зона” при рассмотрении ее в качестве подразделения БХШ оказывается чрезвычайно простым: зона является наименьшим подразделением БХШ; при усилении детальности БХШ за счет введения новых видов-индексов, обладающих более узкой биозоной, прежняя зона упраздняется, чем достигается постоянство условия о минимальной размерности зоны БХШ. Как мы видели, именно эта особенность зональных подразделений инициальной шкалы позволяет однозначно скоррелировать между собой все автономные зональные шкалы и выразить их подразделения в зональных единицах инициальной шкалы. Стратиграфическим эквивалентом зоны БХШ является часть конкретного разреза, заключенного между уровнями появления двух смежных видов-индексов или заменяющих их видов зонального комплекса.

Более сложной оказывается типизация зональных подразделений, относящихся к биостратиграфическим шкалам (Раузер-Черноусова, 1967; Гладенков, 1991). Для нас в данном случае важна лишь четкая дифференциация зональных подразделений биостратиграфических и биохронологических шкал: первые выделяются непо-

средственно в разрезе, т.е. в литологических границах, с привлечением палеонтологической характеристики; зональные подразделения биохронологических шкал определяются на биологической основе и отыскиваются в конкретных разрезах, исходя из уже заданных (на шкале) зональных границ. Примерно тот же смысл вкладывает в понятия “биостратиграфическая зона s.l.” и “биостратиграфическая зона s.s.” Г.П.Леонов (1973). В настоящее время происходит постепенный переход от биостратиграфических шкал к биохронологическим путем эталонирования последовательности биостратиграфических зональных комплексов по биохронологическим шкалам, например, по конодонтовым и аммонитовым для девона, раннего карбона и т.д. При этом появляется возможность выразить рубежи изменения палеонтологических комплексов, характеризующих различные типы комплексных зон в границах зональных подразделений биохронологических шкал; вместе с тем и сами зональные подразделения БХШ, получая дополнительную комплексную характеристику, усиливают свой корреляционный потенциал. Отмеченная тенденция в развитии зональной стратиграфии является безусловно положительной, однако она привносит большие трудности в классификацию реально существующих зональных шкал, так как нередко отдельные интервалы шкалы, построенной для разных стратиграфических подразделений, оказываются различными и по своей природе и по принципам выделения зональных подразделений. Думается, что наиболее существенным является выяснение, с каким именно типом шкал приходится иметь дело – биохронологическим или биостратиграфическим – так как от этого зависит вопрос о возможности корректного прослеживания границ стратиграфических подразделений.

Несколько замечаний о так называемом дуализме в толковании зоны. “С одной стороны, – указывает Месежников (1992), зона принималась как слои, сформировавшиеся за время существования зонального комплекса фауны или вида-индекса... Иначе говоря, зона становится подобной хроностратиграфическим подразделениям. С другой стороны, слои, охарактеризованные определенным – зональным – комплексом фауны, также назывались зонами” (с. 9). Если понимать зону как часть разреза, соответствующую определенному (наименьшему) подразделению биохронологической шкалы, то, как нам кажется, никакой альтернативы в понимании зоны быть не может. При таком подходе не понадобится привлекать бесполезное для хронологии “время существования зонального комплекса или вида-индекса”, поскольку никакого способа определить это время мы не знаем. Мы просто прикладываем нашу зональную шкалу, состоящую из последовательности определенных видов-индексов и зональных

комплексов, к конкретному разрезу и выясняем, какие слои какому подразделению этой шкалы соответствуют. В установлении зоны в разрезе единственным инструментом является уже построенная шкала. И пока нам неизвестно другого способа определения геологической одновозрастности отдаленных разрезов, мы не имеем возможности обращаться к времени – длительности в геологической хронологии. По этой причине все рассуждения о хроностратиграфических подразделениях, об изохронности границ таких подразделений, определяемых якобы по ортохронологическим группам, лишены действительных оснований. “В строгом смысле методов, которые могли бы всегда решать этот вопрос, фактически нет”, – указывает Ю.Б.Гладенков (1991, с. 7), говоря о проверке геологической одновозрастности зональных комплексов разных регионов. По этой причине понятие “хронозона”, трактуемое как отложения образовавшиеся в определенный интервал времени, оказывается совершенно излишним. Мы считаем одновозрастными, т.е. образовавшимися за определенный интервал времени, все отложения, соответствующие одному и тому же зональному подразделению БХШ. Вопрос о том, как мы устанавливаем это соответствие в тех разрезах, где отсутствуют виды-индексы, не является принципиальным и касается лишь способов универсализации шкал и их корректного применения.

ВЫВОДЫ

1. Термин “стратиграфическая шкала” относится к разряду собирательных (категориальных) и служит в качестве общего наименования хронологических шкал различной специализации (литологических, палеонтологических, магнитостратиграфических и т.д.), используемых для целей стратиграфии. Любая стратиграфическая шкала представляет собой искусственную конструкцию, создаваемую по определенным правилам и являющуюся значительным отвлечением от субстратной основы конкретных разрезов.

2. Так называемая общая стратиграфическая “шкала” представляет собой стратиграфическую колонку стратотипических разрезов с собственными названиями и служит основой для выработки общего хронологического языка в геологии. Термин “стратон” следует использовать для обозначения подразделений конкретных разрезов, но не шкал. Корреляция границ стратонов (общей стратиграфической “шкалы”, региональных “шкал”) между собой (в том числе и со стратотипами) наиболее обосновано осуществляется с помощью биохронологических шкал, построенных с учетом определенных требований, из которых важнейшие – непрерывность шкалы и однозначность определения границ зон.

3. Зональный масштаб при маркировке биохронологических шкал берется из самого базисного процесса эволюционного преобразования организмов. По своей биологической природе биохронозона не является единицей, подчиненной ярусу, и не входит в иерархию стратон. Биохронозону следует отличать от различных типов биостратиграфических зон (тейльзон, биозон, зон массового развития, комплексных зон и т.п.), которые устанавливаются непосредственно в разрезах в литологических границах и в совокупности составляют надзональные стратиграфические подразделения (стратон).

4. Биохронологические зональные шкалы служат в стратиграфии исключительно для корреляции границ стратон. В силу того, что границы стратон и биохронозон чаще всего не совпадают в конкретных разрезах, их совмещают условно, исходя из наибольшей пространственной близости между ними в стратотипическом разрезе стратона.

5. Основной особенностью зонального метода в детальной стратиграфии является использование биохронологических шкал, наименьшей единицей которых и следует принять биохронозону — зону в строгом понимании.

6. Использование в биохронологии понятия физического времени (времени-длительности) следует признать нецелесообразным, ввиду отсутствия методов его определения. В этой связи все хроностратиграфические термины и соответствующие им понятия не имеют в стратиграфии реального применения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ганелин В.Г. Три концепции теории стратиграфии и Стратиграфический кодекс СССР // Сов. геология. 1992. № 5. С. 77 - 81.

Гладенков Ю.Б. Современные проблемы зональной стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 3 - 8.

Зубаков В.А. Дискуссионные вопросы стратиграфической классификации и терминологии // Тр. СНИИГ-ГИМС. 1969. Вып. 94. С. 43 - 65.

Корень Т.Н. Граптолитовая зона и ее роль в стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 3. С. 29 - 42.

Леонов Г.П. Основы стратиграфии. В 2-х томах. М.: Изд-во МГУ. Т. 1. 1973. 530 с.; Т. 2. 1974. 486 с.

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М., 1974. 186 с. / Рукопись, деп. в ВИНТИ, № 1749-74 Деп.

Мейен С.В. От общей к теоретической стратиграфии // Сов. геология. 1981. № 9. С. 58 - 69.

Месежников М.С. Зональные стратиграфические подразделения (назначение, содержание, виды) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 5 - 15.

Раузер-Черноусова Д.М. О зонах единых и региональных стратиграфических шкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 7. С. 104 - 118.

Стратиграфический кодекс СССР / Под ред. Жамойды А.И. Л.: ВСЕГЕИ. 1992. 2-е изд. дополн. 120 с.

Ходаевич А.Н., Черных В.В. Об установлении границ подразделений общей стратиграфической шкалы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 21 - 32.

Черных В.В. Принципы установления границ стратон общей стратиграфической шкалы. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 60 с.

Черных В.В. Методы построения и корреляции зональных биохронологических шкал // Новые данные по геологии Урала и Средней Азии. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 3 - 10.

Шиндевольф О. Стратиграфия и стратотип. М.: Мир, 1975. 136 с.

Miller T.G. Time in stratigraphy // Palaeontol. 1965. № 8. P. 113 - 131.

Рецензенты А.И. Жамойда, Б.С. Соколов

УДК 56.016.3:551.734.3(470)

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ФРАНСКОГО ЯРУСА НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ

© 1995 г. А. В. Кузьмин

Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт
105819 Москва, шоссе Энтузиастов, 36, Россия

Поступила в редакцию 07.09.93 г.

Обсуждается положение в разрезе девона Русской платформы конодонтовой зоны *Lower asymmetricus*, по основанию которой Международная подкомиссия по стратиграфии девона предложила проводить нижнюю границу франского яруса (и, соответственно, верхнего девона). Ранее основание зоны *Lower asymmetricus* совмещалось с границей тиманского и саргаевского региональных горизонтов. Однако изучение конодонтов из стратотипических разрезов тиманской свиты (являющихся также стратотипом тиманского регионального горизонта) и усть-ярегской свиты (отвечающей саргаевскому региональному горизонту) на Южном Тимане показало следующее: 1. Комплексы конодонтов из верхней части тиманской свиты и нижней части усть-ярегской свиты близки по своему составу и отвечают мелководной биофафии *Polygnathus*. Этот интервал разреза уже может быть скоррелирован с зоной *Lower asymmetricus*. 2. В вышележащих отложениях усть-ярегской свиты установлены конодонты *Ancyrodella rugosa*, *A. mouravieffi*, *A. alata*, появляющиеся в верхней части зоны *Lower asymmetricus*. Таким образом нижняя граница зоны *Lower asymmetricus* (и нижняя граница верхнего девона) должна проводиться внутри тиманской свиты (тиманского регионального горизонта).

Ключевые слова. Верхний девон, франский ярус, конодонты, Русская платформа.

По решению Международной подкомиссии по стратиграфии девона нижняя граница франского яруса (и, соответственно, нижняя граница верхнего девона) проводится в основании конодонтовой зоны *Lower asymmetricus*, определяемой по первому появлению вида *Ancyrodella rotundiloba*. На Русской платформе нижнюю границу франского яруса традиционно проводили значительно ниже указанного уровня, в основании пашийского регионального горизонта, что приблизительно отвечает основанию конодонтовой зоны *Schmidtognathus hermanni*–*Polygnathus cristatus* (Овнатанова, Кононова, 1984; Ржонсницкая, 1986; Rzhonsnitskaya, 1988; Ржонсницкая, Куликова, 1991 и др.). Эта точка зрения отражена и в изданных в 1990 г. Унифицированных стратиграфических схемах палеозоя Русской платформы (Ржонсницкая, Куликова, 1990). Однако большое число специалистов поддерживает вариант проведения нижней границы франского яруса в основании зоны *Lower asymmetricus*. Это определяет необходимость точной фиксации положения зоны *Lower asymmetricus* в разрезе девонских отложений Русской платформы. В настоящее время основание зоны *Lower asymmetricus* совмещается с нижней границей саргаевского регионального горизонта, которому в полном объеме отвечает местная конодонтовая зона *Ancyrodella rotundiloba* (Халымбаджа, 1981; Овнатанова, Кононова, 1984; Rzhonsnitskaya, 1988). В нижележащих отложениях тиманского (в прежних стратиграфических схемах – кыновского) регионального горизонта выделяется местная зона *Ancyrodella binodosa*, которая обычно коррелируется с зоной

Lowermost asymmetricus зональной конодонтовой схемы Циглера (Овнатанова, Кононова, 1984).

Следует отметить, что в разрезах тиманского регионального горизонта вид *A. binodosa* встречается спорадически, а интервал его распространения охватывает не только зону *Lowermost asymmetricus*, но и зону *Lower asymmetricus*. Основу комплексов конодонтов тиманского регионального горизонта обычно составляют виды рода *Polygnathus*, определения которых в настоящее время требуют уточнения. Полный список конодонтов по результатам прежних исследований включает следующие виды: *Ancyrodella binodosa* Uyeno, *Icriodus cornutus* Sannemann, *I. expansus* Branson et Mehl, *I. nodosus* Huddle, *Polygnathus decorosus* Stauffer, *P. foliatus* Bryant, *P. normalis* Miller et Youngquist, *P. varca* Stauffer, *P. xylus* Stauffer, *P. webbi* Stauffer (Халымбаджа, Чернышева, 1978; Халымбаджа, 1981, с. 161 - 166). Большинство указанных видов имеет очень широкие интервалы стратиграфического распространения. К сожалению, практически во всех публикациях отсутствуют схемы распределения конодонтов в конкретных разрезах как тиманского, так и саргаевского региональных горизонтов, приводятся лишь обобщенные списки конодонтовых комплексов. Вместе с тем в некоторых разрезах саргаевского регионального горизонта вид *Ancyrodella rotundiloba* отмечается лишь в его средней и верхней частях (Аристов, 1988).

Наиболее полные разрезы тиманского и саргаевского региональных горизонтов расположены на Южном Тимане. Им отвечают соответственно тиманская и усть-ярегская свиты. Обе эти

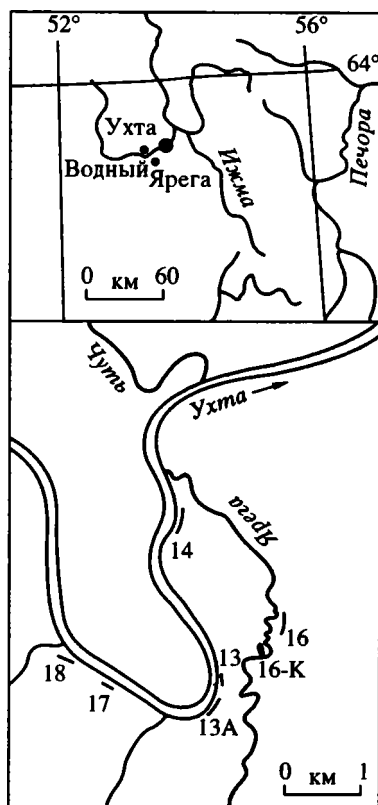


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов тиманской и усть-ярегской свит. Цифры на схеме – номера изученных разрезов.

свиты были выделены А.И. Ляшенко, который кратко охарактеризовал их и описал основные палеонтологические комплексы (Ляшенко, 1956, 1973). Типовые разрезы свит расположены на реке Ухта в районе поселка Водный (Ухтинский район) (рис. 1), однако их описания до последнего времени в литературе отсутствовали. Лишь в 1988 г. краткие описания основных обнажений тиманской и усть-ярегской свит были опубликованы Ю.А. Юдиной и М.Н. Москаленко (1988). Изучение конодонтов из этих разрезов позволили расширить систематический состав конодонтовых комплексов и прийти к несколько иным стратиграфическим выводам по сравнению с предыдущими работами. Состав конодонтовых комплексов приведен в таблице, характерные виды конодонтов изображены на фототаблицах I – III.

Тиманская свита является стратотипом тиманского регионального горизонта Русской платформы (Ржонсницкая, Куликова, 1990) и подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Нижняя подсвита слабо обнажена и вскрывается многочисленными скважинами и нефтешахтами. Она сложена терригенными известковыми породами (глины, алевролиты, песчаники) с прослоями туффитов; в ее кровле залегают слабо

нефтеносные мелкозернистые кварцевые песчаники с брахиоподами *Lingula rectangularis* Ljaschenko, *Schizophoria uchtensis* Ljaschenko, *S. kremisi* Ljaschenko, *Uchtella praesemilukiana* Ljaschenko, *Cyrtospirifer* ex. gr. *verneuili* Murchison, *Uchtospirifer menneri* Ljaschenko, *U. medianus* Ljaschenko (Ляшенко, 1973, с. 13).

В качестве стратотипа нижнетиманской подсвиты предложен разрез скважины 1-Бальнеологической (интервал 239.5 – 307 м), пробуренной на юго-западной окраине города Ухты (Юдина, Москаленко, 1988). Мощность нижнетиманской подсвиты изменяется от 65 до 100 м. Конодонты в нижнетиманской подсвите не встречаются.

Верхнетиманская подсвита сложена преимущественно глинами красноцветными и в верхней части – зелено-серой окраски, с прослоями алевролитов, песчаников и редко – известняков. Стратотипом верхнетиманской подсвиты являются естественные обнажения (NN 18, 17, 13А, 13, 14; рис. 1) на правом берегу реки Ухты (Юдина, Москаленко, 1988). Мощность подсвиты составляет 40 – 50 м. Все находки конодонтов (таблица) приурочены к прослоям известняков; попытки извлечь конодонты из глин (образцы весом 2.5 – 3.5 кг) оказались неудачными, изредка присутствовали лишь обломки рамиформных элементов.

Наиболее низкая часть разреза верхнетиманской подсвиты вскрыта в обнажении 18, вблизи устья ручья Нефтьиоль. Обнажение мощностью около 4 м сложено шоколадно-коричневыми глинами с двумя прослоями (3 – 4 см) алевролитистого известняка с многочисленными раковинами брахиопод по напластованию. Ю.А. Юдиной определены следующие виды брахиопод: *Schizophoria uchtensis* Ljaschenko, *Devonoproductus karasikae* (Ljaschenko), *Pseudoatrypa* (?) *nefedovae* Ljaschenko, *Spinatrypa* sp., *Uchtospirifer timanicus* Ljaschenko, *U. menneri* Ljaschenko, *U. glincanus* Ljaschenko, *U. cf. globosus* Ljaschenko, *U. optatus* Ljaschenko, *Komispirifer asseptus* Ljaschenko, *K. formosus* Ljaschenko (Юдина, Москаленко, 1988). В.Г. Халымбаджа указывает из этого обнажения следующие виды конодонтов: *Ancyrodella binodosa* Uyeno, *Icriodus nodosus* Branson et Mehl, *I. expansus* Branson et Mehl, *Polygnathus brevilamina* Branson et Mehl, *P. varca* Stauffer, *P. foliatus* Bryant (Халымбаджа, 1981, с. 121). В нашей коллекции из обнажения 18 (образец 2 из верхнего прослоя известняка, в нижнем прослое известняка встречаются только обломки конодонтов) определены только *Icriodus* и *Polygnathus* (таблица). Л.И. Мельниковой в образцах из этого обнажения вид *Ancyrodella binodosa* также не встречен. Ею определены (Юдина, Москаленко, 1988, с. 18): *Icriodus expansus* Branson et Mehl, *Polygnathus brevilaminus* Branson et Mehl (= *P. lanei* Kuzmin), *P. alatus* Huddle, *P. incompletus* Uyeno (= *P. aff. incompletus* Uyeno), *P. normalis* Miller et Youngquist (= *P. webbi* Stauffer), *P. foliatus* Bryant (= *P. sp.*), *P. pennatus* Hinde, *P. aff. pennatus* Hinde

Распространение конодонтов в верхнетиманской подсвите и нижней части усть-ярегской свиты

Обнажения	18	13A				14									
Образцы	2	3	4	4A	5	5A	9	9A	20	24	24A	26	28	30	
Вес образцов, кг	1.9	1.0	1.5	1.6	2.5	1.2	2.0	1.4	3.2	2.2	1.4	2.0	1.4	1.8	
Ancyrodella sp. indet.										1		2			
A. binodosa Uyeno												1			
A. mouravieffi Garsia-Lopez												2			
A. rotundiloba (Bryant)										1		2			
A. rugosa Branson et Mehl.											1				
A. soluta Sandberg, Ziegler et Bultynk												2			
Mehlina sp.			1			2	3	3		2	1	4	1	8	
M. gradata (Youngquist)		c2		1			8			2		4			
Ozarcodina sp.							2			3		6		3	
Icriodus sp.										3	4	14	3	4	
I. expansus Branson et Mehl.	8								2	23	11	39	16	8	
I. nodosus (Huddle)										2	2	4			
Mesotaxis falsiovalis Sandberg, Ziegler et Bultynk										6		c3			
Sceletognathus sp. (Pb)														1	
Polygnathus sp. indet.	18	8	16	10	7	1	9	1	1	18	19	18	21	22	
P. alatus Huddle	1	1													
P. angustidiscus Youngquist	1						c6			3	c3	7	5	c1	
P. pennatus Hinde	a3		a2				a1			c1		a1	5?		
P. webbi Stauffer	c2	2		2			c3					3			
P. lanei Kuzmin	14	38	16	30	21	4	15	1		4	4	3	c2		
P. posterus sp. n.		1		1						1	1		2	1	
P. sp. A										1					
P. ljaschenkoï sp. n.		1	3	3	1	1	1	1		1					
P. xylus Stauffer										c4			c3		
P. spatulatus Youngquist										3	1	1		12	
Indet. Pb elements	6	8	3	3	3	2	12			10	1	9	3	8	
Indet. M elements	8	6	2	8	2		8			8	3	4	1	7	
Indet. Sa-Sd elements	29	16	19	35	15	3	35	3	1	29	20	25	9	23	

(в скобках приведены скорректированные результаты определений после совместного просмотра коллекций летом 1993 г.).

Следующие находки конодонтов приурочены уже к обнажению 13A, вскрывающему верхнюю часть верхнетиманской подсвиты (таблица, рис. 2). Нижняя часть (около 10 м) обнажения закрыта оползнем. В 0.5 км ниже по течению р. Ухты на этом уровне вскрыты серо-зеленые глины с прослоями алевролитов и песчаников, с редкими прослоями красно-коричневых глин (обн. 13). Выше в обнажении 13A обнажены (описание дается по данным Ю.А. Юдиной и М.Н. Москаленко, 1988, с некоторыми дополнениями):

1. Глины светлые серо-зеленые, с прослоями серо-зеленых алевролитов и мелкозернистых песчаников (1 - 20 см). Мощность 3.2 м. Образцы на конодонты 13A/1, 13A/2 – единичные обломки рамиформных элементов.

Брахиподы – *Uchtospirifer* cf. *menneri* Ljaschenko (определения здесь и далее Ю.А. Юдиной).

2. Глины красно-коричневые с прослоями (5 - 7 см) алевролитов; в нижней части тонкие прослои глин зелено-серой окраски. Мощность 1.2 м.

3. Алевролит слабо известковый, красно-коричневой окраски. В средней части содержит прослой из раковин брахиопод, сцементированных темно-серым мелкозернистым кальцитом. Мощность 0.12 м. Образец на конодонты 13A/3 (таблица).

Брахиподы: *Schizophoria* sp., *Devonoproductus* sp., *Komispirifer* cf. *formosus* Ljaschenko, *Cyrtina* cf. *rossica* Ljaschenko.

4. Глины, в нижней части красно-коричневые, в верхней – серые. В кровле и в 0.5 м ниже – прослой серого брахиоподового ракушняка мощностью соответственно 5 - 6 и 3 см (образцы на конодонты 13A/4A и 13A/4, таблица). Мощность 5.2 м.

Брахиподы – *Schizophoria uchtensis* Ljaschenko, *Atrypidae* gen. et sp. indet., *Uchtospirifer* cf. *globosa* Ljaschenko, *U.* cf. *formosus* Ljaschenko, *Cyrtina* cf. *rossica* Ljaschenko, *Athyris uchtensis* Ljaschenko.

5. Глина алевролитистая, зелено-серая. Мощность 0.3 м.

6. Алевролит красновато-коричневый. Мощность 0.3 м.

7. Глина алевролитистая зеленовато-серая, с тонкими прослоями алевролитов. Мощность 5.2 м.

Образцы на конодонты 13A/5, 13A/6, 13A/7 – конодонты отсутствуют. Брахиоподы: *Pseudoatrypa* (?) *nefedovae* Ljaschenko, *Uchtospirifer* cf. *menneri* Ljaschenko.

В обнажении 14, расположенном на правом берегу реки Ухты, в 0.5 км выше устья реки Ярега, вскрыты пограничные отложения тиманской и усть-ярегской свит (Ляшенко, 1956, 1973). Однако точное положение границы свит А.И. Ляшенко не было указано, отмечались лишь “постепенный характер перехода” между свитами и недостаточная палеонтологическая обоснованность границы тиманской и усть-ярегской свит (Ляшенко, 1956), а мощность “песчано-глинистой пачки” усть-ярегской свиты в этом обнажении оценивалась примерно в 15 м (Ляшенко, 1973, с. 17).

Начиная от уреза воды в данном обнажении вскрыты (при описании были использованы материалы В.С. Сорокина и Ю.А. Юдиной (Юдина, Москаленко, 1988) (см. рис. 2):

1. Голубовато-серая глина, иногда алевролитистая. Видимая мощность 0.6 м. Образец на конодонты 14/1 – конодонты отсутствуют. Вероятно, из этого слоя В.Г. Халымбаджа определил следующие виды конодонтов (Юдина, Москаленко, 1988, с. 21): *Ancyrodella binodosa* Uyeno, *Icriodus nodosus* Huddle, *I. expansus* Branson et Mehl, *Polygnathus brevilaminus* Branson et Mehl, *P. normalis* Miller et Youngquist.

2. Алевролит сильно глинистый, зеленовато-серый, с бурыми пятнами. Мощность 0.1 м. Образец на конодонты 14/2 – найдены единичные обломки рамиформных элементов.

А.О. Иванов в этом слое собрал остатки рыб *Bothriolepis cellulosa* Pander, *Ctenurella* sp., *Glyptolepis* sp., *Naplacanthus* sp. (Юдина, Москаленко, 1988).

3. Аргиллиты голубовато-зеленые и зеленовато-серые, в средней части с прослоями алевролитов и тонкозернистых кварцевых песчаников с глинистым цементом, желтовато-серой и буровато-серой окраски. Мощность 3.7 м. Образец на конодонты 14/3 – конодонты отсутствуют. В средней части слоя А.О. Ивановым найдены *Bothriolepis cellulosa* Pander.

4. Коричнево-серый песчаник мелкозернистый кварцевый, в средней части с перемытыми скоплениями раковин брахиопод. Мощность 0.25 м.

5. Серый глинистый алевролит с прослоями и линзами брахиоподового ракушняка. Мощность 0.1 м. Образцы на конодонты 14/5, 14/5A (таблица).

В слоях 4, 5 Ю.А. Юдина определила брахиоподы *Schizophoria* sp., *Devonoproductus* sp., *Pseudoatrypa velikaja* (Nalivkin), *P.?* ex gr. *uralica* (Nalivkin), *Spiriferidae* (?*Komispirifer* cf. *formosus* Ljaschenko), *Cyrtina* sp.

6. Глина зеленовато-серая алевролитистая. Мощность 0.1 м.

7. Глина серая с тонкими прослоями глины вишнево-красной окраски. Мощность 0.4 м.

8. Чередование алевролитов и глин зеленовато-серой окраски. Мощность 0.8 м.

9. Песчаник тонко-мелкозернистый желтовато-серый, в средней части с двумя прослойками раковин брахиопод, сцементированных тонкозернистым кальцитом. Мощность 0.25 м. Брахиоподы – *Pseudoatrypa uchtaensis* (Ljaschenko), *Spiriferidae* gen. et sp. indet. Образцы на конодонты 14/9, 14/9A (таблица).

10. Глина алевролитистая голубовато-серая, зеленовато-серая. Мощность 0.75 м.

11. Глина алевролитистая и алевролиты красноватые. Мощность 2.3 м.

12. Глины и алевролиты зеленовато-серой окраски, с прослоями тонкозернистого песчаника в верхней части. Мощность 2.6 м.

13. Глина фиолетово-серая. Мощность 0.3 м.

14. Глина алевролитистая зеленовато-серая с прослоями алевролитов, в том числе сильно известковистых (в 0.25 и 0.9 м ниже кровли слоя, мощность 0.12 м). Мощность 2.5 м. Образец на конодонты 14/20 (см. таблицу) из основания слоя.

15. Светло-серые брахиоподовые известняки (0.1 - 0.25 м), разделенные прослоями известковых глин зеленовато-серой окраски (0.03 - 0.1 м). Мощность 1.5 м. Образцы на конодонты 14/24 - 14/30 (см. таблицу). Брахиоподы: *Schizophoria iowaensis* Hall, *Devonoproductus* ex gr. *sericeus* (Buch), *Cupularostrum* ex gr. *aldoga* (Nalivkin), *Comiotoechia galinae* Ljaschenko, *Semiotoechia polita* Ljaschenko, *Pseudoatrypa velikaja* (Nalivkin), *P. (?)* ex gr. *uralica* (Nalivkin), *P. (?) martynovae* (Ljaschenko), *Atryparia (?) philippovae* (Ljaschenko), *Spinatrypina ninae* (Ljaschenko), *Iowatrypa timanica* (Markovsky), *Elytha fimbriata* Conrad.

Таблица I. Характерные виды конодонтов тиманской и усть-ярегской свит.

1 – *Mehlina gradata* Youngquist, экз. ПИН 4551/9, обнажение 14, образец 26, усть-ярегская свита.

2, 3 – *Polygnathus* aff. *pennatus* Hinde; 2 – экз. ПИН 4551/1; 3 – экз. ПИН 4551/3, а – сверху, б – снизу; обнажение 18; образец 2, верхнетиманская подсвита. 4 – *Polygnathus alatus* Huddle, экз. ПИН 4551/3, обнажение 13A, образец 3, верхнетиманская подсвита. 5 – *Polygnathus webbi* Stauffer, экз. ПИН 4551/4, обнажение 13A, образец 3, верхнетиманская подсвита. 6 – *Polygnathus angustidiscus* Youngquist, экз. ПИН 4551/10, обнажение 14, образец 26, усть-ярегская свита. 7 – *Polygnathus lanei* Kuzmin, экз. ПИН 4551/5, вид сбоку; обнажение 13A, образец 3, верхнетиманская подсвита. 8, 9 – *Polygnathus ljaschenkoi* Kuzmin sp. n.; 8 – голотип ПИН 4551/7, вид сверху; 9 – экз. ПИН 4551/6, а – сверху, б – снизу; обнажение 13A, образец 4; верхнетиманская подсвита. 10 – *Polygnathus spatulatus* Youngquist, экз. ПИН 4551/11, а – сверху, б – снизу, обнажение 14, образец 30, усть-ярегская свита. 11 – *Polygnathus posterus* Kuzmin, sp. n. 11 – экз. ПИН 4551/8, обнажение 13A, образец 4A, верхнетиманская подсвита; 12 – экз. ПИН 4551/12, а – сверху, б – сбоку; обнажение 14, образец 24; 13 – голотип ПИН 4551/13, а – сверху, б – снизу; обнажение 14, образец 30; усть-ярегская свита. 14 – *Polygnathus* sp. А. экз. ПИН 4551/14, а – сверху, б – снизу, обнажение 14, образец 24, усть-ярегская свита. Увеличение во всех случаях 45.

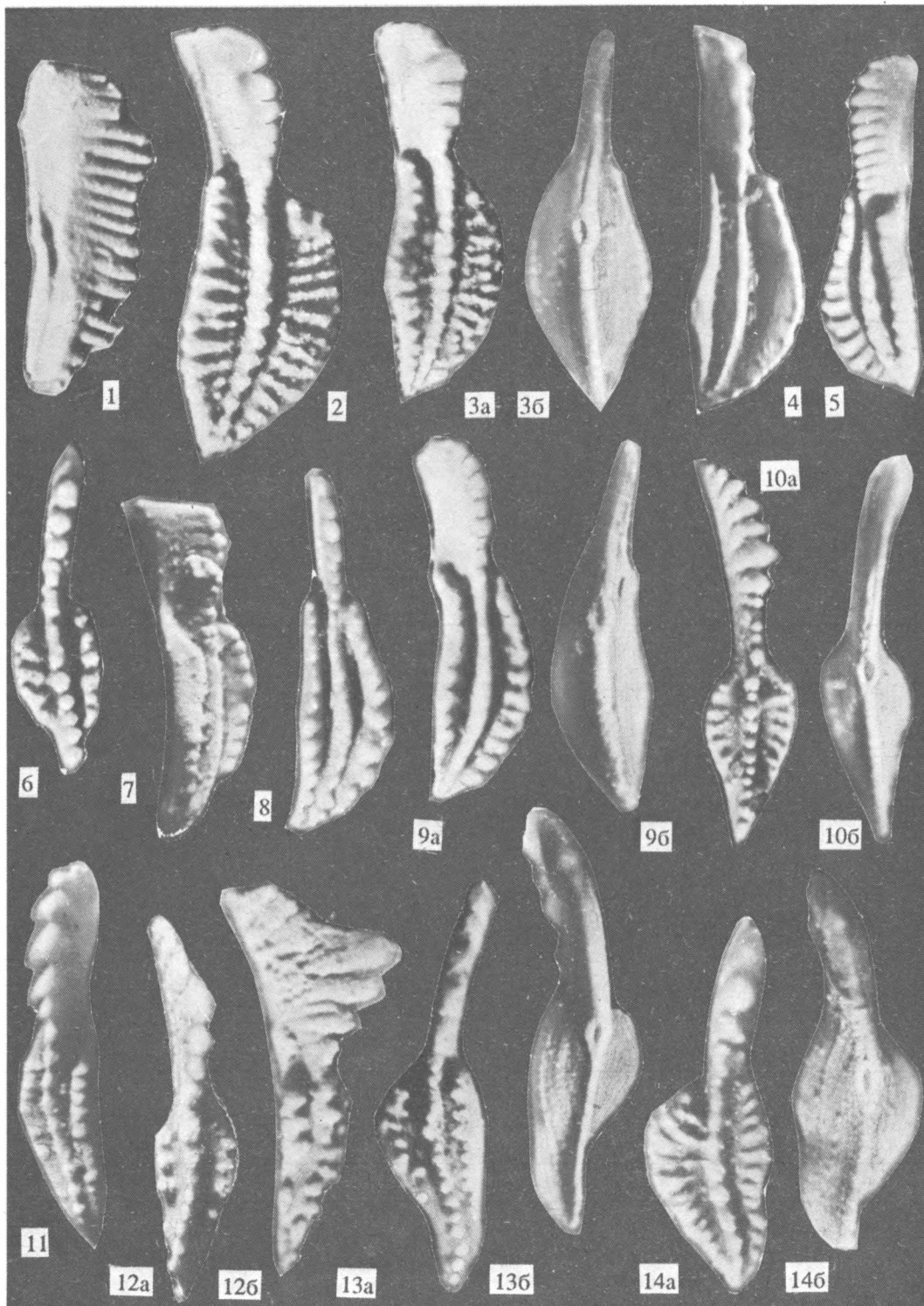


Таблица I.

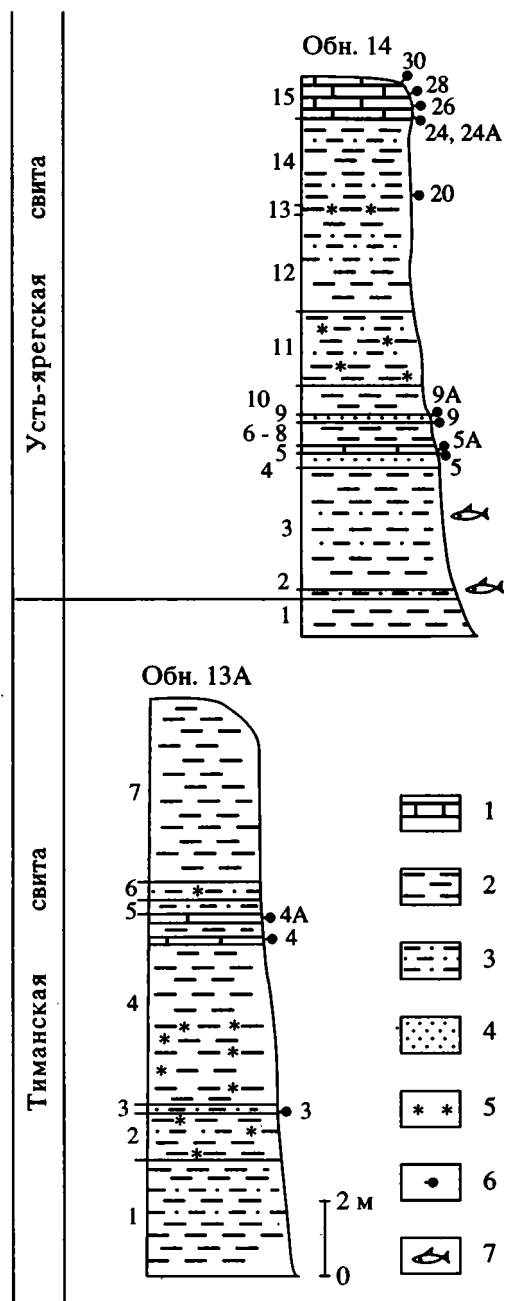


Рис. 2. Схематические разрезы пограничных отложений тиманской и усть-ярегской свит.

1 – известняки; 2 – глины, аргиллиты; 3 – алевролиты; 4 – песчаники; 5 – красноцветная окраска пород; 6 – образцы на конодонты; 7 – уровни находок ихтиофауны.

Граница тиманской и усть-ярегской свит (и, соответственно, тиманского и саргаевского региональных горизонтов) в данном обнажении различными исследователями проводилась по-разному (Юдина, Москаленко, 1988). Однако следуя приоритетным данным А.И. Ляшенко (1973), и с учетом находок в слое 2 комплекса ихтиофауны, характерного для низов саргаевского регионально-

го горизонта (Иванов, 1990), граница свит принимается в основании слоя 2. В этом случае мощность отложений усть-ярегской свиты (слои 2 - 14) оказывается весьма близкой к цифре (15 м), указанной А.И. Ляшенко (1973) для данного обнажения.

Рассмотрим возможности возрастных датировок тиманской и усть-ярегской свит по встреченным конодонтовым комплексам (таблица).

Находки конодонтов в нижней подсвите тиманской свиты, как уже отмечалось, отсутствуют. Комплексы конодонтов в обнажениях 18 и 13А верхнетиманской подсвиты близки между собой. Основу их составляют представители рода *Polygnathus*, что характерно для мелководных отложений. Виды *Polygnathus alatus*, *P. angustidiscus*, *P. webbi*, *Mehlina gradata* впервые появляются в верхах среднего девона (зона *Lowermost asymmetricus*) (Klapper, Johnson, 1980) и существовали на протяжении почти всего франского яруса. Однако преобладающий в комплексах по количеству экземпляров вид *P. lanei* (= *P. aff. angustidiscus sensu Klapper et Lane*, 1985) ранее был встречен в отложениях не древнее зоны *Lower asymmetricus* (Ivanov, Kuzmin, 1995). Таким образом, вполне вероятно, что эту часть разреза следует относить уже к зоне *Lower asymmetricus*, чему не противоречат и указания на находки в этих отложениях вида *Ancyrodella binodosa* (Халымбаджа, 1981). Этот вид появляется в основании зоны *Lowermost asymmetricus*, но распространен также в более молодых отложениях; в частности, на Южном Тимане он прослеживается до основания доманиковой свиты (= низы зоны *Middle asymmetricus* шкалы Циглера) (Овнатанова, Кузьмин, 1991). Следует также обратить внимание на то, что все виды конодонтов, установленные в верхнетиманских отложениях, обнаружены и в нижней части усть-ярегской свиты.

Комплекс конодонтов из нижней части усть-ярегской свиты (обнажение 14, образцы 5, 5А, 9, 9А), по существу не отличается от комплекса конодонтов верхнетиманской подсвиты. По своим литологическим особенностям эта часть разреза также близка к отложениям верхнетиманской подсвиты. В известняках, залегающих в кровле обнажения 14 (слой 15), и отражающих более мористые условия осадконакопления, в составе конодонтового комплекса появляются мезотаксисы и анцироделлы. Среди последних, кроме *Ancyrodella rotundiloba*, вида-индекса зоны *Lower asymmetricus* шкалы Циглера (Ziegler, 1971), и *A. binodosa* и *A. soluta*, появляющихся в более древних отложениях, присутствуют также виды *A. mouravieffi* и *A. rugosa* (таблица). Оба этих последних вида появляются внутри зоны *Lower asymmetricus* (Garcia-Lopez, 1987; Klapper, 1985; Sandberg et al., 1989). Более высокая часть усть-ярегской свиты сложена зеленовато-серыми глинами с частыми прослоями глинистых известняков и брахеоподовых известняков, в том числе ракушняков. Эта часть разреза хорошо обнажена

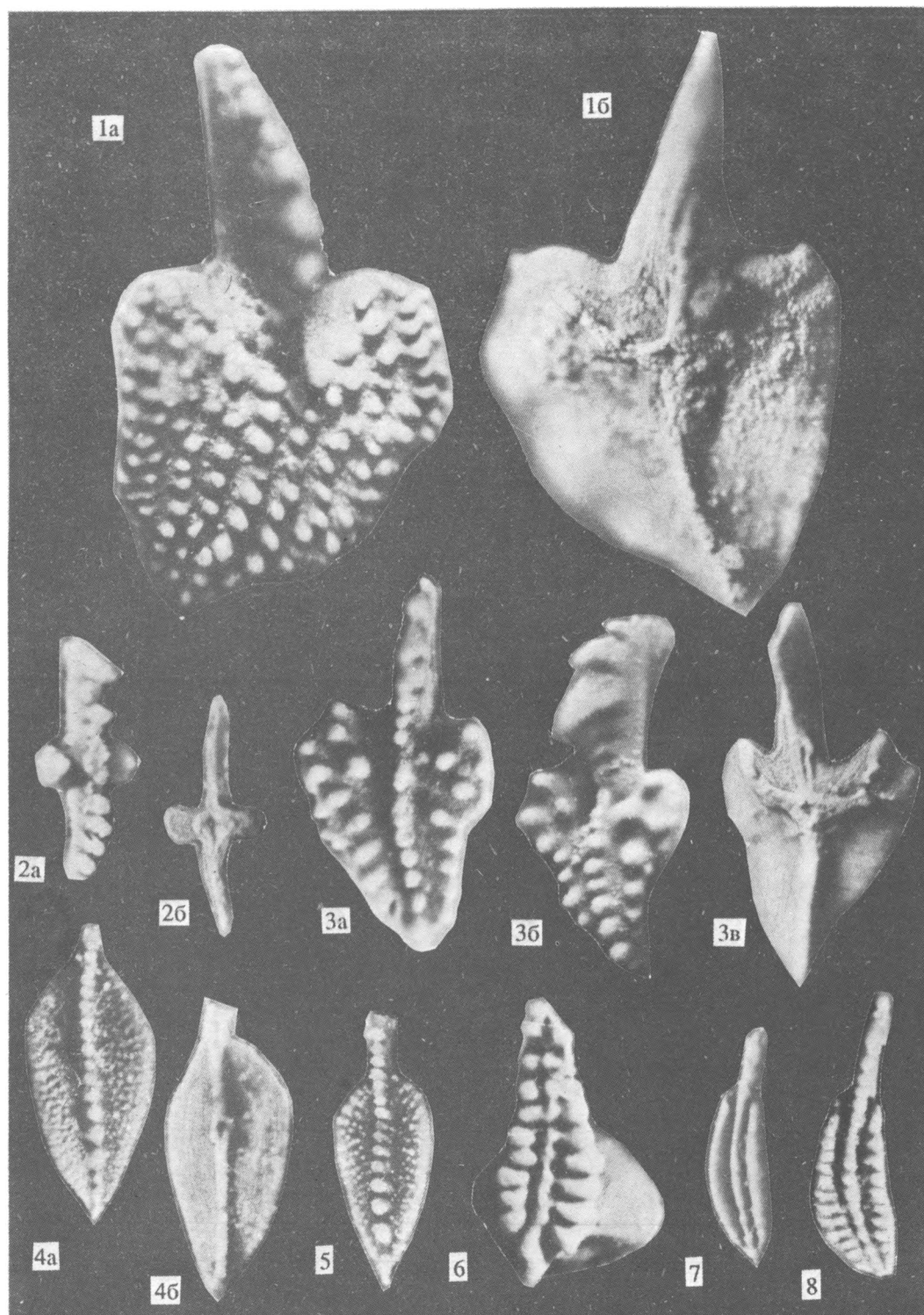


Таблица II. Конодонты усть-ярегской свиты.

1 – *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant), экз. ПИН 4551/15, а – сверху, б – снизу; обнажение 14, образец 24. 2 – *Ancyrodella binodosa* Uyeno, экз. ПИН 4551/16, а – сверху, б – снизу, обнажение 14, образец 26. 3 – *Ancyrodella mouravieffi* Garcia-Lopez, экз. ПИН 4551/17, а – сверху, б – сбоку, в – снизу, там же. 4, 5 – *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk, 4 – экз. ПИН 4551/18, а – сверху, б – снизу; 5 – экз. ПИН 4551/19, обнажение 14, образец 24. 6 – *Icriodus expansus* Branson et Mehl, экз. ПИН 4551/20, обнажение 14, образец 28. 7 – *Polygnathus* cf. *xylus* Stauffer, экз. ПИН 4551/21, обнажение 14, образец 24. 8 – *Polygnathus pennatus* Hinde, экз. ПИН 4551/22, обнажение 14, образец 28. Увеличение во всех случаях 45.

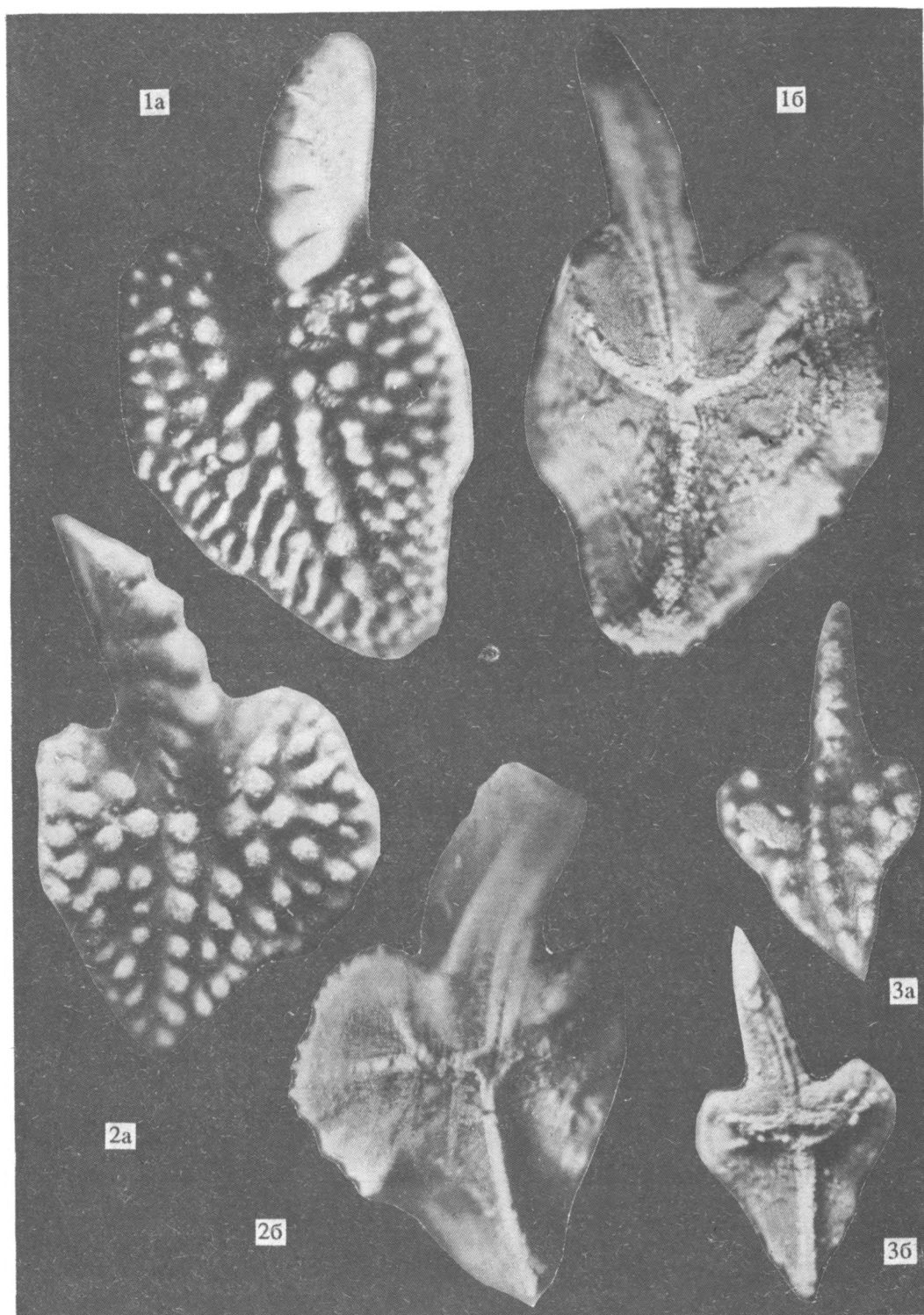


Таблица III. Конодонты усть-ярегской свиты.

1 – *Ancyrodella rugosa* Branson et Mehl, экз. ПИН 4551/23, а – сверху, б – снизу, обнажение 14, образец 24А, 2 – *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant), экз. ПИН 4551/24, а – сверху, б – снизу, обнажение 14, образец 26. 3 – *Ancyrodella soluta* Sandberg, Ziegler et Bultynck, экз. ПИН 4551/25, а – сверху, б – снизу, там же. Увеличение во всех случаях 45.

на реке Ярега (обнажения 16, 16К – рис. 1) (Юдина, Москаленко, 1988, Яцков, Кузьмин, 1992). Комплексы конодонтов в этих обнажениях содержат виды *Ancyrodella rotundiloba* Bryant, *A. alata* Glenister et Klapper, *A. rugosa* Branson et Mehl, *Mesotaxis asymmetrica* (Bischoff et Ziegler), *M. costalliformis* (Ji), *M. falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk. В самых верхах (около 4 м) усть-ярегской свиты появляются прослойки темно-серых и коричневатосерых полибиоморфно-детритовых известняков с аммоноидеями *Timanites keyserlingi* Miller (обнажения в устье реки Чуть). В этих известняках кроме перечисленных выше видов конодонтов появляются *Mesotaxis bogoslovskyi* Ovnatanova et Kuzmin, *Palmatolepis transitans* Muller. Этот комплекс конодонтов характерен для верхней части зоны *Lower asymmetricus* (Овнатанова, Кузьмин, 1991).

Общая мощность усть-ярегской свиты составляет 45 - 50 м.

ВЫВОДЫ

1. Изменение литологического состава вверх по разрезу в тиманской и усть-ярегской свитах отражает процесс развития трансгрессии морского бассейна. Нижняя граница усть-ярегской свиты принята в обнажении 14 в основании слоя 2.

2. Комплексы конодонтов из верхней подсвиты тиманской свиты и нижней части усть-ярегской свиты содержат одни и те же виды; по своему составу комплексы конодонтов отвечают мелководной биофаии *Polygnathus*. Присутствие в комплексах конодонтов вида *Polygnathus lanei* Kuzmin (= *P. aff. angustidiscus* sensu Klapper et Lane, 1985) позволяет предполагать корреляцию этой части разреза с зоной *Lower asymmetricus*.

3. Изменение состава конодонтового комплекса в вышележащей части усть-ярегской свиты обусловлено сменой фацциальных обстановок, связанных с постепенным увеличением глубины морского бассейна. Присутствие в конодонтовых комплексах совместно с *Ancyrodella rotundiloba* видов *A. rugosa*, *A. mouravieffi* (обнажение 14, слой 15), *A. alata* указывает на корреляцию этой части усть-ярегской свиты уже с верхней частью зоны *Lower asymmetricus*. При этом все виды конодонтов, обнаруженные в нижележащих отложениях, присутствуют и в данной части разреза.

4. Таким образом, нижняя граница конодонтовой зоны *Lower asymmetricus* и, соответственно, нижняя граница верхнего девона, рекомендованная Международной подкомиссией по стратиграфии девона, по-видимому, должны находиться внутри тиманской свиты (тиманского регионального горизонта).

Автор признателен Ю.А. Юдиной, Л.И. Мельниковой (Тимано-Печорское отделение ВНИГРИ, г. Ухта) и В.С. Сорокину (Латвийский государственный университет, г. Рига) за возможность ознакомления с материалами полевых наблюдений.

Исследования автора были поддержаны Фондом "Культурная инициатива" Российской Академии естественных наук и Фондом Дж. Сороса (1992 - 1993 гг.).

Ниже приведено описание двух новых видов конодонтов. Коллекция конодонтов хранится в Палеонтологическом институте Российской Академии наук под номером 4551.

Тип *CONODONTA* Pander, 1856

Класс *Conodonti* Branson, 1938

Отряд *Ozarcodinida* Dzick, 1976

Семейство *Polygnathidae* Bassler, 1925

Род *Polygnathus* Hinde, 1879

Polygnathus ljashenkoi Kuzmin, sp. nov.

Табл. 1, фиг. 8, 9

Название: в память А.И. Ляшенко.

Голотип: ПИН 4551/7, Республика Коми, Ухтинский район, поселок Водный, р. Ухта, обнажение 13А, обр. 4А; франский ярус, тиманская свита (рис. 3, фиг. 8).

Описание. Платформа узкая ланцетовидная, в передней трети она ростровидно сужена. Боковые края в передней части платформы приподняты вертикально; в средней части наружная сторона лопастеобразно расширена, а внутренняя часть сохраняет прежнюю ширину или также незначительно расширена. Конодонты относятся к классу *Pa* симметрии по Лейну (Lane, 1964) – правый боковой край платформы выше левого как у лево-, так и у правосторонних экземпляров. Осевой гребень дугообразно изогнутый. Свободный лист равен 1/3 длины конодонта, высота его зубчиков уменьшается по направлению назад. Карина дугообразно изогнута, неясно зубчатая, доходит до заднего конца платформы. Она сохраняет свою высоту на всем протяжении. Троги узкие, слабо асимметричные. Орнаментация представлена короткими широкими ребрами, образующими зубчатость боковых краев платформы. Базальная полость маленькая, округлая, с узкими флангами, расположена в передней трети платформы. Киль отчетливый, его высота несколько увеличивается у заднего конца платформы.

Сравнение. Описываемый вид отличается от *Polygnathus aequalis* Klapper et Lane изогнутой кариной и неравной высотой боковых краев платформы.

Материал. 12 экземпляров (таблица).

Polygnathus posterus Kuzmin, sp. nov.

Табл. 1, фиг. 11 - 13

?*Polygnathus angustidiscus* Youngquist: Klapper and Johnson, 1980, pl. 4, fig. 6.

Название: *posterus* (лат.) – следующий.

Голотип: ПИН 4551/13, Республика Коми, Ухтинский район, поселок Водный, р. Ухта, обнажение 14, образец 30; франский ярус, усть-ярегская свита (табл. I, фиг. 13).

Описание. Платформа удлинненно-овальная, с округлыми передним и заостренным задним концами. Наружная сторона несколько шире

внутренней. Боковые края платформы в передней половине приподняты и орнаментированы более или менее отчетливыми коническими бугорками. Задняя часть платформы плоская, в виде узкой площадки вдоль карины, гладкая или с редкими бугорками. Осевого гребень слабо дугообразно изогнутый или неясно сигмоидальный: свободный лист незначительно отклонен внутрь, а карина вблизи заднего конца платформы может отклоняться к наружному краю платформы. Длина свободного листа составляет несколько менее половины длины конодонта. Свободный лист состоит из семи зубчиков и максимальную высоту имеет в своей средней части. Карина отчетливо зубчатая. Троги мелкие, наружный несколько шире внутреннего, прослеживаются до средней части платформы. Базальная полость маленькая линзовидная с узкими флангами, расположена у переднего конца платформы. Киль отчетливый на всем протяжении, его высота несколько увеличивается у заднего конца платформы.

Замечания. Несомненно, что вид *P. posterus* sp. nov. происходит от вида *P. angustidiscus* Youngquist за счет разрастания платформы вдоль заднего конца осевого гребня.

Вероятно, к виду *P. posterus* sp. n. или к транзитным формам *P. angustidiscus*—*P. posterus* относится экземпляр, изображенный в работе Клаппера и Джонсона (Klapper, Johnson, 1980) на табл. 4, фиг. 6, как *P. angustidiscus*. Данный экземпляр изображен только в боковом положении, что затрудняет определение; орнаментации платформы у него слабо выражена, но задний свободный лист отсутствует.

Вариации в строении вида *P. posterus* выражаются в характере проявления трогов — от мелких, узких, протягивающихся до средней части платформы, до их отсутствия (плоская платформа), и величины зубчиков карины и бугорков, образующих орнаментацию платформы.

Материал: 7 экземпляров (таблица).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аристов В.А. Девонские конодонты Центрального девонского поля (Русская платформа). М.: Наука, 1988. 120 с.
- Иванов А.О. Снетогорский комплекс ихтиофауны Главного девонского поля и его биостратиграфическое значение // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. Вып. 1. № 7. 1990. С. 94 - 98.
- Ляшенко А.И. Биостратиграфия девонских отложений Южного Тимана // Тр. ВНИГНИ. Вып. 7. 1956. С. 4 - 31.
- Ляшенко А.И. Брахиоподы и стратиграфия нижнефранских отложений Южного Тимана и Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1973. 280 с.
- Овнатанова Н.С., Кононова Л.И. Корреляция верхнедевонско-нижнетурнейских отложений Европейской части СССР по конодонтам // Сов. геология. № 8. 1984. С. 32 - 42.
- Овнатанова Н.С., Кузьмин А.В. Конодонты типовых разрезов доманиковой свиты на Южном Тимане // Изв. АН СССР. Сев. геол. № 3. 1991. С. 37 - 50.
- Ржонсницкая М.А. Основные проблемы стратиграфии девона Советского Союза // Сов. геология. № 3. 1986. С. 53 - 65.
- Ржонсницкая М.А. Куликова В.Ф. (ред.) Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Девонская система. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 60 с.
- Ржонсницкая М.А., Куликова В.Ф. Девон Русской платформы // Стратиграфия и палеонтология девона, карбона и перми Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. С. 11 - 21.
- Халымбаджа В.Г. Конодонты верхнего девона востока Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань: Казанский ун-т, 1981. 212 с.
- Халымбаджа В.Г., Чернышева В.Г. Конодонты верхнедевонских отложений центральной части Волго-Уральской области и их стратиграфическое значение // Стратиграфия и палеонтология палеозоя востока Русской платформы. Казань: Казанский ун-т, 1978. С. 3 - 42.
- Юдина Ю.А., Москаленко М.Н. Опорные разрезы франского яруса Южного Тимана. Ухта: Тимано-Печорское отделение ВНИГРИ, 1988. 52 с.
- Яцков С.В., Кузьмин А.В. О соотношении комплексов аммонойд и конодонтов в нижнефранских отложениях Южного Тимана // Бюлл. МОИП. Отдел. геол. Т. 67. № 1. С. 1992. С. 85 - 89.
- Garcia-Lopez S. Los Conodontos y su aplicacion al estudio de la divisiones cronostratigraficas mayores del devonico Asturleones (Espana) // Instituto Geologico y Minero de Espana, Publicaciones especiales del boletin geologico y minero. Madrid, 1987. 112 p.
- Ivanov A.O., Kuzmin A.V. Frasnian vertebrate and conodont assemblages of the Middle Timan, Russia // Acta Geol. Polon. 1995. V. 45 (in press).
- Klapper G. Sequence in conodont genus *Ancyrodella* in Lower asymmetric Zone (Earliest Frasnian, Upper Devonian) of the Montagne Noire, France // Palaeontographica. 1985. Abt. A. 188. P. 19 - 34.
- Klapper G., Johnson J.G. Endemism and dispersal of Devonian conodonts // J. Paleontology. 1980. V. 54. № 2. P. 400 - 455.
- Lane H.R. Symmetry in conodont element-pairs // J. Paleontology. 1968. V. 42. № 6. P. 1258 - 1263.
- Rzhonsnitskaya M.A. Biostratigraphic Scheme of the Devonian of the Russian Platform // Devonian of the World. McMillan N.J., Embry A.F., Glass D.J. (ed.). Canad. Soc. Petrol. Geol. 1988. Mem. 14. P. 691 - 702.
- Sandberg C.A., Ziegler W., Bultrynk P. New Standard Conodont Zones and Early *Ancyrodella* Phylogeny across Middle-Upper Devonian Boundary // Courier Forschungsinst. Sencenberg. 1989. V. 110. P. 195 - 230.
- Ziegler W. Conodont stratigraphy of the European Devonian // Geol. Soc. of America. Mem. 127. 1971. P. 227 - 284.

Рецензенты В.А. Аристов, А.Ю. Розанов

УДК 564.53:551.761.2 (571.5)

НОВАЯ ЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА ЛАДИНСКОГО ЯРУСА СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

© 1995 г. А. С. Дагис*, А. Г. Константинов**

*Институт экологии Академии наук Литвы
232600 Вильнюс, ул. Академиос, 2, Литва**Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН
630090 Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия

Поступила в редакцию 14.05.93 г., получена после доработки 11.10.93 г.

На основании изучения наиболее полных разрезов Северо-Востока Азии и ревизии аммоноидей эндемичного бореального семейства *Nathorstiidae* предложена новая зональная схема ладинского яруса этого региона. Филогенетической основой схемы является выявленная морфолого-генетическая последовательность родов и видов натгорститид. Нижний ладинский подъярус включает зону *Intornites oleshkoi*, верхний – зоны *Tsvetkovites constantis*, *Tsvetkovites neraensis*, *Indigirites krugi*, *Nathorstites mclearnii*, *Nathorstites mcconnelli* и *Nathorstites lindstroemi*. Проведена корреляция ладинских отложений Северо-Востока Азии, Свальбарда и Канады.

Ключевые слова. Северо-Восток Азии, биостратиграфия, ладинский ярус, натгорститиды.

ВВЕДЕНИЕ

Биостратиграфическая схема ладинского яруса Бореальной области, и в частности Северо-Востока Азии, является наименее разработанной по сравнению с другими ярусами триаса. Причиной такого положения является как относительная редкость, малое таксономическое разнообразие и высокая степень эндемизма бореальных ладинских аммоноидей, так и необходимость ревизии аммоноидей этого возраста и в первую очередь важнейшей группы – натгорститид.

Первая зональная схема ладинского яруса Северо-Востока Азии была предложена Ю.Н. По-

повым (1961), выделившим в его объеме две зоны: *Neodalmatites* внизу, которая, судя по приведенной палеонтологической характеристике, отвечает интервалу от фрехитовых до натгорститовых слоев, и *Nathorstites* сверху, включающая слои с натгорститидами (табл. 1). Более детальная зональная схема, состоящая из четырех зон, разработана Ю.В. Архиповым и др. (1972). Зоны *Nathorstites lenticularis* и *Nathorstites gibbosus* сопоставляются с родовой зоной *Nathorstites* Ю.Н. Попова, зоны *Longobardites oleshkoi* и *Arctoptychites kruzini* по стратиграфическому положению ниже слоев с натгорститами и выше таковых с *Frechites*

Таблица 1. Расчленение ладинского яруса Северо-Востока Азии (по разным авторам)

Ю.Н. По- пов, 1961	Ю.В. Архи- пов и др., 1972	Ю.В. Ар- хипов, 1974	А.С. Дагис и др., 1979		А.С. Дагис, 1986		М.В. Корчинская и др., 1989		Предлагаемая схема	
Nathorstites	Nathorstites gibbosus	Stolleyites gibbosus	Nathorstites tenuis		карний	Nathorstites tenuis	карний	Nathorstites tenuis	карний	Stolleyites tenuis
	Nathorstites lenticularis		Nathorstites lenticularis	Nathorstites mcconnelli	Nathorstites mcconnelli		Nathorstites mcconnelli		Nathorstites lindstroemi	
				Nathorstites mcconnelli		Nathorstites mcconnelli		Nathorstites mcconnelli		
				Nathorstites mcconnelli		Nathorstites mcconnelli		Nathorstites mcconnelli		
	Suordachites neraensis	Indigirites krugi	Indigirites krugi	Indigirites krugi		Indigirites krugi		Indigirites krugi		
Indigirites krugi			Indigirites krugi		Indigirites krugi					
Neodal- matites	Arctoptychites kruzini	Arctoptychites kruzini	Arctoptychites omolajensis		Arctoptychites omolajensis		Arctoptychites omolajensis		Tsvetkovites constantis	
	Longobardites oleshkoi	Longobardites oleshkoi	Longobardites oleshkoi		Longobardites (Intornites) oleshkoi		анизий	Arctogymnites spektori	Intornites oleshkoi	

приблизительно коррелируются с зоной Neodalmatites. Позднее Ю.В. Архипов (1974), выявив дискретность уровней с Indigirites и Nathorstites в Восточной Якутии, предложил другой вариант расчленения верхней части яруса: нижняя зона Suordachites neraensis, охарактеризованная преимущественно родами Suordachites (=Tsvetkovites) и Indigirites, соответствует низам зоны lenticularis, верхняя зона Stolleyites gibbosus, в которой встречаются роды Stolleyites и Nathorstites, сопоставляется с верхней частью зоны lenticularis и зоной gibbosus (табл. 1). А.С. Дагисом и др. (1979) в связи с синонимизацией отдельных видов-индексов изменена номенклатура некоторых зон, в составе натторститовых слоев выделено три биостратона: подзоны Indigirites krugi и Nathorstites mcconnelli в зоне lenticularis и зона Nathorstites tenuis. Подзону krugi можно считать точным эквивалентом зоны neraensis Ю.В. Архипова (1974), подзона mcconnelli и зона tenuis соответствуют зоне gibbosus вышеприведенного автора. В дальнейшем (Дагис, 1986), после выявления различия комплексов аммонойд подзон krugi и mcconnelli

на родовом уровне, ранг таковых был повышен до зон, упразднена зона lenticularis. Также на основании находок Nathorstites tenuis совместно с Halobia zitteli в Северном Приохотье был доказан карнийский возраст зоны Nathorstites tenuis (Бычков, 1982). Таким образом, современная схема ладинского яруса состоит из четырех зон, условно коррелируемых с зонами ладина других бореальных регионов.

М.В. Корчинская и др. (1989) заменили вид-индекс нижней зоны Longobardites oleshkoі Archipov, являющийся синонимом, по мнению этих авторов, позднеанизийского L. nevadanus (Hyatt et Smith), на Arctogymnites spektori и предложили ограничить объем ладинского яруса тремя зонами, полагая, что зона spektori имеет еще анизийский возраст.

В последние годы в рамках продолжающихся работ по ревизии триасовых бореальных аммонойд, детализации и палеонтологическому обоснованию зональных схем триаса Сибири нами были изучены наиболее полные разрезы ладинского яруса севера Сибири и Северо-Востока,

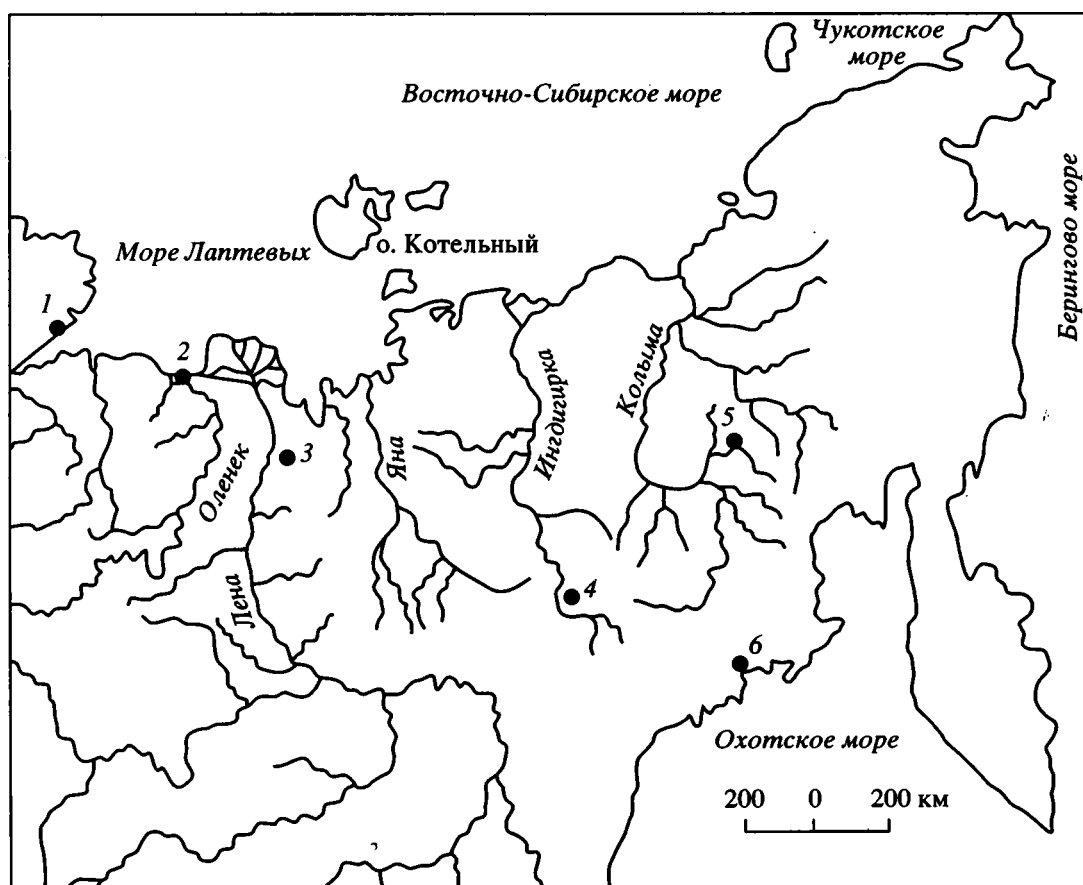


Рис. 1. Схема расположения основных разрезов ладинского яруса Северо-Востока Азии.

1 – Восточный Таймыр, мыс Цветкова; 2 – Оленекский залив моря Лаптевых, мыс Улахан-Крест и пос. Ыстаннах-Хочо; 3 – хр. Хараулах, р. Някучан; 4 – верхнее течение р. Индигирки, руч. Турах-Юрях; 5 – бассейн р. Колымы, р. Джугаджак; 6 – Северное Приохотье, рр. Левая и Правая Вторая Сентябрьская.

проведено изучение типового материала как сибирского, так и канадского и свальбардского, позволившее унифицировать определения натгорститид во всей Бореальной области и наметить основные тенденции эволюции этой группы. В объеме ладинского яруса было выделено семь комплексов аммоноидей (Дагис и др., 1991), последовательность которых прослежена на огромной территории от Восточного Таймыра до Охотского побережья и положена в основу предложенной в данной статье новой зональной схемы ладинского яруса Северо-Востока Азии (рис. 1).

Новая зональная схема базируется на результатах ревизии эндемичного бореального семейства *Nathorstitidae*, позволившего выявить основные тенденции морфологической эволюции группы и достаточно точно осветить их филогенез. Выявленная морфолого-генетическая последовательность родов "*Intornites*" *oleshkoi* → *Tsvetkovites* → *Indigirites* → *Nathorstites* → *Stolleyites*, а также в отдельных случаях видов (родов *Tsvetkovites*, *Nathorstites*) является филогенетической основой новой схемы. Тесная связь последовательных таксонов, наличие в некоторых случаях переходных форм позволяют полагать, что схема достаточно полно отражает основные этапы развития семейства и лишена сколь-нибудь существенных хиатусов.

Послойное описание основных наиболее полных изученных разрезов ладинского яруса Северо-Востока Азии и их палеонтологическая характеристика даны в работе А.С. Дагиса и др. (1991).

ЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА

Нижний подъярус

Зона *Intornites oleshkoi*

Вид-индекс. *Intornites oleshkoi* Archipov (=Longobardites *oleshkoi* Archipov; Архипов, 1974, с. 239, табл. 11, фиг. 1).

Типовая местность. В качестве стратотипа зоны А.С. Дагисом и др. (1979) был выбран разрез в Северном Приохотье, в бассейне р. Яны (разрез по р. Второй Сентябрьской, слой 11). Однако аммоноидеи из этого интервала были неверно идентифицированы и принадлежат, очевидно, к *Tsvetkovites constantis* (Arch.) (Дагис и др., 1991). Наиболее широко эта зона распространена в бассейне низовьев р. Лены, и разрез по р. Някучану (низы слоя 2) (Дагис и др., 1991) может быть предложен в качестве парастратотипического (рис. 1).

Номенклатура. Зона *Longobardites oleshkoi* была выделена Ю.В. Архиповым и др. (1972) в Восточной Якутии, в бассейне р. Омолой. Соответствует нижней части зоны *Neodalmatites* Ю.Н. Попова. Синонимом является зона *spectori* (Корчинская и др., 1989).

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Аммоноидеи в этой зоне крайне редки. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса, и объем зоны соответствует интервалу стратиграфического распространения последнего (рис. 2). В комплекс зоны входят также *Arctogymnites spectori* Arch. и *Indigirophyllites ex gr. oimekonensis* Popow.

Распространение. Низовья р. Анабар, побережье Оленекского залива моря Лаптевых, нижнее течение р. Лены, хр. Хараулах и Кулар.

Верхний подъярус

Зона *Tsvetkovites constantis*

Вид-индекс. *Tsvetkovites constantis* (Archipov) (=Longobardites *constantis* Archipov; Архипов, 1974, с. 240, табл. 11, фиг. 3).

Типовая местность. Хараулахский хребет, р. Някучан (Дагис и др., 1991, разрез 3, верхние 7.2 м слоя 2, слой 3, 4 и нижние 3 м слоя 5) (рис. 1).

Номенклатура. Зона впервые выделяется в данной работе. По объему она шире ранее выделявшейся и вошедшей во все современные схемы ладинского яруса Сибири зоны *Arctoptychites omoljensis*, в комплексе которой Ю.В. Архипов (1974) указал *Longobardites constantis*. Отсутствие *Arctoptychites kruzini* (=Arctoptychites *omoljensis*) в верхней части одноименной зоны на р. Второй Сентябрьской было отмечено А.С. Дагисом и др. (1974), где были обнаружены только *Longobardites*, близкие к *L. oleshkoi* (=Tsvetkovites *constantis*). Таким образом, сохранить прежнее название для этого интервала не представляется возможным и введение зоны *constantis* лишит схему явных пропусков.

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса и рода *Tsvetkovites* (рис. 2). Здесь встречаются также виды *Tsvetkovites*, имеющие сравнительно тонкие внутренние обороты без сильных приумбиликальных бугорков и складок: *T. varius* Weitschat, *T. dolioliformis* Vav. et Korch., причем *T. varius* приурочен к низам зоны. Обычны также *Arctogymnites spectori* Arch. и *Indigirophyllites oimekonensis* Popow. Распространение *Arctoptychites omoljensis* ограничено средней частью зоны.

Остается перспектива дальнейшего расчленения этого интервала, в частности, в нижней части зоны может быть обособлено подразделение в ранге подзоны, в котором распространен *Tsvetkovites varius* Weitschat. Для этого необходимо изучение дополнительных разрезов.

Распространение. Восточный Таймыр, побережье Оленекского залива моря Лаптевых, хр. Хараулах, Кулар, бассейн верхнего течения

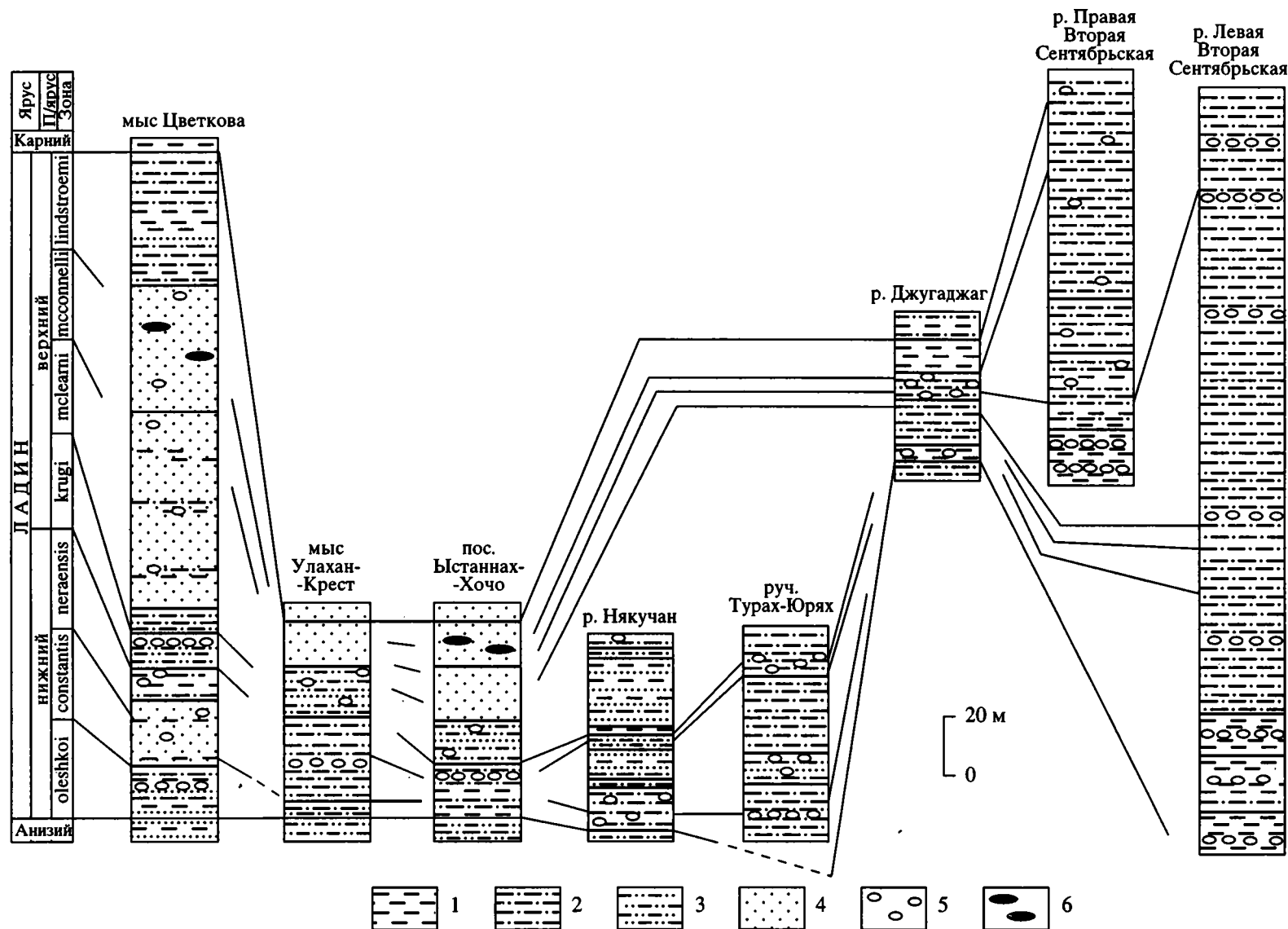


Рис. 2. Корреляция разрезов ладинского яруса Северо-Востока Азии (описание разрезов см. в работе А.С. Дагис и др., 1991).
1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – алевролиты песчанистые; 4 – песчаники; 5 – конкреции; 6 – линзы и прослойки каменного угля.

р. Индигирки, Северное Приохотье, частичные аналоги зоны известны везде, где отмечен *Arctostychites omolomensis*.

Зона *Tsvetkovites neraensis*

Вид-индекс. *Tsvetkovites neraensis* (Popow) (=Indigirites neraensis Popow; Попов, 1946, с. 54, табл. 1, фиг. 4а, 4в).

Типовая местность. Хараулахский хребет, р. Някучан (Дагис и др., 1991; разрез 3, слой 5, 4 - 4.5 м от основания) (рис. 1).

Номенклатура. Впервые зона с одноименным названием была выделена Ю.В. Архиповым (1974) в бассейне нижнего течения р. Яны. По своей палеонтологической характеристике, а именно наличию в комплексе аммоноидей *Suor-dachites* (=Tsvetkovites) neraensis и *S.* (=Indigirites) krugi, она соответствует зоне neraensis и низам зоны krugi как они тракуются в настоящей работе. Из анализа стратиграфического распространения аммоноидей в разрезе, составленном по обнажениям правого берега руч. Туона и приведенном Ю.В. Архиповым (1974, с. 95), видно, что *S. neraensis* в целом занимает более низкое стратиграфическое положение, чем род Indigirites: он отмечен в слое 1, встречается совместно с Indigirites в слое 2, выше которого, в слое 8, есть только Indigirites. К последнему по скульптуре следует также отнести и формы, определенные как *Nathorstites lenticularis* и *N. maccconnelli* и изображенные на табл. 13, фиг. 3 и 4. Несмотря на изменение объема, сохраняется прежнее название зоны, поскольку *Tsvetkovites neraensis* является единственным видом, пригодным в качестве вида-индекса зоны.

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса и *Tsvetkovites aff. neraensis* (Popow) (рис. 2), имеющих толстые внутренние обороты пятиугольного сечения со вздутой приумбональной частью, несущей грубые бугорки и складки, несколько вогнутые боковые стороны. Также встречаются *Indigirophyllites oimekonensis* Popow, *Arctogymnites* sp. и появляется род *Aristostychites*.

Распространение. Восточный Таймыр, побережье Оленекского залива моря Лаптевых, хр. Хараулах, бассейн нижнего течения р. Яны, верхнее течение р. Индигирки, р. Нера, Северное Приохотье.

Зона *Indigirites krugi*

Вид-индекс. *Indigirites krugi* Popow (Попов, 1946; с. 53, табл. 1, фиг. 11а, 11в).

Типовая местность. Северное Приохотье, бассейн р. Яны, р. Левая Вторая Сентябрьская (Бычков, 1977; с. 70, слой 16) (рис. 1).

Номенклатура. Впервые данное подразделение выделено А.С. Дагисом и др. (1979) в ранге подзоны, в последующем его ранг повышен до зоны (Дагис, 1986).

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению рода Indigirites и вида-индекса в частности (рис. 2). Объем зоны соответствует диапазону стратиграфического распространения рода Indigirites. Здесь также распространены Indigirites tzaregradskii Popow, I. argatassensis Popow, I. tozeri Weitschat, *Aristostychites kolymensis* Kipar. Только в нижней части зоны встречаются последние редкие *Tsvetkovites neraensis* (Popow).

Распространение. Восточный Таймыр, побережье Оленекского залива моря Лаптевых, нижнее течение и дельта р. Лены, хр. Хараулах, бассейн нижнего течения р. Яны, верхнее течение рек Индигирки и Колымы; Северное Приохотье.

Зона *Nathorstites mcleani*

Вид-индекс. *Nathorstites mcleani* Tozer (ex MS).

Типовая местность. Северное Приохотье, бассейн р. Яны, р. Левая Вторая Сентябрьская (Дагис и др., 1991; с. 80, интервал от 68.5 до 194 м от основания слоя 4) (рис. 4).

Номенклатура. Зона выделяется впервые, соответствует нижней части зоны *Nathorstites mconnelli* предыдущих схем (Дагис, 1986; Дагис и др., 1979; Корчинская и др., 1991).

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению рода *Nathorstites* и вида-индекса. Объем зоны соответствует интервалу стратиграфического распространения последнего (рис. 2). *Nathorstites mcleani* ассоциирует с *Aristostychites kolymensis* Kipar., *Indigirophyllites* sp. и *Lobites kolymensis* Bytschkov.

Распространение. Восточный Таймыр, бассейн р. Колымы, Северное Приохотье.

Зона *Nathorstites mconnelli*

Вид-индекс. *Popanoceras mconnelli* Whiteaves (=Nathorstites mconnelli; Whiteaves, 1889, p. 138, pl. 18, fig. 2, 2a).

Типовая местность. Северное Приохотье, бассейн р. Яны, р. Правая Вторая Сентябрьская (Дагис и др., 1991; с. 89, слой 2, интервал 9.2 м от основания слоя - кровля, слой 3, 0 - 67 м от основания) (рис. 1).

Номенклатура. Впервые подразделение с таким названием выделено А.С. Дагисом и др. (1979) в ранге подзоны зоны *Nathorstites lenticularis*, позднее ему придан ранг зоны (Дагис, 1986), соответствующей интервалу рода *Nathorstites*. В результате ревизии разрезов и аммоноидей

Таблица 2. Корреляция бореального ладина

Северо-Восток Азии	Британская Колумбия	Свальбард	Альпы
Nathorstites lindstroemi	Frankites sutherlandi	Daxatina canadensis	Frankites regoledanus
Nathorstites mcconnelli			
Nathorstites mcleami	Mcleamoceras mcleami		
Indigirites krugi	Meginoceras meginiae	Indigirites tozeri	Protrachyceras archelaus
Tsvetkovites neraensis			
Tsvetkovites constantis	Progonoceras poseidon	Tsvetkovites varius	
Intornites oleshkoi	Eoprotrachyceras subasperum		Eoprotrachyceras curionii

была установлена следующая последовательность видов рода *Nathorstites*: *N. mcleami* → *N. mcconnelli* → *N. lindstroemi*. Поэтому зона *mcconnelli* в настоящей работе отвечает лишь средней части одноименной зоны прежних схем.

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса и объем зоны охватывает диапазон последнего (рис. 2). Кроме вида-индекса, встречаются *Nathorstites* sp., *N. aff. mcconnelli*, *Sphaerocladiscites omolonensis* Bytschkov и *Indigirophyllites* sp.

Распространение. Бассейн р. Колымы, Северное Приохотье.

Зона *Nathorstites lindstroemi*

Вид-индекс. *Nathorstites lindstroemi* Böhm (Böhm, 1903, S. 64, Taf. 7, fig. 17, 18, 25 - 27, 33, 34, 37 - 39).

Типовая местность. Бассейн р. Колымы, р. Джугаджак, правый приток р. Коркодон в ее среднем течении (Дагис и др., 1991); разрез 5, слой 4, 9, 7 м от основания и выше, слой 5 (рис. 1).

Номенклатура. Зона выделяется впервые, соответствует верхней части зоны *Nathorstites mcconnelli* прежних схем.

Стратиграфия и палеонтологическая характеристика. Нижняя граница зоны совпадает с появлением вида-индекса, объем зоны соответствует его биозоне (рис. 2). Также встречается *Sphaerocladiscites omolonensis* Bytschkov.

Распространение. Бассейн р. Колымы, Северное Приохотье.

ВОПРОСЫ КОРРЕЛЯЦИИ

Корреляция ладинских отложений Северо-Востока Азии с разновозрастными отложениями других бореальных регионов, в которых встречаются общие формы, была до недавнего времени в значительной мере условной. Последние работы по стратиграфии триаса Свальбарда (Weitschat, Lehmann, 1983; Weitschat, Dagys, 1989); анализ распространения натгорститид в разрезах Британской Колумбии, проведенный Э.Т. Тозером (Tozer, 1981), а также ревизия разрезов и унификация определений натгорститид Северо-Востока Азии (Дагис и др., 1991) позволяют внести существенные уточнения в прежние корреляционные построения.

Зона *Tsvetkovites varius* Свальбарда, в которой кроме вида-индекса встречаются *Arctoptychites euglyphus* (Mojs.) и *Indigirophyllites spetsbergensis* (Öberg), может быть сопоставлена с нижней частью зоны *constantis*, в которой отмечен *Tsvetkovites varius* и формы, близкие к этому виду (табл. 2). Такому сопоставлению не противоречит наличие выше, в средней части зоны *constantis* *Arctoptychites omolajensis* Arch., который имеет, по мнению В. Вайтшата и А.С. Дагиса (Weitschat, Dagys, 1989), более молодой возраст, чем *Arctoptychites euglyphus* (Mojs.). Близкую точку зрения имеет А.Г. Константинов (1991), считая *A. euglyphus* (Mojs.) связующим звеном между родами *Ptychites* и *Arctoptychites*. Зона *Indigirites tozeri* является коррелятивом сибирской зоны *krugi* на основании несомненного сходства (или тождества) *Indigirites tozeri* Weitschat с сибирским видом *I. argatassensis* Popow. Аналоги зон *oleshkoi*, *neraensis*, *mcleami* и *mcconnelli* на Свальбарде, вероятно, отсутствуют. Только на о-ве Медвежий палеонтологически охарактеризованы самые верхние слои ладинского яруса, выделенные в зону *Daxatina canadensis* (Weitschat, Dagys, 1989), в которой совместно с видом-индексом и другими трахицератидами ("Clionites" *spinosus*) встречаются *Nathorstites lindstroemi* (устное сообщение В. Вайтшата – W. Weitschat). Вероятно, по крайней мере верхняя часть этой свальбардской зоны может быть сопоставлена с зоной *lindstroemi* Сибири.

Наиболее детальная зональная схема ладинского яруса, включающая пять зон, разработана в Британской Колумбии Э.Т. Тозером (Tozer, 1967). Первоначально две нижние зоны *subasperum* и *poseidon* отнесены к нижнему ладину, верхние *meginiae*, *mcleami* и *sutherlandi* – к верхнему. Поводом для этого послужили находки даонелл, близких к венгенским *Daonella lommeli* в зонах *meginiae* и *mcleami* (Tozer, 1967, p. 29). Позднее зона *poseidon* была переведена в состав верхнего ладинского подъяруса, поскольку в этой зоне появляются настоящие *Protrachyceras*, близкие к *P. longobardicum* из зоны *archelaus* Альп (Tozer, 1981,

р. 410). Уверенно сопоставляются по наличию рода *Arctoptychites* и форм, близких к *Tsvetkovites constantis* зона *poseidon* с зоной *constantis*. Зона *oleshkoii* по стратиграфическому положению коррелируется с зоной *subaspermum*. Достаточно четким коррелянтом зоны *krugi* является зона *meginae*, среди комплекса видов этой зоны есть *Indigirites* и даже *I. krugi* Porow, к которому может быть отнесена форма, описанная Ф. Мак-Лерном (McLearn, 1947, pl. II, fig. 6), и на нее же ссылается Э.Т. Тозер (Tozer, 1967, p. 29) при характеристике натгорститид зоны *meginae*. Зоны *mcconnelli* и *lindstroemi* можно коррелировать с зоной *sutherlandi*, по всему объему которой встречаются *Nathorstites mcconnelli* (Whit.). В состав этого вида Э.Т. Тозер, по-видимому, включает и *Nathorstites lindstroemi*. По крайней мере, он пишет (Tozer, 1981, p. 48), что молодые натгорститиды Свальбарда близки к *N. mcconnelli* по отчетливым фалькоидным линиям роста и считает, что слои с *Nathorstites* о-ва Медвежьего не древнее зоны *sutherlandi*. Это подтверждается находками *Nathorstites lindstroemi* Böhm на Северо-Востоке Азии ниже нижнекарнийских *Stolleyites*, представители которого недавно обнаружены в Канаде в самой нижней зоне карния *Trachyceras desatoyense* (Дагис, Тозер, 1989).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов Ю.В. Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1974. 270 с.
- Архипов Ю.В., Бычков Ю.М., Полуботко И.В. Новая зональная схема триасовых отложений Северо-Востока СССР // Новые данные по границе перми и триаса СССР. Л.: МСК СССР, ВСЕГЕИ, 1972. С. 8 - 11.
- Бычков Ю.М. Опорные разрезы триаса верховьев Колымы и Северного Приохотья // Стратиграфия и фауна Бореального триаса. М.: Наука, 1977. С. 51 - 82.
- Бычков Ю.М. О возрасте натгорститов // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1982. № 26. С. 38 - 43.
- Дагис А.С. Проблемы биостратиграфии триаса Сибири и Дальнего Востока // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 9 - 16.

- Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 243 с.
- Дагис А.С., Бычков Ю.М., Архипов Ю.В. Биостратиграфия триаса Северо-Восточной Азии // Биостратиграфия бореального мезозоя. Новосибирск: Наука, 1974. С. 6 - 24.
- Дагис А.С., Константинов А.Г., Соболев Е.С. Материалы к биостратиграфической схеме ладинского яруса бореальных регионов // Биостратиграфия и палеонтология триаса Сибири. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1991. С. 74 - 96.
- Дагис А.С., Тозер Э.Т. Корреляция триаса Северной Канады и Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 3 - 9.
- Константинов А.Г. Биостратиграфия и аммоноидеи верхнего анизия севера Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. 160 с.
- Корчинская М.В., Аркадьев В.В., Вавилов М.Н. Биостратиграфия и корреляция ладинского яруса среднего триаса бореальной области // Сов. геология. 1989. № 10. С. 40 - 47.
- Попов Ю.Н. Фауна ладинского яруса из окрестностей Оймякона // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1946. Вып. 2. С. 48 - 61.
- Попов Ю.Н. Триасовые аммоноидеи Северо-Востока СССР. Л.: Госгеолтехиздат, 1961. 179 с.
- Böhm J. Ueber die Obertriadische Fauna der Bäreninsel // Kgl. sven. vet.-akad. handl. 1903. Bd 37. № 3. S. 1 - 76.
- McLearn F.H. The Triassic *Nathorstites* fauna in the Northeastern British Columbia and Ellesmer Island // Bull. Geol. Surv. Canada. 1947. Pap. 47 - 24. P. 1 - 27.
- Tozer E.T. A standard for Triassic time // Bull. Geol. Surv. Canada. 1967. № 156. 101 p.
- Tozer E.T. Triassic Ammonoidea: geographic and stratigraphic distribution // Systematic Association. Spec. volume. № 18. 1981. P. 397 - 431.
- Weitschat W., Lehmann U. Stratigraphy and ammonoids from the Middle Triassic Botneheia Formation (Daenella Shales) of Spitzbergen // Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg. 1983. Bd. 54. P. 27 - 54.
- Weitschat W., Dagys A.S. Triassic biostratigraphy of Svalbard and a comparison with NE - Siberia // Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg. 1989. H. 68. P. 179 - 213.
- Whiteaves J.F. On some fossils from the Triassic rocks of British Columbia // Geol. Surv. Canada, Contr. Can. Paleontol. 1889. V. 1. P. 127 - 149.

Рецензент А.А. Шевырев

УДК 553.9:551.762(517.3)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ЮРСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ НА СЕВЕРЕ МОНГОЛИИ

© 1995 г. В. Ф. Шувалов

Институт озероведения РАН

196199 Санкт-Петербург, ул. Севастьянова, 9, Россия

Поступила в редакцию 17.07.93 г., получена после доработки 10.02.94 г.

Рассматривается стратиграфическое положение основных угольных месторождений Северной Монголии (Шарынгольского, Сайханобинского и Эгингольского) в свете новых, в том числе оригинальных данных по геологии и палеонтологии их угленосных отложений. На основании сборов ископаемых фаунистических и флористических остатков (моллюски, рыбы, листовая флора) отложения угленосных толщ этих месторождений отнесены к средней юре, а свита в целом (с учетом подстилающих их подугленосных фаунистически и флористически не охарактеризованных толщ) – к нижней-средней юре. Свита, объединяющая обе толщи на всех трех месторождениях, названа эгингольской и включена в состав межрегионального хамархубуринского горизонта Монголии, датируемого тем же возрастным интервалом (нижняя - средняя юра). Ранее большинством исследователей отложения угольных месторождений датировались средней - верхней юрой без достаточных, на наш взгляд, на то оснований, т.е. в значительной мере условно, без учета подугленосных толщ, обладающих местами значительными мощностями и, как правило, не содержащих в себе определенных органических остатков.

Ключевые слова. Северная Монголия, угленосные отложения, биостратиграфия, нижняя - средняя юра.

ВВЕДЕНИЕ

Первые находки юрских континентальных угленосных флористически охарактеризованных отложений были сделаны еще в конце прошлого века Г.Н. Потаниным в предгорном массиве Оши-Боро-Удзюр-Ула или просто в гряде Оши к западу от хр. Джаргаланту-Нуру (Монгольский Алтай) на западе Монголии (Геология Монг. Нар. Респ., 1973). Впоследствии они были обнаружены и во многих других районах Монголии, в том числе и на севере ее (Геология Монг. Нар. Респ., 1973). Однако до сих пор стратиграфическая позиция многих из них остается достаточно неопределенной. Цель статьи – устранить до некоторой степени этот пробел и дополнить имеющиеся материалы новыми оригинальными данными, полученными в последние десятилетия как автором, так и некоторыми другими исследователями и не нашедшими до сих пор отражения в опубликованной литературе. Подчеркнем при этом, что в статье используются материалы почти исключительно по нижней и средней юре, относящейся нами и рядом других исследователей к хамархубуринскому горизонту Монголии (Шувалов, 1975, 1982; Мартинсон, 1975; Хосбаяр, 1972 и др.). В числе описываемых угольных месторождений – Шарынгольское, Сайханобинское и Эгингольское на севере Монголии (рис. 1).

ШАРЫНГОЛЬСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Шарынгольское угольное месторождение расположено на р. Шарын-Гол в районе одноименного поселка городского типа и в 40 км к юго-востоку от города Дархан (Селенгинский аймак Монголии). Месторождение разрабатывается открытым способом (карьер) уже около 30 лет. Автором это месторождение посещалось неоднократно. До нас район месторождения исследовался И.Б. Полищуком и В.А. Бобровым в 1959 г., а также Л.С. Бурых в 1961 г. По мнению И.Б. Полищука и В.А. Боброва (Геология Монг. Нар. Респ., 1973), развитые здесь юрские и меловые (?) отложения в тектоническом отношении образуют сравнительно узкий клиновидный грабен протяженностью 18 - 20 км при максимальной ширине до 5 - 7 км, вытянутый в северо-восточном направлении. Указанными исследователями данные отложения относятся к шарынгольской свите, сложенной конгломератами, различными по зернистости песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углисто-глинистыми сланцами и углями общей мощностью до 1000 м. По данным И.Б. Полищука и В.А. Боброва (Геология Монг. Нар. Респ., 1973), выделенная ими шарынгольская свита подразделяется на три подсвиты: базальную (нижнюю), продуктивную (среднюю) и безугольную (верхнюю). Последняя большинством исследователей датируется верхней юрой-нижним мелом, что подтверждается и вполне согласуется с нашими



Схема расположения основных месторождений юрского угля на севере Монголии.

Цифры на схеме: I – Шарынгольское месторождение; II – Сайханобинское месторождение; III – Эгингольское месторождение.

1 – местоположение угольных месторождений; 2 – направления течения основных рек; 3 – государственная граница с Российской Федерацией; 4 – главные озера; 5 – местоположения основных населенных пунктов.

данными (Геология Монг. Нар. Респ., с. 412). Относительно двух первых подсвит заметим, что они относятся нами не к шарынгольской, а к эгингольской свите Северной Монголии (Шувалов, 1982), о которой будет сказано ниже.

Согласно данным И.Б. Полищука и В.А. Боброва (Геология Монг. Нар. Респ., 1973), первые две подсвиты шарынгольской свиты, включая угленосную, продуктивную, относятся к средней - верхней юре на основании сборов в продуктивной ее подсвите остатков флоры, определенных В.А. Вахрамеевым как *Pityophyllum nordenskioldii* Heer, *Podozanites lanceolatus* L. et H., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum kobukense* Sew., *Copiopteris burejensis* (Zal.) Sew. Причем последняя форма, по его мнению, распространена только в юрских (средней и поздней юре) отложениях, тогда как первые четыре встречаются, кроме того, и в нижнем мелу (Геология Монг. Нар. Респ., 1973, с. 412). Н.А. Маринов и др. (1977) относят их к средней юре на тех же основаниях. Нами эти две подсвиты, как уже сказано выше, объединены в эгингольскую свиту (нижняя - средняя юра) хамархубуринского горизонта Монголии (Шувалов, 1982) с типичным для нижней - средней юры двучленным строением, сероцветной окраской, а также угленосностью верхней ее части. Нижняя часть этой свиты почти повсеместно сложена сероцветной толщей конгломератов с прослоями разнотернистых песчаников и гравелитов и включением местами окаменелой древесины и остатков флоры плохой сохранности. Мощность ее в

районе Шарын-Гола, по нашим данным, достигает 300 - 340 м. Песчаники и гравелиты, как правило, косослоисты, что подчеркивает их речной генезис, равно как и всей нижней толщи. Верхняя ее часть (продуктивная подсвита), по нашим наблюдениям, в юго-восточной части карьера сложена в основном кальцитизированными аргиллитами бурого, серого, серовато-бурого цвета, алевролитами, а также песчаниками тонко- и мелкозернистыми зеленовато-серого цвета, местами до крупнозернистых песчаников и гравелитов, слабо сцементированных, с включением обильных углещифрованных растительных остатков и прослоев угля мощностью от 0.2 - 0.3 м до 2 - 3 м. В верхах пачки мощные (до 7 м) прослои угля переслаиваются с линзовидными горизонтами слабо сцементированных серых песчаников мощностью до 1.2 м. Суммарная мощность верхней подсвиты до 150 м. По данным В.А. Боброва и И.Б. Полищука (Геология Монг. Нар. Респ., 1973), мощности продуктивной или верхней, по нашим данным, подсвиты местами достигают здесь 370 м, а общая мощность свиты 700 м и более. Нам представляются эти мощности несколько завышенными (все они достигают, по нашим наблюдениям, не более 500 м) за счет верхнеюрско-нижнемеловых отложений, перекрывающих здесь описанные отложения, во-первых, и за счет того, что данные исследователи, видимо, не учли характера тектоники отложений карьера. С нашей точки зрения, здесь местами четко прослеживаются сбросы, по которым одни и те же горизонты верхней толщи сдвинуты относительно друг друга. Однако эти разрывы не влияют

существенно на увеличение мощностей разрезов в целом. Весьма примечательно, что именно из верхней подсвиты (толщи) эгингольской свиты (по В.Ф. Шувалову, 1982) или продуктивной подсвиты шараингольской свиты происходят как найденные нами, так и нашими предшественниками остатки указанной флоры. На ее составе в сравнении с другими юрскими угленосными месторождениями на севере Монголии мы остановимся несколько ниже, а сейчас отметим лишь их несомненное сходство друг с другом, а следовательно и близость их возрастов.

САЙХАНОБИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

В районе месторождения Сайхан-Обо, расположенного примерно в 105 км к запад-юго-западу от аймачного центра г. Булгана и в 10 км к северу от р. Орхон, аналогичные описанным отложения впервые были выделены Н.А. Мариновым и Ю.Я. Петровичем (1964) в сайханскую свиту так называемой угейнурской впадины. С нашей точки зрения, сайханская и угейнурская (южнее первой) впадины – самостоятельны. Свита, как и в районе Шарын-Гола, была подразделена (Маринов, Петрович, 1964) на две подсвиты или пачки: нижнюю, песчано-конгломератовую, мощностью примерно 80 м, и верхнюю, угленосную, песчанико-алевролит-аргиллитовую, мощностью 110 м. Флора из угленосной пачки, по определению В.А. Вахрамеева, представлена *Raphaelia diamensis* Sew., *Cladophlebis williamsoni* Brongn., *Schizolepis* sp., *Phoenicopsis* sp., *Baiera concinna* (Heer) Kawas., *Czekanowskia setacea* Heer, *Equisetites ferganensis* Sew., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Ph. angustifolia* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sphenobaiera czekanowskiana* (Heer) Florin. По мнению В.А. Вахрамеева, присутствие в комплексе папоротников *Raphaelia* указывает скорее всего на средне-позднеюрский возраст данной пачки (Геология Монг. Нар. Респ., 1973). Нашими наблюдениями в районе горы Сайхан-Обо в целом подтверждаются материалы Н.А. Маринова и Ю.Я. Петровича (1964), а также более поздние материалы Н.А. Маринова, Ж. Дугэрсурэна и др. (1977), которыми здесь в продуктивной подсвите были собраны дополнительные остатки юрской флоры.

По мнению Н.А. Маринова и др. (1977), здесь развиты средне-верхнеюрские отложения, несогласно перекрывающие эффузивные образования верхнего карбона. В составе юры данными исследователями выделяются две “свиты”: нижняя, базальная, и верхняя, песчано-глинистая (угленосная).

Нижняя “свита” представлена конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками серого цвета мощностью около 120 м.

Верхняя “свита” имеет локальное распространение, главным образом близ вершины г. Сайхан-

Обо, и сложена песчаниками, аргиллитами, углистыми аргиллитами и пластами углей. Мощность свиты на западном склоне г. Сайхан-Обо 170 - 180 м. По данным Н.А. Маринова и др. (1977), продуктивная свита содержит пять угольных пластов мощностью от 0.98 до 3.36 м, не выдержанных как по простираанию, так и по падению, т.е. линзовидных.

Продуктивная свита или верхняя толща эгингольской свиты, согласно нашим представлениям, образует неправильной формы брахисинклинальную складку, длинная ось которой ориентирована в северо-восточном направлении. Максимальная длина складки в районе горы Сайхан-Обо 10 - 12 км при ширине 2 - 3 км. Углы падения обычно не превышают 5° - 10°. Угленосная толща нарушена сбросом с амплитудой смещения по нему до 40 м.

Нами в угленосной толще собраны многочисленные остатки флоры, определенные Е.М. Маркович как *Coniopteris* cf. *maakiana* (Heer) Prin., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. (?)* sp., *Czekanowskia rigida* Heer, *Leptostrobus* sp. Как отмечает в своем определении Е.М. Маркович, в количественном отношении резко преобладает детрит линейных листьев чекановских, скорее всего относящихся к роду *Phoenicopsis*. Очень часты обрывки перьев *Coniopteris*. Некоторые из отпечатков наиболее близки к сибирскому среднеюрскому виду *Coniopteris maakiana*.

Возраст флоры может быть определен, скорее всего, как среднеюрский, главным образом на основании присутствия *Coniopteris* cf. *maakiana*. Этот вид установлен только в среднеюрских отложениях Сибирской палеофлористической области (итатская свита Чулымо-Енисейского угольного бассейна, тюменская свита Западной Сибири, присаянская свита Иркутского бассейна). Присутствие в коллекции большого количества остатков *Coniopteris* также подтверждает вывод о возрасте, поскольку средняя юра была временем наибольшего расцвета этого рода. Остальные формы имеют широкое стратиграфическое распространение и типичны для всей юры. Частично они встречаются и в нижнем мелу Сибири.

Близкие и аналогичные формы определены и В.А. Вахрамеевым из сборов О. Томуртоого: *Coniopteris* ex gr. *hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Sphenopteris* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer. О. Томуртоого (устное сообщение) относит отмеченные отложения к нижней - средней юре, с чем мы полностью согласны, так как ископаемая флора найдена в верхах свиты.

Как видно из определений двух различных палеонтологов-флористов, они в целом очень близки, равно как близко определение В.А. Вахрамеева по Шарын-Голу и Сайхан-Обо. Все это свидетельствует, с нашей точки зрения, и о близости возрастов флоры обоих месторождений, да и са-

мих вмещающих их отложений. Их близость оттеняется и рядом других факторов, таких как общность строения, литологического состава, тектоники и прочих, присущих этим месторождениям.

ЭГИНГОЛЬСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Не является исключением и последнее из затрагиваемых месторождений угля на севере Монголии – Эгингольское. Оно расположено в 70 км к северо-востоку от аймачного центра Хубсугульского аймака – г. Мурэна на реке Эгин-Гол, точнее на левом берегу этой реки. Добыча угля, как и на Сайханобинском месторождении, ведется здесь с помощью штолен, пройденных в восточной части месторождения. По данным Н.А. Маринова и Ю.Я. Петровича (Геология Монг. Нар. Респ., 1973), осадочные образования юры, отвечающие по объему сайханской свиты и нижней и средней частям шараингольской свиты, состоят здесь из двух подсвит: базальной (330 м) и продуктивной (550 м). Аналогичные мощности для свиты отмечены позже и у Н.А. Маринова и др. (1977). Однако последние, кроме того, приводят и некоторые материалы по тектонике месторождения, а также более детальные данные по стратиграфии обеих подсвит. В частности, они указывают, что “юрские” образования представлены здесь “пестроцветными” терригенными осадками и приурочены к хорошо выраженной грабен-синклинали. По литологии свита разделена ими на две толщи: базальную и продуктивную.

Выходы базальной толщи сосредоточены, главным образом, по периферии депрессии. Породы ее слабо дислоцированы и образуют простые “дугообразные” складки с углами падения до 60°. Толщу слагают (снизу вверх):

1. Конгломераты грубые базальные. 30 м.
2. Конгломераты пестроцветные крупно- и среднегалечные с песчано-гравелитовым цементом. 60 м.
3. Гравелиты. 40 м.
4. Конгломераты пестроцветные. 60 м.
5. Пачка переслаивания сероцветных гравелитов и грубозернистых песчаников (мощность прослоев последних до 1 - 2 м). 100 м.
6. Конгломераты пестроцветные. 40 м.

В песчаниках отмечается флора плохой сохранности. Наши наблюдения на месторождении показали, что пестроцветность описанных выше пород лежит в пределах сероцветной окраски.

Выше согласно залегает продуктивная толща (J_2), занимающая центральную часть депрессии.

В литологическом отношении это песчаники с прослоями гравелитов, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей. Причем три угольных пласта имеют рабочую мощность. В целом толща сложена ритмично переслаивающимися

песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, аргиллитами и прослоями углей.

Из органических остатков в верхней толще встречена флора (определение В.А. Вахрамеева): *Coniopteris obrutschewii* (Krass.) Phyn., *Cladophlebis aff. denticulata* (Brongn.) Fent., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Podozamites angustifolius* Heer, *Equisetites* sp., *Pityophyllum* sp. По мнению В.А. Вахрамеева, эти формы скорее всего характеризуют средне-позднеюрский возраст толщ, однако авторы указанной работы все описанные отложения относят к средней-верхней юре, включая и нижнюю толщу. Наши наблюдения и сборы ископаемых остатков фауны в пределах верхней (продуктивной) толщи этой свиты, названной нами как и все остальные описанные выше эгингольской (Шувалов, 1982), указывают на ранне-среднеюрский возраст свиты, о чем будет сказано ниже.

По нашим наблюдениям, в 1 км северо-восточнее главной штольни проходит контакт юрских конгломератов и гравелитов с палеозоем. Контакт тектонический. Породы в зоне контакта практически стоят на головах и простираются на юго-восток. Азимут падения пород 160°. В 300 м южнее контакта обнажаются относящиеся к нижней толще эгингольской свиты табачного цвета разнозернистые песчаники, переслаивающиеся с гравелитами и конгломератами аналогичного цвета. Азимут падения пород ЮЗ 200°, $\angle 20^\circ$. Мощность нижней толщи эгингольской свиты (с учетом перерыва в обнаженности и углов, падения) оценивается нами в 300 - 350 м. В песчаниках и гравелитах здесь встречены многочисленные неопределимые отпечатки стеблей и листьев растений.

Ближе к штольне, южнее в 200 м, нами наблюдался тектонический контакт нижней и верхней подсвит эгингольской свиты (по разлому северо-восточного простираения). Здесь отчетливо видно, что галька конгломератов нижней толщи (подсвиты) самого разнообразного состава (палеозойские гранитоиды, эффузивы, песчаники, известняки и др.) и окатанности (от плохой до хорошей). Преобладает галька средней окатанности размером от 0.5 до 10 см.

Породы нижней и верхней толщ, в частности песчаники и гравелиты, имеют линзовидное и косослойчатое строение, что указывает на их речное происхождение.

В 300 м к северу от главной штольни месторождения Эгин-Гол прослеживается преимущественно нижняя толща, представленная зеленовато-серыми и серовато-бурыми гравелитами и конгломератами, слабо сцементированными, с довольно плотными линзовидными прослоями разнозернистых песчаников табачного цвета мощностью до 0.8 м. Азимут падения пород юго-восток 130° - 140°, $\angle 25^\circ - 30^\circ$. Судя по литологическому

составу пород, это верхи нижней толщи. По нашим наблюдениям, в отвалах, кроме угля, широко представлены разнотерристые серые и темно-серые песчаники с остатками флоры, приведенной выше, углито-глинистые сланцы с остатками чешуи ганоидных рыб, характерных, по мнению изучавшего их Л.С. Гликмана, для средней юры, плотные темно-серые песчаники с остатками флоры и пелеципод, среди которых Г.Г. Мартинсоном определены типичные для средней юры *Ferganoponcha sibirica* Tsch. и др. (Шувалов, 1982). Характерно, что местами уголь сложен древесными стволами. Азимут падения пород в районе штольни юго-запад $130^{\circ} - 140^{\circ}$, $\angle$ до 30° , т.е. в целом простирание юрской грабен-синклинали северо-восточное.

Видимые мощности верхней подсвиты эгингольской свиты в районе одноименного месторождения, по нашим данным, до 500 м, возможно, местами до 600 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Остановимся на обобщении данных по всем трем описанным месторождениям с литологической, тектонической и палеонтологической сторон.

Во-первых, все три юрских месторождения угля сходны по тектоническим условиям. И на Эгин-Голе, и в Сайхан-Обо, и в Шарын-Голе они заключены в сравнительно узких грабен-синклинальных структурах северо-восточного простирания среди более древних палеозойских образований.

Во-вторых, литологические и стратиграфические условия крайне близки у всех юрских толщ, как продуктивных, так и подугленосных (или базальных). Это было замечено и ранее, хотя разными исследователями их возраст трактовался по-разному (от ранней - средней юры до средней - верхней) – таблица. Отметим лишь, что повсеместно они имеют двучленное строение (более грубые отложения слагают нижние толщи мощностью от десятков до первых сотен метров, тогда как угленосные, более тонкозернистые – верхи разреза), сероцветную в целом окраску пород; кроме того, верхние толщи повсеместно угленосные и содержат в себе близкие по составу комплексы ископаемой флоры.

Касаясь последних, еще раз подчеркнем общность или близость комплексов флоры всех трех описанных месторождений. В частности и определения В.А. Вахрамеева, и Е.М. Маркович свидетельствуют о присутствии в них таких форм

Стратиграфические схемы юрских месторождений угля Северной Монголии

Шарынгольское						Сайханобинское					Эгингольское						
Н.А. Маринов и др. (1977)			И.Б. Полищук, В.А. Бобров (Геология МНР, 1973)			Н.А. Маринов, Ю.А. Петрович (1964). Геология МНР, 1973			Н.А. Мари- нов и др. (1977)		Н.А. Маринов, Ю.А. Петрович (1964). Геология МНР, 1973		Н.А. Мари- нов и др. (1977)		Настоящая ста- тья, В.Ф. Шу- валов (1982)		
воз- раст	свита	под- свита	воз- раст	свита	под- свита	воз- раст	свита	под- свита	воз- раст	свита	возраст	под- свита толща	воз- раст	под- свита пачка	воз- раст	свита	под- свита тол- ща
Верхняя юра - ниж. мел	Шарынгольская		Верхняя юра - ниж. мел	Шарынгольская													
продуктивная																	
базальная	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
средняя - верхняя юра																	
Средняя юра	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													
Сайханская	Шарынгольская		средняя - верхняя юра	Шарынгольская													

как *Podozamites lanceolatus*, *Phoenicopsis angustifolia*, *Czekanowskia rigida* и др., но главное в том, что почти во всех комплексах присутствуют юрские (в некоторых из них даже более конкретно – среднеюрские) формы. В пользу среднеюрского возраста всех угленосных толщ описанных месторождений свидетельствуют и типичные для средней юры остатки фауны ферганоконх и ганойдных рыб, найденных нами в районе Эгингольского угольного месторождения (Шувалов, 1982). Учитывая, что все угленосные флористически и фаунистически охарактеризованные отложения слагают верхи юрского разреза, мы не исключаем, как и в других местах севера Монголии, ранне-среднеюрского возраста эгингольской свиты (Шувалов, 1982 и др.). В других районах страны, где в составе юры присутствуют местами и типичные для нижней и средней юры остатки флоры и фауны, в частности на западе Монголии (Девяткин и др., 1975; Шувалов, 1982 и др.) это выглядит еще более явно.

Приведенные выше материалы однозначно указывают на то, что в середине юры на севере Монголии существовали благоприятные условия для угленакопления во вновь образованных здесь указанных и некоторых других впадинах. Причем большая часть развитых в них сероцветных отложений формировалась в сравнительно узких грабенообразных котловинах, в которых широко были развиты болота и озера, при гумидном климате, господствовавшем и на всей остальной территории Монголии в ранне-среднеюрское время (Шувалов, 1985).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геология Монгольской Народной Республики. Т. I. М.: Недра, 1973. 583 с.
- Девяткин Е.В., Мартинсон Г.Г., Шувалов В.Ф., Хосбаяр П. Геология мезозоя Западной Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 25 - 49.
- Маринов Н.А., Дугэрсурэн Ж., Ээбум Ч., Будков Л.М. Месторождения и проявления углей юрского возраста // Геология Монгольской Народной Республики. Т. III. М.: Недра, 1977. С. 43 - 52.
- Маринов Н.А., Петрович Ю.Я. К стратиграфии мезозойских континентальных отложений Северной Монголии // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1964. Т. 39. Вып. 6. С. 46 - 55.
- Мартинсон Г.Г. К вопросу о принципах стратиграфии и корреляции мезозойских континентальных образований Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 7 - 24.
- Хосбаяр П. Стратиграфия мезозоя Западной Монголии и история ее геологического развития за это время // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1972. 25 с.
- Шувалов В.Ф. Стратиграфия мезозоя Центральной Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 50 - 112.
- Шувалов В.Ф. Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18 - 80.
- Шувалов В.Ф. Озерные бассейны аридных и гумидных областей Монголии в позднем мезозое // Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л.: Наука, 1985. С. 39 - 61.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК (092):563.125.6

РОЛЬ Г. А. ДУТКЕВИЧА В СТАНОВЛЕНИИ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ

© 1995 г. М. А. Калмыкова*, Д. М. Раузер-Черноусова**, Т. Н. Исакова **

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
199026 Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия**Геологический институт РАН
109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 04.05.94 г., получена после доработки 20.10.94 г.

Ключевые слова. Микропалеонтология, стратиграфия, верхний палеозой, фузулиниды.

Имя Г.А. Дуткевича долгое время не упоминалось в нашей литературе, хотя именно Георгием Александровичем еще в 1932 - 1934 годах были заложены основы изучения палеозойских фузулиноидей.

Георгий Александрович Дуткевич родился в 1907 г. в Екатеринославле (Днепропетровск) в семье инженера-металлурга. Благодаря матери Георгий Александрович, его брат и сестра с детства владели французским и немецким языками. В 1924 г. он окончил Севастопольский общеобразовательный техникум, а в 1926 г. стал студентом Ленинградской горной академии. В студенческие годы был близок к семьям А.А. Борисяка и А.П. Герасимова – друзей его отца. В 1930 г. Г.А. Дуткевич окончил Горную академию и получил звание горного инженера-геолога по специальности палеонтология.

Геологическую работу Георгий Александрович начал с 1927 г. под руководством Л.С. Либровича на Южном Урале. С 1928 г. стал сотрудником Геолкома, а с 1930 – Нефтяного геологоразведочного института (Ленинград), где занимал должность старшего палеонтолога, заведующего микропалеонтологической лабораторией, совмещая с научной работой обязанности заместителя директора по научной работе Восточного филиала этого института и консультанта Северо-Уральской группы того же института.

6 августа 1937 г. после возвращения с XVII Международного конгресса Георгий Александрович был арестован, а 30 ноября того же года – расстрелян. В 1956 году он был реабилитирован.

Первые годы работы (1927 - 1932) Георгия Александровича были связаны с Уралом – это геологическая съемка бассейна Колва-Вишерского района, где им впервые были выявлены надрывы и разработана схема стратиграфии верхнего палеозоя (Дуткевич, 1930). Обработка материалов керны глубокой скважины на западном склоне Урала в Верхне-Чусовских городках дала основа-

ние установить артинский возраст нефтегазоносных известняков и выявить их рифовую природу (Дуткевич, 1932).

Последующие годы (1933 - 1937) связаны в основном с геологией Памира и Дарваза, хотя стратиграфическими исследованиями были охвачены и другие районы Средней Азии, Донбасса, Кавказа, Дальнего Востока.

В тридцатые годы участниками Таджикской комплексной экспедиции впоследствии переименованной в Таджикско-Памирскую, проводилась детальная геологическая съемка на Юго-Восточном Памире и Дарвазе, где были выявлены крупные выходы пермских отложений. Целенаправленно фораминиферами и стратиграфией в составе экспедиции занимался Г.А. Дуткевич. Результаты его работ послужили основой для всех последующих исследований. По фузулинидам им были разработаны первые схемы зонального расчленения перми. Пермские отложения Восточного Памира подразделялись на шесть зон, а на Дарвазе выделены четыре зоны. Г.А. Дуткевичем впервые было высказано мнение о самостоятельности слоев с *Misellina* и намечено их расчленение на две зоны в разрезах Дарваза (Дуткевич, 1937). Это нашло подтверждение в исследованиях последующих авторов и отражено в современной зональной шкале Тетической области. Так в генозону *Misellina* входят две зоны – нижняя *Misellina* (*Brevaxina*) *dyhrenfurthi* и верхняя *Misellina* (*Misellina*) *parvicostata*, которые в совокупности составляют болорский ярус нижней перми.

Наряду с зональным расчленением, Г.А. Дуткевич много внимания уделял литологической характеристике разрезов. Большинство выделенных им свит как на Юго-Восточном Памире, так и на Дарвазе, вошло в современные региональные стратиграфические схемы и используются в практике геологических работ. Опубликованные им описания разрезов отличаются детальностью и точностью.

Проследивая выделенные свиты в пределах исследованных регионов, Г.А. Дуткевич сделал несколько интересных обобщений в плане выяснения палеогеографии бассейнов пермского осадконакопления. Так, на Дарвазе им доказано возрастное скопление рифовых фаций с севера на юг. В пределах Юго-Восточного Памира выделены три субширотные полосы, отличающиеся друг от друга характером разрезов, что явилось первой попыткой структурно-фациального районирования региона.

Значение памирских работ Георгия Александровича не ограничивалось рамками района исследований, а имело более широкий характер. Результаты работ легли в основу разработанной им общей схемы зонального расчленения перми юга бывшего СССР, которая была доложена на XVII Международном геологическом конгрессе (Дуткевич, 1937). Для своего времени эта схема была наиболее детальной и разработанной в сравнении с аналогичными схемами зарубежных исследователей перми области Тетиса. Следует отметить также некоторые уникальные палеонтологические находки, сделанные Георгием Александровичем. В их числе прежде всего можно назвать находку аммоноидей так называемого кубергандинского комплекса, которые были описаны О.Г. Туманской (Дуткевич, Туманская, 1935). До сих пор нигде в пределах Тетиса такие аммоноидеи не были найдены. Важность этой находки в том, что аммоноидеи встречены совместно с фузулинидами, что позволяет привязать фузулиновые зоны к аммонитовой шкале. Кроме того, кубергандинские аммоноидеи пока что являются единственной группой фауны, которая позволяет коррелировать кубергандинский ярус тетического шкалы с роадским ярусом североамериканской.

Во всех своих стратиграфических и геологических работах Г.А. Дуткевич опирался на проводимое им изучение фузулинид.

Как известно, первая фузулинида была описана Фишером фон Вальдгейм в 1837 г. (Fisher de Waldheim, 1837) из каменноугольных известняков подмосковного села Мячково. Но, очевидно, стимулом в исследованиях фузулинид явились публикации В.И. Мёллера в 1870 - 1880 годах (Мёллер, 1878 и др.), в которых были изложены методы изучения фузулинид, ставшие основой дальнейшего исследования этой группы.

Предложенная Мёллером методика была быстро воспринята исследователями Западной Европы, в первую очередь, немецкими. Несколько позднее активное изучение этой группы проводилось французскими исследователями Индокитая — Ж. Гюблером, М. Колани и, особенно, Ж. Делпа. В двадцатые и в начале тридцатых годов двадцатого века опубликованы исследования фузулинид в Японии, Китае, США. В итоге за пять-

десять лет после исследований Мёллера во многих странах появились специалисты по морфологии и систематике фузулинид, подтвердившие крупное стратиграфическое значение этой группы.

Иное положение наблюдалось в России. Исключительные по своему значению исследования В.И. Мёллера не вызвали появления в России его последователей, а фузулиниды как группа, важная для решения стратиграфических вопросов, не привлекла внимания специалистов. В конце XIX века и до 30-х годов XX столетия стратиграфические схемы российских исследователей базировались на результатах изучения брахиопод и аммоноидей. В стратиграфических публикациях фузулиниды либо не упоминались, либо повторялись данные по этой группе Мёллера. Лишь в двух работах встречаются новые описания представителей фузулинид. Два рода и вида — *Schwagerina fusiformis* Krotow и *Fusulina* (= *Pseudofusulina*) *uralica* Krotow описаны в монографии П.И. Кротова (1888) и вид *Palaeofusulina pana* Lich. в статье В.К. Лихарева (1926). Важно, что при описании новых видов оба автора применили методику Мёллера. Но эти эпизодические описания отдельных видов были сделаны специалистами, постоянным объектом изучения которых являлись брахиоподы, поэтому продолжения изучения фузулинид этими авторами не последовало.

Направленные исследования фузулинид и последовательное их описание на соответствующем научном уровне впервые осуществляется Г.А. Дуткевичем.

Исключительное значение этих исследований для отечественной микропалеонтологии определялось двумя обстоятельствами. Во-первых, Георгий Александрович начал изучение фузулинид сразу в пределах очень широкого геологического интервала — от начала среднего карбона до конца перми. Кроме того, Георгий Александрович был прекрасным учителем и пропагандистом и после себя оставил многочисленных учеников и последователей. Все это способствовало развитию исследований фузулинид различных регионов и различных возрастных интервалов.

Наиболее полные описания среднекаменноугольных фузулинид Георгий Александрович дал в статье "О некоторых новых видах фузулинид из верхнего и среднего карбона Верхне-Чусовских городков на р. Чусовой (западный склон Среднего Урала)". В ней были описаны такие важнейшие для стратиграфического расчленения среднего карбона виды, как *Pseudostaffella antique*, *Ps. gorskyi*, *Ps. paradoxa*, *Profusulinella librovitchi*, *Wedekindellina uralica* и другие, а также верхнекаменноугольные *Pseudofusulinella usvae*, *Fusiella granum-orysae* — руководящие виды начала позднего карбона. Описание штаффелид является основополагающим для карбоновых штаффелид (Дуткевич, 1934).

Георгий Александрович всегда выделял наиболее важные в стратиграфическом и систематическом отношении виды и роды, что способствовало более подробному расчленению разрезов. Установленные им виды являются основными зональными видами среднего и верхнего карбона.

Как член Таджикской комплексной экспедиции 1932 г. Георгий Александрович описал и многочисленные виды пермских фузулинид из разрезов Памира. В статьях 1934 - 1935 годов в соавторстве с А.В. Хабаковым (Дуткевич, Хабаков, 1934) и О.Г. Туманской (Дуткевич, Туманская, 1935) на основе фузулинид были сделаны широкие палеобиогеографические обобщения и обосновано межконтинентальное стратиграфическое значение этой группы. Итоги исследований фузулинид за короткий промежуток времени (1932 - 1937 гг.) были опубликованы в двух атласах: "Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Средний и верхний отделы каменноугольной системы", т. V и "Пермская система", т. VI (1939).

Большой вклад внес Георгий Александрович в изучение морфологии и систематики фузулинид, благодаря своим четким описаниям родов и видов разных стратиграфических уровней. Он дал также полное объяснение терминов элементов структур раковины фузулинид, иллюстрировав их превосходными собственноручно выполненными рисунками-схемами строения различных типов раковин (Дуткевич, 1934; Атлас..., 1939). Только небольшая часть из этих многочисленных и содержательных рисунков использована в справочнике "Основы палеонтологии", т. 1 (1959). Безусловно, эти рисунки не потеряли своего значения и по сей день.

Георгий Александрович внес существенные изменения и дополнения в систематику фузулинид. Он опубликовал первую в отечественной литературе схему классификации этой группы и предложил выделить новое подсемейство *Pseudofusulininae*. В предложенной классификации Г.А. Дуткевич четко сформулировал критерии, положенные в основу деления семейства *Fusulinidae* на таксоны различных рангов.

Очень важно было, что Георгий Александрович полностью принимал методику Мёллера, описывая каждый экземпляр на особых карточках с полными данными измерений и основных признаков объекта. Хотя это метод весьма трудоемок, он был полностью оценен при выделении из популяций видов и родов. Поскольку методические установки в тридцатых годах у всех отечественных микропалеонтологов были более или менее одинаковые, так как они исходили из одного центра, т.е. от Георгия Александровича, а в последствии и от Д.М. Раузер-Черноусовой, то при принятой в то время частоте общения микропалеонтологов, последние легко договаривались об

объеме видов, их изменчивости по разным регионам. Таким образом методические приемы Георгия Александровича способствовали единообразию в понимании видов, что являлось основой сопоставления разрезов разных регионов, выработке единых дробных стратиграфических схем и корреляции разрезов не только между регионами, но и в более широком межконтинентальном масштабе.

Основы, заложенные Г.А. Дуткевичем в методику изучения фузулинид, успешно развивались его учениками и последователями. Не случайно в тридцатые годы после опубликования исследований Г.А. Дуткевича, в разных городах нашей страны – Петербурге, Москве, Киеве, Уфе появились исследователи фузулинид и их первые публикации (Виссарионова, 1937; Путря, 1937; Раузер-Черноусова, 1937; Гроздилова, 1938 и др.).

Одной из первых учениц Георгия Александровича была Т.П. Сафонова – микропалеонтолог Пермской нефтяной организации начала тридцатых годов. Георгием Александровичем направлялись исследования уфимских и саратовских микропалеонтологов – Д.Ф. Шамова, А.Я. Виссарионовой, Ф.С. Путри и др. В Петербурге у него были две ученицы – Л.П. Гроздилова и М.И. Соснина, а во время работ в Таджикской экспедиции его сопровождала М.А. Калмыкова, ставшая не только ученицей, но и соавтором. К ученицам Георгия Александровича относил себя и Д.М. Раузер-Черноусова. В 1932 г. Д.М. Раузер-Черноусова получила предложение изучать фораминиферы в кернах скважин Востокнефть. Прежде, чем начать их изучение, она поехала в Петербург к Г.А. Дуткевичу за наставлениями. Он был занят и назначил встречу на ближайший нерабочий день. Те несколько часов его выходного дня, которые он отдал этой консультации, его пояснения по морфологии и систематике фузулинид, а также указания по методам и технике изучения фораминифер, как считает Д.М. Раузер-Черноусова, послужили основой ее дальнейших исследований.

Несмотря на очень короткий срок своей научной деятельности (1932 - 1937 гг.) Георгий Александрович Дуткевич оставил глубокий след в отечественной микропалеонтологии и стратиграфии, заложив основы изучения фузулинид и базирующейся на них зональной стратиграфии верхнего палеозоя. Он стал основателем отечественной школы микропалеонтологов, к которой, кроме его непосредственных учеников, по существу принадлежат все работающие ныне в России и Средней Азии специалисты по фузулинидам.

Признание высокого значения исследований Георгия Александровича и память о нем выражены в работах его коллег-микропалеонтологов присуждением его имени ряду родов и видов. Так, его именем названы три родовые единицы фузулинид: *Dutkevichella* Putrja, 1956, *Dutkevitchia* Lev-

en et Scherbovich, 1978, Dutkevichites Davydov, 1984. Многие виды названы именем Георгия Александровича – *Praemisellina georgii* Kalmykova, 1972, *Wedekindellina dutkevichi* Rauser et Beljaev, 1937, *Dutkevichella* (= *Hemifusulina*) *dutkevichi* Putrja, 1956, *Parafusulina dutkevichi* Leven, 1967, *Cancellina dutkevichi*, 1967, *Neomisellina dutkevichi* Sosnina, 1965.

Появление до сих пор новых родов и видов с названиями, посвященными Георгию Александровичу Дуткевичу, свидетельствует о глубокой памяти о первом микропалеонтологе в области палеозоя среди отечественных микропалеонтологов и о признании его заслуг в развитии отечественной микропалеонтологии, стратиграфии и палеобиогеографии позднего палеозоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Средний и верхний отделы каменноугольной системы. 1939. Т. V. Л.; М.: ГОНТИ. 180 с.
- Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Пермская система, 1939. Т. VI. Л.; М.: ГОНТИ. 268 с.
- Виссарионова А.Я. Фузулиниды группы *Pseudofusulina vetueili* (Moeller) из Стерлитамакско-Ишимбаевского района // Этюды по микропалеонтологии. М.: МГУ. 1937. Т. 1. Вып. 3. С. 7 - 18.
- Гроздилова Л.П. Фузулиниды из нефтеносных известняков Ишимбаевского района // Тр. Нефтян. геол.-разв. ин-та. 1938. Вып. 101. С. 90 - 140.
- Дуткевич Г.А. К вопросу о возрасте чусовской нефтеносной толщи // Нефтяное хозяйство. 1930. № 2. С. 189 - 194.
- Дуткевич Г.А. Самая глубокая скважина на Урале и перспективность глубинной разведки в Верхне-Чусовских Городках // Тр. Нефтян. геол.-разв. ин-та, 1932. Сер. Б. Вып. 40. С. 32.
- Дуткевич Г.А. О некоторых новых видах фузулинид из верхнего и среднего карбона Верхне-Чусовских Городков (западный склон Среднего Урала) // Тр. Нефтян. геол.-разв. ин-та, 1934. Сер. А. Вып. 36. 98 с.
- Дуткевич Г.А., Туманская О.Г. Фауна верхнего палеозоя Восточного Памира // Тр. Таджикско-Памирской комплексной экспедиции. 1935. Вып. 31. С. 4 - 41.
- Дуткевич Г.А., Хабиков А.В. Пермские отложения Восточного Памира и палеогеография верхнего палеозоя Центральной Азии // Тр. Таджикско-Памирской комплексной экспедиции. 1934. Вып. 8. С. 53 - 112.
- Дуткевич Г.А. Основные черты строения верхнепалеозойских отложений Восточного Памира // Научные итоги работ Таджикско-Памирской комплексной экспедиции. 1936. М.; Л.: Изд-во АН СССР. С. 87 - 170.
- Дуткевич Г.А. Значение микрофауны для корреляции южной части СССР // Тез. докл. на XVII сес. Международного геол. конгресса. 1937. ОНТИ. С. 95 - 96.
- Дуткевич Г.А. Пермские отложения Средней Азии // Пробл. сов. геол. 1937. Т. VII. № 7. С. 603 - 606.
- Кротов П.И. Геологические исследования на западном склоне Соликамского и Чердынского Урала // Тр. Геол. ком., 1888. Т. 45. № 2. 535 с.
- Лихарев Б.К. *Palaeofusulina pana* sp. nov. из антраколитовых отложений Северного Кавказа // Изв. Геол. ком. 1926. Т. 45. № 2. С. 59 - 65.
- Мёллер В.И. Спирально-свернутые фораминиферы каменноугольного известняка России // Материалы для геол. России. 1878. Т. VIII. С. 1 - 219.
- Основы палеонтологии. Общая часть. Простейшие. 1959. М.: Изд-во АН СССР. Т. 1. 482 с.
- Путря Ф.С. К стратиграфии среднего карбона юго-восточной части Большого Донбасса // Материалы по геол. и полезн. ископаемым. 1937. Азово-Черноморский геол. трест. Сб. 1. С. 48 - 72.
- Раузер-Черноусова Д.М. *Rugosofusulina* – новый род фузулинид // Этюды по микропалеонтологии. М.: МГУ. 1937. Т. 1. Вып. 1. С. 9 - 26.
- Fischer de Waldheim G. *Oryctographie du gouvernement de Moscou Foraminifera* // Bull. Soc. natur. Moscou. 1837. P. 126 - 127.

Рецензент Э.Я. Левен

УДК 551.35.06:551.731.75

ГЛОБАЛЬНЫЕ ТРАНСГРЕССИИ В ФАНЕРОЗОЕ¹

© 1995 г. К. Б. Сеславинский

Объединенный институт физики Земли РАН
123810 Москва, Большая Грузинская ул., 10, Россия

Поступила в редакцию 20.09.93 г., получена после доработки 27.12.94 г.

Ключевые слова. Глобальные трансгрессии и регрессии, фанерозой, палеогеография.

Результаты измерений площади эпиконтинентальных морей на литолого-палеогеографических картах мира, сконцентрированные у А.Б. Ронова, следовало, конечно, опубликовать еще 6 - 8 лет назад, когда были закончены все эти работы. Данные материалы уникальны. Они позволяют представить кривую изменений площади морей на всех континентах для фанерозоя на более или менее современной палеогеографической основе. Впервые такая кривая для всего фанерозоя демонстрировалась В.Е. Хаиным и мною на 29 сессии МГК в Японии в 1992 г. (Khain, Seslavinsky, 1992), а ранее была опубликована ее палеозойская (Сеславинский, 1991), затем мезозойско-кайнозойская (Хаин, Балуховский, 1993) части. Осенью 1994 г. вышла из печати в "American Journal of Science" статья А.Б. Ронова с глобальными данными по трансгрессиям в фанерозое (Ronov, 1994), и, наконец, в последнем номере указанного журнала за 1994 г. опубликован тот же самый вариант этой статьи А.Б. Ронова на русском языке под названием "Трансгрессии и регрессии морей на континентах в фанерозое (количественный анализ)". Я долгое время работал совместно с А.Б. Роновым, являюсь соавтором значительной части представленных в его статье материалов и у меня к этой статье есть ряд существенных замечаний.

Прежде всего принципиально важен вопрос погрешности измерений площадей, так как А.Б. Ронов свой анализ назвал количественным. Неясно, какую конкретную погрешность он оценивает в $\pm 10\%$. Если имеется в виду техническая погрешность измерений методом взвешивания, то она принималась ранее $\pm 3\%$ (Ронов и др., 1972; Сеславинский, 1987). Если это погрешность в интерпретации палеогеографии морских бассейнов, то она для наиболее изученной Восточно-Европейской платформы по оценке А.Б. Ронова и др. (1972) составляла $\pm 10\%$, для других платформ — большую величину, для орогенов — не менее 15 - 20% (Сеславинский, 1987), а для областей, на-

зывавшихся ранее нами геосинклиналями, в нашей совместной работе 1976 г. специально подчеркивалась совершенная условность определения их площадей и объемов пород (Ронов и др., 1976б). А.Б. Ронов проблему ошибок подобных измерений за последние 20 лет в своих публикациях не рассматривал, а без этого его анализ трудно определять как количественный. В первую очередь это относится ко всем таблицам и графикам его статьи, включающим материалы по площадям орогенных зон и геосинклиналей, что в итоге вызывает сомнения в отношении существенной части выводов.

На основе указанных выше работ нами приняты следующие погрешности измерений площадей морских бассейнов: для платформ $\pm 12\%$, для остаточных морей в орогенных областях $\pm 15\%$ и для шельфовых бассейнов (на континентальной коре) подвижных поясов $\pm 20\%$. На рис. 1 показаны пределы этих ошибок для палеозойских материалов автора по платформам и по всем эпиконтинентальным бассейнам (Сеславинский, 1991). Из него следует, что амплитуда всех колебаний для платформ существенно превышает возможные ошибки. Глобальные колебания для всех эпикратонных бассейнов в силуре - девоне и в перми также превышают возможные ошибки. Для аналогичных данных по мезозою и кайнозою ошибки в оценках площадей не могут превышать те, которые указаны выше для палеозоя.

А.Б. Ронов не раскрывает своего понимания терминов континент, геосинклиналь, ороген, платформа. Если континент (материк) — область с континентальной корой, то неверно включать в состав континентов так называемые геосинклинали, существенная часть площади которых интерпретировалась в наших работах как глубоководные области с океанической корой (Ронов и др., 1984) и эта точка зрения сейчас общепринята. Широко известно огромное количество материалов, показывающих исключительно сложное современное тектоническое строение таких областей, что не позволяет исследователям в подавляющем большинстве случаев делать сколько-нибудь

¹ О статье А.Б. Ронова "Трансгрессии и регрессии морей на континентах в фанерозое (количественный анализ)". Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. № 6. С. 64 - 76.

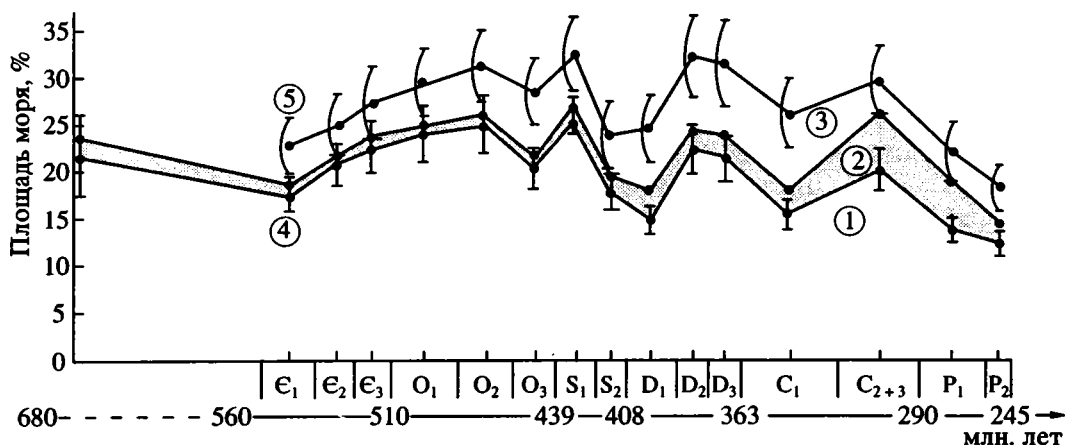


Рис. 1. Изменения площадей, покрытых морем, на платформах (1), в орогенных областях (2) и в шельфовых зонах подвижных поясов (3) в процентах к общей площади континентов в кенде (по Ронову и др., 1981) и палеозое (по Сеславинскому, 1991) и пределы погрешностей оценок площадей для платформ (4) и суммарных для всех эпикратонных бассейнов (5).

обоснованные заключения о первичной палеогеографической ширине или площади данных областей. Эти области специально были выделены темно-синим цветом на картах наших атласов и их обязательно следует исключить из всех расчетов. Это замечание относится к табл. 1 (Ронов, 1994), всем производным от нее рисункам, включающим данные о площадях геосинклиналей (№ 1, 2, 5, 7, 9, 12, 13, 14), а также к соответствующим выводам, которые в большинстве своем в связи с этим некорректны.

Текст статьи не дает информации о проблеме интерпретации 14% площади современных шельфов континентов. Для палеозоя они не учитывались, но для мезозоя и кайнозоя они входили в расчеты, поскольку в их пределах происходили очень важные тектонические преобразования. Здесь возможны ошибки в определении общей площади континентов и тогда это влияет на многие выводы.

Начиная с 70-х годов, в наших совместных публикациях мы отказались от сравнений площадей морей на континентах в абсолютных значениях в разные эпохи (Ронов и др., 1976а; Ronov et al., 1980), поскольку общие площади континентов изменялись в ходе геологической истории и такое сравнение на рис. 1, 2, 3, 4, 13 и 14 не имеет смысла, поскольку возможны существенные ошибки в выводах. Например, данные А.Б. Ронова с коллегами и мои показывают, что с начала кембрия до конца неогена общая площадь континентов увеличилась на 40 млн. км², то есть в полтора раза за фанерозой (Сеславинский, 1986; Seslavinsky, 1986). Это увеличение не было плавным, а прерывалось в эпохи мощного проявления процессов деструкции. Поэтому для выявления глобальных тенденций и периодичности в трансгрессиях и изменениях уровня моря материалы по площадям

морей необходимо и достаточно представлять в процентах к общей площади материков.

Отмеченное выше относится и к обсуждению тезиса о морях в орогенах. Рисунок 8, иллюстрирующий этот вопрос, требует дополнительной информации об изменениях общей площади орогенов в фанерозое, ведь колебания здесь, как было показано по палеозою (Сеславинский, 1986; Seslavinsky, 1986), десятикратны и даже более.

Судя по тому, что А.Б. Ронов (1994) противопоставляет Лавразийские и Гондванские платформы (табл. 2, рис. 3), он имеет в виду существование Гондваны, ее распад и соответствующую динамику движения плит. Но где тогда здесь Аравия, Ближний и Средний Восток, Апулия, Индостан, блок Янцзы, Китайско-Корейский блок, и как отделение этих блоков от Гондваны учитывалось автором на протяжении времени от кембрия до палеоцена? Например, где в палеоцене Индостан — в Лавразии или в Гондване?

Для рис. 4 нет соответствующей таблицы с цифровыми данными и он содержит явные ошибки. Например, пропущены ранний ордовик, поздняя пермь, средний триас Австралийской платформы, ранний силур Южной-Американской платформы, ошибочны данные по позднему кембрию "Русской" платформы и непонятно, что за структура выделена отдельно как Аравийская платформа, хотя территория Аравии практически всегда в фанерозое была частью Африканского кратона. Нет здесь данных по Сибирской и Китайской платформам.

При глобальном анализе изменений масштабов континентального осадконакопления за фанерозой главное влияние на результаты оказывает не столько их истинная распространенность, сколько их сохранность в связи с особыми условиями

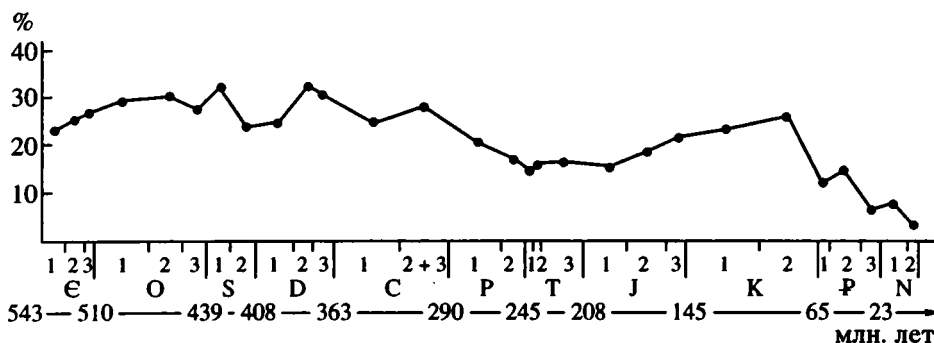


Рис. 2. Трансгрессии и регрессии морей на континентах в фанерозое. Площади морей в % к общей площади континентов. Для палеозоя по (Сеславинский, 1991), для мезозоя-кайнозоя по (Хаин, Балуховский, 1993).

захоронения и, самое главное, трудности определения геологического возраста, которые возрастают особенно резко от мезозоя к среднему палеозою и представляют собой для количественного анализа очень важный объективный фактор. Эти обстоятельства в работе А.Б. Ронова не учитываются и главные выводы о “необратимых и геохронологически направленных изменениях палеогеографических условий накопления осадков” (с. 71), сделанные на основе рис. 9 - 12, могут быть ложными. Анализ же континентальной седиментации в геосинклиналях (рис. 12) – недоразумение.

Использование сейчас для Mz и Kz кривой Вейла 1977 г. некорректно, так как в 1987 г. был опубликован новый ее вариант. Палеозойская часть кривой Вейла 1977 г. после серьезной критики впоследствии авторами не публиковалась и пока лучше отказаться от ее обсуждения.

На рис. 14 приведены кривые поднятий и опусканий континентов неясного происхождения. Ссылка при этом на нашу совместную работу 1976 г. неверна, там нет кривой поднятий. Кроме того, нельзя сейчас использовать наши данные, опубликованные в 1976 г. (Ронов и др., 1976а), так как для интервала времени от девона до юры включительно там приведены устаревшие сведения 50-х годов из публикаций А.Б. Ронова и В.Е. Хаина в журнале “Советская геология”. У нас есть новые данные по этим периодам.

Время позднепалеозойского мирового оледенения на рис. 14 указано неверно, в тексте неверно указано время раннепалеозойского оледенения (с. 75).

Кроме того для такой обобщающей работы следовало более точно указать авторство карт, по которым проводились измерения, и отметить конкретный вклад соавторов. В работах (Ронов и др., 1976а; Ронов и др., 1984 и др.) отмечено, что карты в 70-х годах для палеозоя составлялись К.Б. Сеславинским, для мезозоя-кайнозоя А.Н. Балуховским под редакцией и при участии В.Е. Хаина. При

этом серия подобных карт, составленных в 50-х годах А.Б. Роновым и В.Е. Хаиным, уже не использовалась и составители существенно модернизировали прежнюю легенду. Технические задачи измерений площадей и первичных расчетов решали 6 - 7 сотрудников лаборатории, включая К.Б. Сеславинского и А.Н. Балуховского, под общим руководством А.Б. Ронова, разработавшего в 50-х годах методику расчетов и лично составившего итоговые таблицы результатов расчетов.

Вполне корректен в статье А.Б. Ронова рис. 6 о трансгрессиях на платформах. К нему есть лишь замечание по поводу исчезнувшей, но вполне очевидной небольшой трансгрессии среднего - позднего карбона. В остальном этот рисунок точен, но все-таки, строго говоря, его недостаточно для обсуждения темы, вынесенной А.Б. Роновым в заголовок статьи.

Рисунок 2 моего комментария представляет глобальную кривую трансгрессий и регрессий для фанерозоя, палеозойская часть которой взята из работы (Сеславинский, 1991) и мезозойско-кайнозойская – из работы (Хаин, Балуховский, 1993). Геохронологическая шкала здесь приводится по (Harland et al., 1990) с изменениями по кембрию согласно работам (Bowring et al., 1993; Landing, 1994). Суммарные площади морей даны в процентах от общих площадей континентов для конкретных временных интервалов. Основой для определения площадей континентов были карты палеогеографических атласов (Ронов и др., 1984; 1989). Данная кривая трансгрессий в некоторых, но существенных деталях отличается от кривой рис. 1 из статьи А.Б. Ронова. Это и время максимальной трансгрессии (ранний силур и средний девон, а не средний ордовик), и раннекарбоновая регрессия, и динамика трансгрессий в поздней юре и мелу и др. Общим недостатком материалов по мезозою следует признать очень большую длительность раннего и позднего мела. Здесь в будущем необходима детализация во временных интервалах, которая безусловно сделает глобальную кривую

более динамичной и, вероятно, выявит отражение в истории трансгрессий самостоятельного киммерийского тектонического цикла. Он уверенно выделяется по палеотектоническим данным (Хаин, Сеславинский, 1994).

Идея и методика подсчета площадей эпиконтинентальных морей для анализа глобальных трансгрессий были предложены в свое время А.Б. Роновым. Но искренне сожалею, что исключительно важные и интересные материалы, над которыми А.Б. Ронов, В.Е. Хаин, А.Н. Балуховский и я вместе работали около 15 лет с того момента, когда в 1970 - 1971 гг. началось составление новых литолого-палеогеографических карт мира, изложены А.Б. Роновым в столь неудачной форме.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ронов А.Б. Трансгрессии и регрессии морей на континентах в фанерозое (количественный анализ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 64 - 76.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хаин В.Е. О достоверности количественных методов исследования в литологии и геохимии // Литология и полезн. ископаемые. 1972. № 1. С. 3 - 14.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: Недра, 1989. 79 с.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н., Сеславинский К.Б. Изменение распространенности, объемов и скоростей накопления осадочных и вулканогенных отложений в фанерозое (в пределах современных материков) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976а. № 12. С. 5 - 12.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Ордовикские литологические формации мира // Сов. геология. 1976б. № 1. С. 7 - 27.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Вендские литологические комплексы мира // Сов. геология. 1981. № 5. С. 37 - 59.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. Л., 1984. 70 с.
- Сеславинский К.Б. О тектоническом развитии континентов в раннем и среднем палеозое // Сов. геология. 1986. № 9. С. 65 - 79.
- Сеславинский К.Б. Каледонское осадконакопление и вулканизм в истории Земли. М.: Недра, 1987. 192 с.
- Сеславинский К.Б. Глобальные трансгрессии и регрессии в палеозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 71 - 79.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 40 - 63.
- Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451 с.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.N., Pelechaty Sh.M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. P. 1293 - 1298.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. Geological time scale, 1989. Cambridge. Univ. Press, 1990. 270 p.
- Khain V.E., Seslavinsky K.B. Global rhythms in the Phanerozoic endogenic activity of the Earth. 20th Int. Geol. Congr. Kyoto, Japan. Abstracts. 1992. V. 3. P. 91.
- Landing E. Precambrian-Cambrian boundary global stratotype ratified and a new perspective of Cambrian time // Geology. 1994. V. 22. P. 179 - 182.
- Ronov A.B. Phanerozoic transgressions and regressions on the continents: a quantitative approach based on areas flooded by the sea and areas of marine and continental deposition // Amer. J. Sci. 1994. V. 294. № 7. P. 777 - 801.
- Ronov A.B., Khain V.E., Balukhovsky A.N., Seslavinsky K.B. Quantitative analysis of Phanerozoic sedimentation // Sediment. Geology. 1980. V. 25. P. 311 - 325.
- Ronov A.B., Khain V.E., Seslavinsky K.B. Ordovician lithologic associations of the World // Intern. Geol. Rev. 1976. V. 18. № 12. P. 1395 - 1412.
- Seslavinsky K.B. Tectonic evolution of the continents during Early and Middle Paleozoic time // Intern. Geol. Rev. 1986. V. 28. № 7. P. 751 - 764.
- Seslavinsky K.B. Global transgressions and regressions during the Palaeozoic // Intern. Geol. Rev. 1991. V. 33. № 2. P. 107 - 114.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК (063):56(11)+551.24

КАМЕННОУГОЛЬНО-ЮРСКАЯ ПАНГЕЯ (МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ, КАЛГАРИ, 15 - 19 АВГУСТА 1993 Г.)

© 1995 г. Ю. Д. Захаров

Дальневосточный геологический институт РАН
690022 Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Поступила в редакцию 05.05.94 г.

С 15 по 19 августа 1993 г. в Канаде состоялась Международная конференция по Пангее. Конференция, организованная Канадским обществом геологов-нефтяников, проходила в Центре собраний в Калгари. В ней приняло участие около 1.5 тыс. специалистов из 29 стран: Австралии, Австрии, Аргентины, Бразилии, Великобритании, Венгрии, Германии, Дании, Египта, Израиля, Ирана, Испании, Италии, Канады, Кении, КНР, Норвегии, Объединенных Арабских Эмиратов, Пакистана, Польши, России, Саудовской Аравии, США, Туниса, Франции, Швейцарии, Южной Африки, Южной Кореи и Японии.

Конференцию открыл председатель Оргкомитета Р.Н. Гинсбург (R.N. Ginsburg – Miami University), подчеркнувший важное научное и практическое значение работ, связанных с исследованиями Пангеи.

В представленных докладах рассматривались следующие вопросы: 1) глобальные проблемы геологии, связанные с условиями формирования и распада Пангеи, 2) проблемы реконструкции палеоклимата, общие вопросы палеогеографии, палеоокеанографии и геохимии, 3) проблема массового вымирания организмов в конце палеозоя и начале мезозоя, 4) основные проблемы био- и магнитостратиграфии верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, 5) геодинамические реконструкции, 6) полезные ископаемые Пангеи (нефть, газ, уголь, эвапориты, фосфориты). Всего было представлено 350 докладов (в том числе 120 стендовых). Ниже приведено краткое содержание ряда докладов, привлечших наибольшее внимание участников.

По представлению Дж. Виверса (J. Veevers – Macquarie University) Пангея образовалась в середине карбона (320 млн. лет назад), в связи с коллизией Лавразии и Гондваны, распад начался в середине юры (160 млн. лет назад), что связано с расширением дна океана. Вместе с тем Дж.М. Дикинс (J.M. Dickins – Australian Geological Survey Organization) вынужден был признать, что существует широкий разброс мнений относительно времени образования Пангеи (от позднего девона до сред-

него карбона). Распад ее обозначился в промежутке между триасом и мелом (или даже палеогеном). Судя по докладам А. Бо (A. Baud – Lausanne University), Ж. Марку (J. Marcoux – Université Paris), Р. Жиро (R. Guiraud – CGG Montpellier), М. Гаэтани (M. Gaetani – Milano University) и Л. Кристина (L. Krystyn – Vienna University), достопримечательностью средней и поздней перми области Тетис является рост гигантских мелководных карбонатных платформ. Рубеж перми и триаса связывается с максимальной регрессией. После пермо-триасового кризиса в результате микробальной и водорослевой активности сообщества карбонатных платформ получили возможность вновь в обилии продуцировать карбонатный материал лишь в позднем анизии. А. Буко (A.J. Boucot – Oregon State University), С. Чен (X. Chen – Nanjing Institute of Geology and Palaeontology), Дж. Краус (J. Kraus) и К. Скотиз (C. Scotese) – (University of Texas) привели сведения по осадочным индикаторам климата и палеогеографии Пангеи. В позднем карбоне и ранней перми Пангея испытывала влияние широко распространенного оледенения. Средне- и позднепермское время характеризуется относительно небольшим перепадом температур на полюсах и экваторе, в раннем триасе развились аридные условия; в позднем триасе, в ранне- и среднеюрское время доминировали гумидные условия. Дж. Францис (J. Francis – Leeds University) остановилась на анализе климатических условий Антарктиды в пермское время. К. Ван (K. Wang – Geological Survey of Canada) посвятил свой доклад проблеме глобальной иридиевой аномалии, массовому вымиранию организмов и фаціальным изменениям на границе девона и карбона (на примере разрезов Канады, Оклахомы, Китая). У.Т. Холзер (W.T. Holser – Cornell University, Itaca), М. Магариц (M. Magaritz – Weizmann Institute Israel), У. Сэнгрей (W. Sangrey), У. Уайт (W. White) – (Cornell University Itaca) отметили, что для времени существования Пангеи характерно следующее: 1) отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ на границах миссисипия и пенсильвания, двух нижних ярусов пенсильвания, а также перми

и триаса; 2) положительные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на границе перми и триаса, 3) положительные значения ^{34}S для середины нижнего триаса. Обсуждена стратегия получения информации об изменении обстановок в океане на основе этих данных. Ю. Исозаки (Y. Isozaki – Tokyo Institute of Technology) в качестве основной причины массового вымирания организмов на рубеже перми и триаса называет истощение свободного кислорода на всех уровнях биосферы – от поверхности атмосферы до глубоководных обстановок за счет массового высвобождения углерода. Э. Хеллем (A. Hallam – University of Birmingham) предложил два независимых геохимических критерия для подтверждения существования малоокислородных придонных вод в раннем триасе. На рубеже палеозоя и мезозоя отмечается драматическое падение значения C/S в осадках и увеличение содержания Се в апатитах. Создается впечатление, что малоокислородные условия были преобладающими в раннетриасовом океане, как это имело место и в раннем палеозое. Доклады В.М. Голубева (Всероссийский н.-и. ин-т океанологии) посвящены механизму глобального вымирания, биологической эволюции, геодинамике и палеотектонике земной коры в фанерозое. Л.Ю. Егоров (Геоцентр) изложил материалы по трансгрессивным циклам триаса в Восточной Сибири и некоторым вопросам палеогеографии северо-восточной Азии. В.Р. Лозовский (Московский геологоразведочный ин-т) сообщил об изменении уровня моря в раннем триасе на примере крупнейшей платформ Гондваны. Некоторым вопросам фитогеографии перми и триаса были посвящены доклады Дж. Уттинга (J. Utting – Geological Survey of Canada) и И.А. Добрускиной (I.A. Dobruskina – The Hebrew University of Jerusalem). Ф. Хирш (F. Hirsch – Geological Survey of Israel) привел результаты анализа комплексов триасовых конодонтов, реагирующих на изменение экологических условий. В.И. Давыдов (ВСЕГЕИ) привел новые данные по корреляции морских и континентальных отложений верхнего карбона и нижней перми (на примере разрезов Донбасса). Один из докладов Х. Коцура (H. Kozur – Budapest) был посвящен проблеме конодонтовой зональности перми и зависимости конодонтов от фаций, второй – палеогеографическому значению пелагических отложений перми и триаса Сицилии. У. Нассичук (W. Nassichuk – Geological Survey of Canada) показал стратиграфическое и палеогеографическое значение пермских аммоноидей Арктики. Доклад Б.Ф. Гленистера (B.F. Glenister – University of Iowa) был посвящен хроностратиграфии и провинциализму пермских аммоноидей. Тема доклада Э.Л. Левена (Геологический ин-т РАН) – основные события в раннепермской истории области Тетис. Г.В. Котляр (ВСЕГЕИ) обсудила основные события перми Арктического района (Колымо-Омолонская провинция). К.М. Хендерсон (C.M. Henderson – University of Calgary) привел новые данные о находках конодонтов в базальных слоях формации Блайнд Фьерд в Арктической Канаде, непосредственно ниже слоев с *Otoceras*. Ю.Д. Захаров (Дальневосточный геологический ин-т РАН) показал новые материалы по проблеме границы перми и триаса на Дальнем Востоке. Полученные данные подтверждают существование полного разреза верхней перми в Южном Приморье и позволяют коррелировать верхние слои перми этого района с верхней частью формации Чансин Южного Китая и верхними слоями дорашамского яруса Закавказья. Ин. Хонфу (Yin H. – China University of Geosciences) привел данные, касающиеся экостратиграфии перми и триаса платформы Янцзы. Э.Т. Тозер (E.T. Tozer – Geological Survey of Canada) посвятил свой доклад биологическим и физическим событиям начала и конца триасового периода. У. Вайчат (W. Weitschat – University of Hamburg), А. Морк (A. Mork – IKU Petroleum Research, Norway) и А.С. Дагис (A.S. Dagys – Lithuanian Academy of Sciences) привели материалы по триасу Свальбарда и Восточной Сибири. Х. Бачер (H. Bacher – Geological Survey of Canada) изложил новые данные о палеогеографическом распространении анизийских низкоширотных аммоноидей. Доклад И. Галле (Y. Gallet), Ж. Бессе (J. Besse) – (Institute de Physique du Globe de Paris), Л. Кристина (L. Krystyn – University of Vienna), Ж. Марку (J. Marcoux – Université Paris VII) и Г. Теванио (H. Theveniaut – Institute de Physique du Globe de Paris) посвящен магнитостратиграфии перми и триаса. В докладах М. Меннинга (M. Menning – Geo-Forschungszentrum Potsdam) изложены данные по корреляции пермских и триасовых отложений по палеомагнитным данным и абсолютному возрасту важнейших событий. П.Беласки (P. Belasky – University of California) сделан доклад по тектонической реконструкции тропического района Палеоокеана в пермское время. В докладах Т.Д. Бёрда (T.D. Bird), Дж.Э. Барклэя (J.E. Barclay), Р.И. Кембелла (R.I. Campbell), П.Дж. Ли (P.J. Lee), Ф. Гударзи (F. Goodarzi), У. Калкреута (W. Kalkreuth), М.Г. Фоулера (M.G. Fowler), Л.Р. Сноудона (L.R. Snowdon), У.У. Нассичука (W.W. Nassichuk) – (Geological Survey of Canada) и Г.Р. Дэвиса (G.R. Davies – Discovery Place, Calgary) приведены материалы по нефтегазоносности позднедевонско-каменноугольных сланцев, а также турнейских и карнийско-норийских карбонатов Арктической и Западной Канады. Доклад М.И. Островского и П.Т. Савинкина (ВНИГНИ) посвящен характеристике шести карбонатных и терригенных нефтегазоносных комплексов (ордовик - триас) Тиманско-Печерского, Волго-Уральского и Прикаспийского бассейнов. Г.А. Коул (G.A. Cole), У.Дж. Кариген (W.J. Carrigan), Э.Л. Коллинг (E.L. Colling), Х.И. Хелперн (H.I. Halpern),

М.Р. Алхадрави (M.R. Alkhadrawi) и Р.Дж. Джоунс (P.J. Jones) – (Saudi Arabian Oil Company) привели материалы по нефтегазоносности юрского карбонатного разреза восточной провинции Саудовской Аравии, одной из наиболее впечатляющих нефтеносных систем юры.

В рамках конференции состоялось совместное заседание пермской и триасовой подкомиссий Международной стратиграфической комиссии, а также два заседания рабочей группы по границе перми и триаса. Наибольшую дискуссию вызвал вопрос о положении границы перми и триаса в опорных разрезах Евразии и Северной Америки. В качестве компромиссного решения проблемы

Х. Коцур (H. Kozur – Budapest) предложил различать ее в основании конодонтовой зоны *Hindeodus parvus*.

Конференция сопровождалась многодневными геологическими экскурсиями по разрезам верхнего палеозоя и мезозоя Канады, а также штатов Монтана, Айдахо и Юта США.

Международная конференция в Калгари способствовала обмену мнениями по широкому кругу вопросов, касающихся проблемы становления и распада Пангеи, а также минеральных ресурсов этого суперконтинента.

Рецензенты А.Б. Герман, Э.Я. Левен

Сдано в набор 17.02.95 г.

Подписано к печати 13.04.95 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 18.0

Усл. кр.-отт. 6.6 тыс.

Уч.-изд. л. 18.3

Бум. л. 9.0

Тираж 355 экз.

Зак. 2551

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геосторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

В журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат.

Представленные в редакцию статьи должны быть окончательно проверены и подписаны автором (авторами). Рукописи принимаются только в тех случаях, если они отвечают редакционно-издательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалом между строчками в два переката, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля).

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено, домашний адрес (с индексом), домашний и служебный номера телефонов и имя и отчество всех авторов.

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стил изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); ключевые слова (до 10 слов); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки и номера телефонов автора (авторов).

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экземпляр должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: оба экземпляра монтируется автором в виде макета (размер 23 × 17). На чертежах, картах, разрезах и т.д. должно быть указано минимальное соответствующее изложению в тексте количество буквенных и цифровых обозначений. Их объяснение обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи обязательно указывать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора.

Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, О, К и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

Приводимые в тексте статьи латинские названия видов фауны и флоры должны сопровождаться фамилией автора, установившего данный таксон.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках – ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (напр., Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (напр., Стратиграфические исследования..., 1990).

В связи с публикацией английской версии статей к русскому тексту рукописи необходимо прилагать (на отдельном листе):

- 1) английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий;
- 2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала;
- 3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);
- 4) список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Терек).

МАИК "НАУКА"

"ИНТЕРПЕРИОДИКА"

**Журналы Российской академии наук выходят в свет одновременно
на русском и английском языках**

Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биоорганическая химия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии*
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника*
Доклады РАН

Журнал аналитической химии
Журнал неорганической химии
Журнал физической химии
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Физика атмосферы и океана*
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Неорганические материалы
Океанология*
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение*
Прикладная биохимия и микробиология
Стратиграфия. Геологическая
корреляция
Теоретические основы
химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Физика Земли*
Физика плазмы
Физиология растений
Химия высоких энергий
Электрохимия
Ядерная физика

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources

Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Physics—Doklady
Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Protection of Metals
Biology Bulletin

Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Inorganic Materials

Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Petrology
Astronomy Letters

Applied Biochemistry and Microbiology

Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical
Engineering
High Temperature
Thermal Engineering

Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Electrochemistry
Physics of Atomic Nuclei
*Glass Physics and Chemistry***
*Laser Physics***
*Pattern Recognition and Image Analysis***
*Programming and Computer Software***
*Radiochemistry***
*Russian Journal of Ecology***
*Russian Journal of Marine Biology***
*Russian Journal of Organic Chemistry***
*Studies on Russian Economic Development***
*The Physics of Metals and Metallography***

* В 1995 г. журналы издаются МАИК "Наука" только на русском языке.

** В 1995 г. журналы издаются совместно МАИК "Наука" и "Интерпериодикой"
только на английском языке.