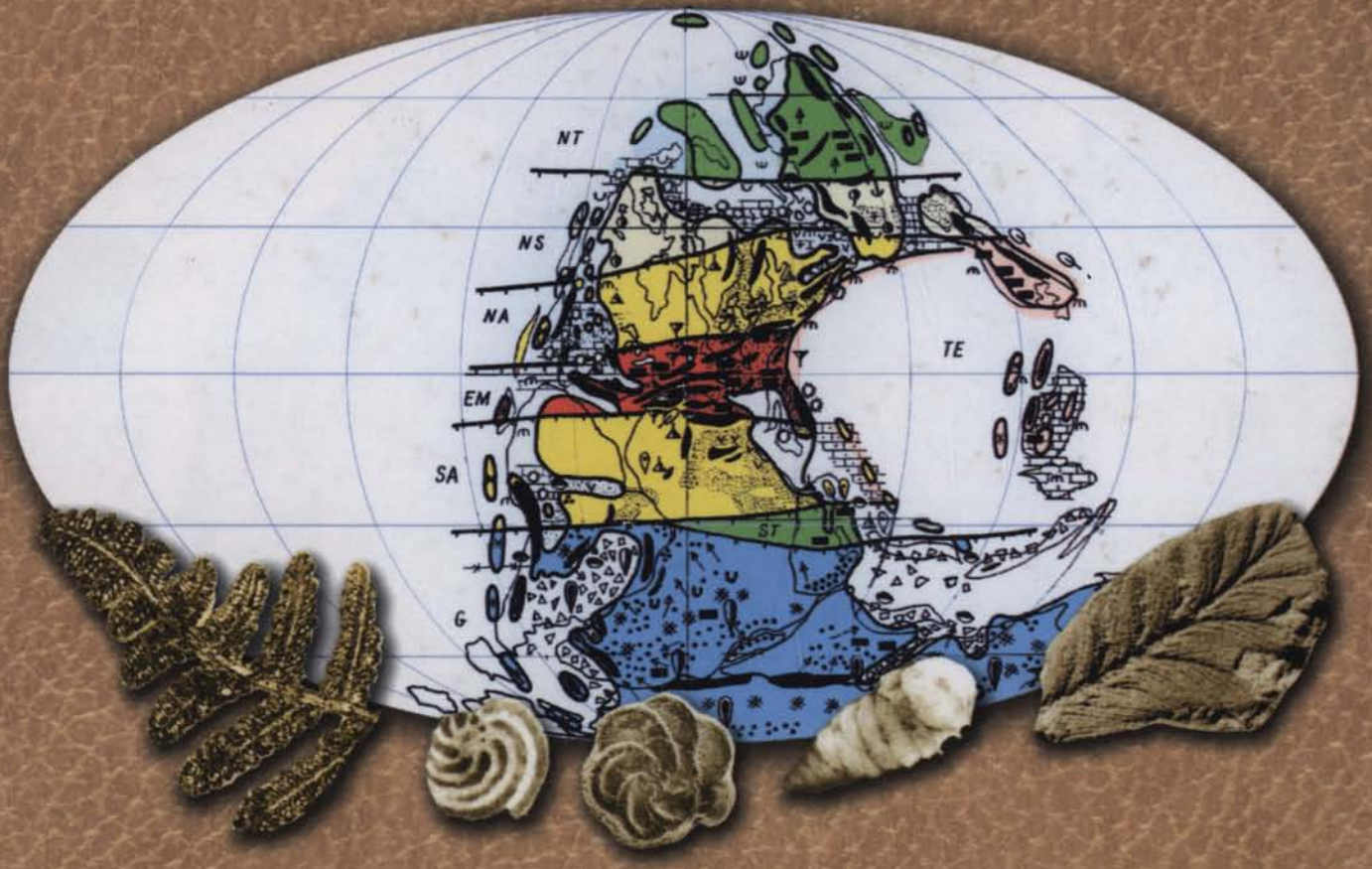
ISSN 0002-3272

КЛИМАТ



В ЭПОХИ КРУПНЫХ БИОСФЕРНЫХ ПЕРЕСТРОЕК

НАУКА

CLIMATE
IN THE EPOCHS OF MAJOR BIOSPHERIC TRANSFORMATIONS

Transactions, Vol. 550
Founded in 1932



MOSCOW NAUKA 2004

КЛИМАТ
В ЭПОХИ КРУПНЫХ БИОСФЕРНЫХ ПЕРЕСТРОЕК

Труды, вып. 550
Основаны в 1932 году



МОСКВА НАУКА 2004

УДК 551.5
ББК 16.237
К 49

Издание осуществляется при поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
проект № 03-05-78074

Редакционная коллегия:

Ю.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*,
Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин, М.А. Семихатов, М.Д. Хуторской

Рецензенты:

академик РАН *Б.С. Соколов*,
член-корреспондент РАН *М.А. Федонкин*

Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. редакторы: М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. – М.: Наука, 2004. – 299 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550)
ISBN 5-02-032917-7

Реконструирована палеоклиматическая зональность для 20 стратиграфических уровней палеогена, мезозоя, перми, венда и проанализирована динамика климатических изменений. Охарактеризованы два основных типа климата Земли: ледниковый и безледниковый, а также климаты, переходные между ними. В масштабе эонов выявлен тренд необратимого похолодания, выражавшийся в увеличении роли оледенений от эпизодической до периодической. Обнаружена корреляция климатических событий с эндогенной активностью Земли. Показано, что климатические изменения являются элементом всех биосферных перестроек (причина, подготовка или последний толчок). На примере перми и триаса рассматривается актуальная проблема о характере событий происходящих в биосфере при переходе от ледникового климата, подобного современному, к безледниковому климату типа мезозойского.

Для геологов, геофизиков, палеонтологов и экологов.

ТП 2004-I-107

Editorial Board:

Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*,
Yu.O. Gavrilov, Yu.V. Kariakin, M.A. Semikhatov, M.D. Khutorsky

Reviewers:

academician *B.S. Sokolov*,
associate member RAS *M.A. Fedonkin*

Climate in the Epoches of Major Biospheric Transformations / Eds M.A. Semikhatov, N.M. Chumakov. – Moscow, Nauka, 2004. – 299 p. (Transactions of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Issue 550)
ISBN 5-02-032917-7

Paleoclimatic zoniality is reconstructed for 20 stratigraphical levels of Paleogene, Mezozoic, Permian and Vendian and dynamic of climatic changes is analyzed. Two main types of the Earth's climate are described glacial and non-glacial, and also the transitional types between them. A trend of irreversible cooling was expressed in an increased role of glaciation, from episodic to periodic one. Correlation between climatic developments and endogenic activity of the Earth was revealed. It was shown that climatic changes were an element of all the biospheric transformations (couse, preparation or the last shock). By example of Permian and Triassic, the actual problem was considered dealing with the biosphere events during the transition period from the glacial climate, similar to the modern one, to the non-glacial climate of the Mezozoic type.

For geologists, geophysicists, paleontologist and ecologist.

ISBN 5-02-032917-7

© Российская академия наук и издательство "Наука". Труды ГИН РАН (разработка, оформление), 1932 (год основания), 2004

ВВЕДЕНИЕ

Одна из важнейших задач науки в XXI в. – понять, как функционирует и изменяется биосфера, в которой обитает все живое, в том числе человек. Естественно, что основным путем для этого является всестороннее изучение *современной* биосферы. Однако такой подход может лишь частично решить данную проблему. Во-первых, он дает представление о биосфере, состояние которой с геологической точки зрения не является типичным, так как подобное ее состояние существовало на протяжении лишь 4% послеархейской истории Земли. Во-вторых, этот подход может дать сведения только за очень короткий период времени, т.е. "моментальный снимок" биосферы, который недостаточен для понимания общих закономерностей ее развития. Геологические данные свидетельствуют, что структура и состояние биосферы на протяжении геологической истории существенно менялись и эти изменения не были ни равномерными, ни однопорядковыми. Периоды относительной стабильности биосферы сменялись эпохами достаточно быстрых изменений (перестройками), которые включали крупные палеогеографические, климатические, геохимические и биотические события различной амплитуды, направленности и продолжительности. Поэтому, чтобы составить достаточно полное представление о биосфере, необходимо изучить ее *прошлую историю*, по меньшей мере, один полный цикл ее развития.

Как следует из заглавия, главная цель данной работы – реконструировать климаты, существовавшие во время важнейших биосферных перестроек прошлого и наметить возможные связи между климатическими и другими изменениями в биосфере. Климат в значительной степени определяет термодинамическое состояние биосферы, регулируя внутренний, а частично и внешний ее тепло- и массообмен. Это делает *климат одним из важных факторов развития биосферы*. Особенно большой интерес в этой связи вызывают крупные биотические события – кризисы. Создано множество гипотез об их причинах, в том числе те, которые связывают кризисы с климатическими изменениями. Можно надеяться, что данное исследование поможет выявлению причин биотических событий и в частности биотических кризисов.

В последние десятилетия стало ясно, что на протяжении геологической истории климат неоднократно менялся от холодного, ледникового, до весьма теплого, безледникового [Brooks, 1926; Schwarzbaach, 1974; Чумаков, 1972, 1984; Зубаков, 1990; Frakes et al., 1992 и др.]. Поэтому появилась необходимость различать два главных состояния биосферы – холодное и теплое [Чумаков, 1993]. Современная биосфера – холодная. Для того, чтобы получить полное представление о свойствах и механизмах функционирования биосферы, необходимо дополнить изучение современной холодной биосферы изучением теплых биосфер. Теплое состояние биосферы было типичным ее состоянием, резко преобладавшим в прошлом, но в то же время оно изучено несравнимо хуже, чем холодное, современное ее состояние. Реконструкция климатов теплой биосферы на основе геологических данных и составляет вторую цель данной работы.

Кроме научного интереса, настоящая работа имеет и конкретное практическое значение. Сравнение палеоклиматических реконструкций теплой биосфер с результатами математического моделирования не только представляет единственную возможность независимой эмпирической проверки действенности и универсальности математических моделей климата, но и способствует их совершенствованию и, следовательно, содействует повышению точности долгосрочных климатических прогнозов, в том числе относительно ожидаемого потепления Земли. Помимо того, реконструкции древней климатической зональности помогают оценивать перспективность территорий на многие важные осадочные полезные ископаемые, образование которых зависит от климата (каменный уголь, бокситы, нефть, природный газ, железные и марганцовые руды, соли, янтарь и др.).

Основными объектами исследований выбраны интервалы геологической истории, к которым приурочены самые значительные биосферные перестройки: переходный интервал от мела к палеогену и конец перми – начало триаса. Эти и отчасти другие интервалы

позволяют также рассмотреть климатические изменения во время перехода от ледникового климата к безледниковому (на примере перми-раннего триаса и венда; части III и IV) и от безледникового климата к ледниковому (на примере палеогена и самого конца мела; части I и II). Изучение этих временных интервалов (за исключением венда) дает наилучшую возможность исследовать динамику климатических изменений во время перестроек в биосфере, в частности, понять, как начинались и заканчивались ледниковые периоды. Последнее представляется сейчас особенно актуальным, поскольку важно знать, что происходит в биосфере при крупных потеплениях, подобных тем, которые ожидаются на Земле.

Характеристика безледникового климата и теплой биосферы представлена во 2-ой главе, посвященной позднему мезозою (юра –мел). В этом разделе рассматриваются и некоторые биотические события второго порядка (в частности сеноман-туронские).

Крупные изменения климата полнее всего отражаются в характере климатической зональности, поэтому главное внимание в работе уделено составлению глобальных карт зональности, существовавшей на Земле до, во время и после крупных биосферных изменений. Эти карты являются результатом синтеза и дополнения серии опубликованных палеогеографических, литолого-палеогеографических и палеобиогеографических карт, с помощью которых реконструируются глобальные климатические пояса. Использование литологических, палеонтологических и геохимических индикаторов климата, а также других палеоклиматических данных позволяют качественно, а иногда и количественно, оценить основные климатические параметры выделенных поясов. В основу всех карт положены опубликованные мобилистские реконструкции расположения континентов (кайнозой и юра [Smith et al., 1994; Rees et al., 2000]; мел [Funell, 1990]; пермь и ранний триас [Scotese, Langford, 1995; Golonka et al., 1994; Ziegler et al., 1997]; кембрий-венд [Smith, 2001]), в которые были внесены дополнения и уточнения, иногда весьма существенные, касающиеся главным образом Северной Евразии и некоторых микроконтинентов. Наиболее важные изменения рассмотрены и аргументированы в соответствующих разделах работы. В целом (за исключением положения некоторых микроконтинентов) эти реконструкции хорошо согласуются с палеоклиматическими данными и общими климатическими закономерностями (рис. 1*а*). Фиксистский подход, напротив, приводит к абсурдным палеоклиматическим результатам. Один из примеров этого представлен на рис. 1*б*. По-видимому, он не требует дополнительных комментариев. Другим методом проверки климатических реконструкций для перми-кайнозоя являлось их сравнение с результатами математического моделирования, которые в общих чертах согласуются с этими реконструкциями.

Для реконструкций климатической зональности выбирали наиболее характерные или переломные интервалы геологической истории. Это могли быть отдельные века или интервалы, охватывающие части смежных веков, реже части веков. При длительности веков несколько млн и более лет, реконструкции могут отразить, естественно, лишь усредненную картину климатической зональности за рассматриваемый интервал времени, а последовательность ряда реконструкций – лишь долговременную тенденцию климатических изменений. Выводы о более коротких климатических изменениях сделаны на основе анализа палеоклиматических данных по разрезам тех стратиграфических подразделений, которые положены в основу реконструкций климатической зональности.

Существующие неопределенности в глобальных стратиграфических корреляциях, возрастающие с возрастом отложений, обуславливают некоторую условность возрастных рамок предлагаемых палеоклиматических реконструкций и рассматриваемых событий, однако, не меняют их характера и последовательности. Наиболее серьезные трудности, возникающие при стратиграфических корреляциях, а также конкретные особенности методов исследования разных стратиграфических интервалов, рассмотрены в соответствующих главах.

Остановимся на основных понятиях и терминах, которые используются в работе и прежде всего, на соотношении понятий климата и палеоклимат. *Климатом* в метеорологии именуется статистически определяемый многолетний режим погоды. Он вычисляется по данным инструментальных наблюдений за несколько десятков лет. Режим погоды характеризуется широким спектром параметров, но в большинстве классификаций климата учитываются только некоторые: температура, влажность и их сезонные изменения. *Палеоклимат* или *древний климат* – это климат геологического прошлого. Он реконструируется по результатам многолетнего и многовекового воздействия погоды, главным образом, температуры, влажности и их колебаний на геологические процессы (выветривание, денудацию, транспорт продуктов денудации,

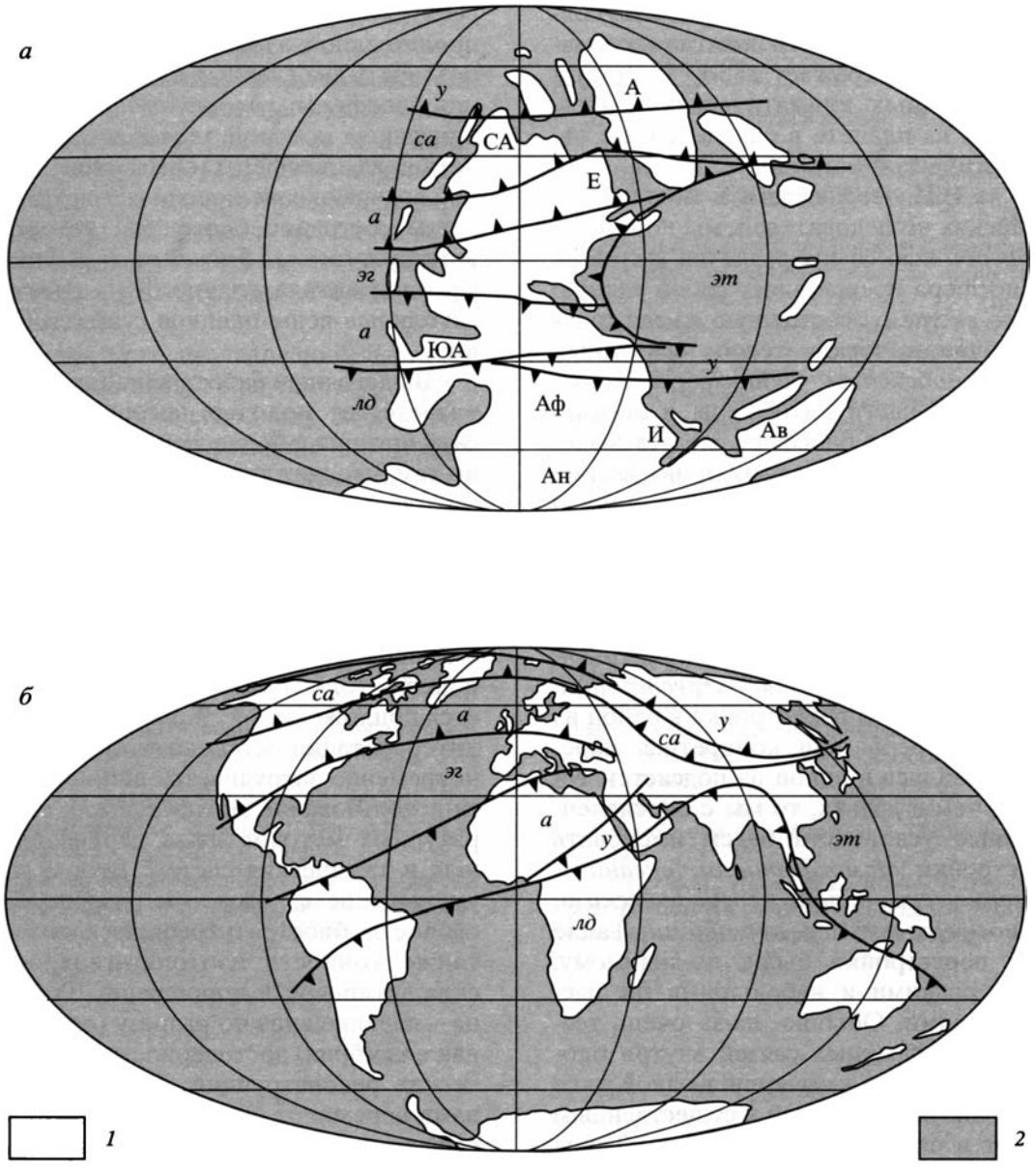


Рис. 1. Палеоклиматическая зональность в начале ранней перми [Чумаков, Жарков, 2002]

а – реконструкция на мобилистской палеогеографической основе [Golonka et al., 1994]; *б* – тоже на современной (фиксистской) палеогеографической основе. *1* – суша; *2* – моря и океаны. Континенты: А – Северо-Восточная Азия; Ав – Австралия; Ан – Антарктида; Аф – Африка; Е – Европа; И – Индия; СА – Северная Америка; ЮА – Южная Америка. Климатические пояса: *а* – аридные; *лд* – ледниковый; *са* – семиаридный; *у* – умеренные; *эг* – экваториальный горный; *эт* – экваториально-тропический

осадконакопление, рельеф и др.) и на биоты, которые адаптируются к климату. Таким образом, в геологической летописи в большей или меньшей степени проявляются и сохраняются самые главные погодные параметры прошлого, осредненные за большие периоды времени. Эти обстоятельства позволяют на качественном, а иногда и на количественном уровне оценивать основные параметры палеоклиматов и сравнивать их с современными.

Среди современных климатов выделяется очень большое количество разностей по их метеорологическим характеристикам и ареалам развития, однако возможность определить разные типы палеоклиматов уменьшается от более молодых отложений к древним, но в общем среди палеоклиматов уверенно реконструируются климаты широтных поясов – *широтные климаты*. Довольно часто внутри этих поясов удается различить *секториальные климаты*, обусловленные удаленностью территорий от океанов и морей, а также некоторые *региональные климаты*, также связанные с макрогеографическими факторами. Поскольку в течение геологической истории характер климатической зональности и ши-

ротных климатов существенно менялись, появилась необходимость ввести понятие *глобальный климат*. Оно отражает набор (состав) и характер широтных климатических поясов, возникающих на планете в определенные отрезки геологической истории.

Вслед за В.И. Вернадским и большинством российских исследователей, мы понимаем под *биосферой* всю сферу развития жизни на Земле. Биосфера представляет собой единую *открытую систему*, состоящую из нескольких термодинамически тесно связанных между собой *подсистем*: тропосферы, гидросферы, верхней части литосферы и биоты*. По нашему мнению в биосфере следует выделить еще одну факультативную, но весьма влиятельную подсистему – *многолетнюю глянциосферу*, т.е. ледниковые покровы, подземное оледенение, многолетние льды и снега равнин и морей**.

Как уже отмечалось, быстрые и существенные изменения в биосфере рассматриваются нами как *биосферные перестройки*. Если рассматривается перестройка в одной из подсистем биосферы или конкретная перестройка проявилась в одной из подсистем гораздо ярче, чем в других, то мы с определенной степенью условности будем именовать эти перестройки *атмосферными, океаническими, биотическими, палеогеографическими* или *гляциосферными перестройками*. Такие "частные" перестройки были, по-видимому, достаточно редкими и небольшими по масштабу событиями. Обычно, из-за очень тесных прямых и обратных связей внутри биосферы, значительные изменения в одной из ее подсистем быстро приводили к существенным изменениям в ряде других подсистем. Такие события мы будем называть *биосферными перестройками*. Изменения глобального климата всегда вызывали существенные изменения во всех подсистемах биосферы. Ярким примером этого могут служить появление и деградация оледенений, которые быстро и существенно изменяли структуру биосферы, состояние всех ее подсистем, скорость и направление происходящих в них процессов. Это позволяет различать два главных климатических состояния биосферы: *холодную биосферу*, главным признаком которой является наличие многолетней гляциосферы и огромного слоя холодной воды в океане (*психросферы*), и безледниковое состояние биосферы, которому соответствует *теплая биосфера*. В теплой биосфере многолетняя гляциосфера отсутствует, а глубинные воды океанов существенно теплеют.

В настоящей работе палеоклимат рассматривается от молодых интервалов геологической истории к более древним. Это обусловлено тем, что детальность и точность палеоклиматических реконструкций с увеличением возраста, как уже говорилось, падает, особенно в раннем палеозое и венде. Это связано, во-первых, с тем, что с увеличением возраста отложений затрудняется оценка палеоклиматов: сокращается набор надежных литологических и палеонтологических индикаторов, осложняется приложение актуалистического метода к интерпретации оставшихся индикаторов и одновременно затрудняется либо ограничивается использование геохимических палеотемпературных методов из-за нарушения изотопных и химических систем. Вторая причина – уменьшение с возрастом разрешающей способности биостратиграфического метода, а также точности изотопно-геохронологических датировок и корреляций. Третья причина – падение вниз по разрезу (особенно, начиная с кембрия) достоверности палеогеографических реконструкций. Поэтому выбранный нами переход от более известного к менее известному кажется оправданным. Он позволяет приложить, правда очень осторожно и с некоторыми оговорками, подходы и представления, разработанные и полученные при изучении климата фанерозоя, к анализу климата в венде.

Данная работа является результатом исследований по программе Геологического института РАН "Палеоклиматы Земли в позднем докембрии и фанерозое: эволюция зональности, динамика и последствия изменений", которая была начата в 1996 г. В работу, кроме того, вошли данные, полученные при исследованиях по Государственной научно-технической программе "Глобальные изменения природной среды и климата", а также многочисленным инициативным проектам РФФИ: "Теплая биосфера" № 93-05-8877, № 96-05-65848 "Климатический фон крупных биотических событий верхнего докембрия и фанерозоя", № 96-05-64607 "Эвапоритовые

* В англоязычной литературе эта система часто именуется "биогеосистемой", а иногда Gaia [J. Lavelock, 1979 г.], также другие, например [Lenton, van Oijen, 2002], а биота именуется биосферой.

** Обычно многолетняя гляциосфера рассматривается как часть гидросферы [Клиге и др., 1998 и др.]. Однако гидросфера и многолетняя гляциосфера резко различаются и во многом противоположны друг другу по своим физическим и геохимическим свойствам, локализации, геологической, климатической и биотической роли. В биосфере гидросфера и многолетняя гляциосфера являются как бы антиподами, поэтому их объединение не может способствовать правильному пониманию биосферных процессов.

пояса позднего докембрия и фанерозоя", № 97-05-64884 "Морская биота юрских осадочных бассейнов от экватора до высоких широт", № 99-05-64073 "Закономерности климатических изменений в фанерозое и позднем докембрии", № 02-05-64335 "Коэволюция климата и геосфер Земли в протерозое и фанерозое" № 02-05-65170, проект ИНТАС-РФФИ № 95-0949 "Влияние теплой Арктики на климат и растительность Евразии"; РФФИ – НШ-1615.2003.5 и др.

Результаты этих исследований частично уже были опубликованы в разных журналах и сборниках. Это облегчает нашу задачу тем, что по ходу изложения позволяет по многим деталям, фактам и источникам отсылать читателя к этим публикациям.

Литература

Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 223 с.

Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 368 с.

Чумаков Н.М. Международный симпозиум по докембрийским ледниковым отложениям // Вестн. АН СССР. 1972. № 4. С. 101–102.

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

Чумаков Н.М. Проблемы палеоклимата в исследованиях по эволюции биосферы // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 106–122.

Чумаков Н.М., Жарков М.А. Климат во время пермо-триасовых перестроек. 1. Климат ранней перми // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2002. Т. 10, № 6. С. 62–81.

Brooks C.E.P. Climate through the ages. L.: Benn, 1926. 321 p.

Frakes L.A., Francis J.E., Syrtus J.I. Climate modes of the Phanerozioc. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1992. 274 p.

Funnel B.M. Global and European Cretaceous shorelines, stage by stage // Cretaceous resources, events and rhythms. Dordrecht: Kluwer, 1990. P. 221–235.

Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modelling maps. Calgary, 1994. 47 p. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; 17).

Lenton T.M., Oijen M. Gaia as a complex adaptive system // Philos. Trans. Roy. Soc. London. B. 2002. Vol. 357, N 1421. P. 683–695.

Rees P.McA., Ziegler A.M., Valdes P.J. Jurassic phytogeography and climates: New data and model comparisons // Warm climates in Earth history / Ed. B.T. Huber et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 2000. P. 297–318.

Schwarzbach M. Das Klima der Vorzeit. Stuttgart: Enke, 1974. 321 S.

Scotese C.R., Langford R.P. Pangea and paleogeograpgy of the Permian // The Permian of Northern Pangea. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 1. P. 3–19.

Smith A.G. Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time // The ecology of the Cambrian radiation. N.Y.: Columbian Univ. press, 2001. P. 11–46.

Smith A.G., Smith D.G., Funnel B.M. Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1994. 74 p.

Ziegler A.M., Hulver M.L., Rowley D.B. Permian world topography and climate // Late Glacial and Postglacial environmental changes. Oxford: Oxford Univ. press, 1997. P. 111–146.

Часть I

ЭПОХА ПЕРЕХОДА ОТ ТЕПЛОЙ К ХОЛОДНОЙ БИОСФЕРЕ: КЛИМАТ ПАЛЕОГЕНА

Глава 1

КЛИМАТ ЗЕМНОГО ШАРА В ПАЛЕОЦЕНЕ И ЭОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ПАЛЕОБОТАНИКИ

М.А. Ахметьев

1.1. Предварительные замечания

В кайнозое, по сравнению с предшествующими эрами фанерозоя, климатические реконструкции по данным палеоботаники имеют более высокую степень достоверности. Принадлежность высших растений, особенно цветковых, к тем или иным рецентным семействам даже для начала палеогена удается устанавливать с большой степенью надежности. От 30 до 50% таксонов голосеменных и покрытосеменных раннего палеогена идентифицируются с современными родами. Для олигоценовой эпохи эта цифра возрастает до 80–85%, причем для многих вымерших видов можно доказать их секционную принадлежность с выходом на близкородственные рецентные виды. Климатическая локализация ареалов последних позволяет использовать актуалистический подход, оценивая, хотя и провизорно, экологические условия и климатические обстановки существования растений в палеогене. Особенно благоприятными оказываются те случаи, когда рецентные аналоги ископаемых форм имеет рифугиальную природу с ограниченными ареалами распространения.

Наряду с такими важнейшими параметрами климата как среднегодовая температура и влажность, анализ систематического состава ископаемых ориктоценозов растительных мегафоссилий, а также палинологических комплексов и даже отдельных их спектров позволяет оценивать сезонное распределение температуры и осадков и их возможные экстремальные значения в самый холодный и самый теплый месяцы года, а также связанные с климатом такие показатели как световой режим, продолжительность вегетационного периода и др.

Очертив климатические параметры, которые являются определяющими для существования растений, и могут быть восстановлены при анализе ориктоценозов, перечислим кратко те морфолого-анатомические признаки самих растений, с помощью которых последние могут выступать в качестве индикаторов климатических обстановок. К таким признакам относятся прежде всего жизненные формы, а также преобладающие размеры отдельных органов растений, морфология листовых пластинок и особенно характер края листьев, типы строения древесины, корневой системы, кутикулы и др. Используя ископаемые растения в качестве климатических индикаторов, нужно иметь в виду, что их рецентные аналоги могут иметь и несколько иные ограничения по температурам, что связано с длительным периодом их адаптации к меняющимся условиям окружающей среды.

Высшие растения как климатические индикаторы

Рассмотрим на примере некоторых родов, характерных для палеогеновых флор, но присутствующих и в современной флоре Земного шара, климатические параметры их обитания, для того, чтобы использовать эти показатели при оценке климатических обстановок в историческом интервале от 65 до 33 млн лет назад.

Большинство из широко представленных в палеогене таксодиевых ныне являются реликтами и распространены в пределах небольших по площади рефугиумов. Климатическим индикатором природной флоры как в геологическом прошлом, так и ныне, является *Sequoia*. По данным Д. Мая [Mai, 1995], оптимальные среднегодовые температуры обитания этого растения колеблются от 11° до 15 °С, наиболее холодного – от 8° до 10 °С, а самого теплого – от 13° до 19,5 °С. Значительно большие амплитуды зимних и летних температур характерны для ареала другого представителя сем. Taxodiaceae – рода *Glyptostrobus* – еще одного рецентного реликта, но обычного растения палеогена Северного полушария. Среднегодовые температуры тех районов Китая, где он ныне произрастает, +17,7 °С, среднезимние +6 °С, а наиболее теплого месяца – +30 °С. Современное распространение *Taxodium* – болотного кипариса ныне не выходит за пределы среднегодовой изотермы +13,3 °С, а среднегодовые температуры холодных месяцев колеблются от +4,9° до +9,9 °С, хотя в Европе в интродуцированных посадках он переносит и более низкие зимние температуры от –2,6° до +4,3 °С.

Принято считать, что наиболее надежными климатическими индикаторами среди цветковых являются пальмы. Ареалы большинства видов их лежат в тропиках, т.е. не выходят за пределы среднегодовой изотермы +18 °С. Однако некоторые из пальм обитают в условиях более низких температур (в Новой Зеландии +12 °С, в Китае и Японии +14 °С, в Северной Америке +15 °С). Еще более впечатляет возможность пальм переносить кратковременные экстремальные похолодания. Например, *Trachycarpus* может переживать понижения температур до –11 °С (в Китае до –14 °С), *Sabal* до –10,5 °С, а *Chamaerops, Levistona, Phoenix* до –9 °С.

Для большинства древесных цветковых ограничителями их распространения являются среднезимние температуры. Северная граница обычных для палеогена Евразии родов – *Cinnamomum* (коричный лавр) и *Persea* (авокадо) в современной флоре лимитируется среднегодовой изотермой +13 °С. Как и практически все лавровые, они не переносят заморозков. Рецентные виды родов *Mastixia* и *Symplocos*, составляющих в палеогене основу так называемых мастиксиевых флор, не пересекают январскую изотерму +10 °С. Для такого весьма распространенного листопадного древесного растения палеогена Северного полушария как *Liquidambar*, достоверно устанавливаемого по листьям, плодоношениям и пыльце, северный предел распространения ограничен изотермой +11 °С. Существованию многих листопадных мезофильных растений весьма способствуют высокие летние температуры в пределах южных частей их ареалов на границе умеренно-теплой и субтропической зон. Д. Май [Mai, 1995] для Северного полушария приводит широкий спектр таких растений (*Liquidambar, Juglans, Pterocarya, Idesia, Platanus, Aesculus, Syringa, Nyssa, Ailanthus, Koelreutheria, Carya, Catalpa, Celtis, Phellodendron* и др.).

Опыт интродукции в Европе выявил крайние температурные градации в распространении многих субтропических растений. Среднегодовые температуры порядка +8 °С (при экстремальных зимних до –15 °С) являются предельными для *Castanopsis, Meliosma, Ficus, Symplocos, Alangiun, Platycarya*. Для другой группы растений, включающих *Cinnamomum, Engelhardia, Masixia, Koelreutheria, Tetrastigma, Zizyphus* и все пальмы, среднегодовые температуры зон произрастания колеблются в пределах +15°–19 °С, при температурах самого холодного месяца порядка от +6° до +10 °С.

Как известно, современная тропическая зона ограничена изотермой самого холодного месяца +18 °С. При этом большие трудности возникают при разграничении типичных растений тропиков от субтропических, обитающих в горных районах тропических областей. При оценке климатических условий палеогена эти трудности еще более усугубляются, если интерпретировать ландшафтную позицию таких растений. Родовой спектр их чрезвычайно широк, поэтому оперируя ископаемыми находками, обычно приходится рассматривать роды того или иного семейства в их полном объеме тропическими, не выходящими за пределы изотерм +19° ... +21 °С.

Перечисленные выше примеры в большей степени касались рецентных и более древних, в том числе и палеогеновых растений Северного полушария. Подобный набор таксонов на родовом уровне свойственен и ориктоценозам Южного полушария, где в качестве растений-индикаторов климата обычно выступают некоторые секции рода *Nothofagus* (южных буков), причем мелколистные представители секций *Fusca* и *Menziesii* являются показателями влажного умеренного климата, сопровождающегося снежным покровом, а *Brassi* – субтропического климата. Не менее надежными индикаторами являются пальмы, казуариновые, древовидные папоротники, саговники, ногоплодниковые, миртовые, имбирные и др.

Хорошо известно, что в ископаемых ориктоценозах палеогена, особенно отражающих

рипарийные условия местообитания, обычно присутствуют остатки водных и околоводных растений. Экологически они являются в большей степени консервативными во времени. Прогревание поверхностных слоев воды в летние месяцы, необходимое для обеспечения их жизнедеятельности, должно быть для водных папоротников *Salvinia* и *Azolla*, а также *Trapa* не ниже +16° ... +18 °С, примерно такой же для многих Nymphaceae, а для *Hydrocharis* она выше +10 °С [Mai, 1995].

Кроме определенных температурных параметров, многие ископаемые растения, как и родственные им рецентные, требуют для своего существования определенную влагообеспеченность. Упомянутые выше представители некоторых родов, в том числе и таксодиевых, в их рефугиумах ныне обитают при следующих показателях среднегодовых осадков: *Glyptostrobus* – 1400 мм/год, *Taxodium* – 1000 мм/год, *Sequoia* – до 800 мм/год. Близки по этим показателям некоторые индикаторные растения, имеющие в современной флоре более обширные ареалы в тропиках и субтропиках – *Cinnamomum* – 1300 мм/год, *Mastixia* – 1000 мм/год. Многие растения, как известно, более успешно произрастают при определенной сезонной ритмичности в поступлении влаги, предпочитая оптимальную обеспеченность ею в летние или, наоборот, в зимние месяцы. Сезонность поступления влаги достаточно надежно устанавливается для ископаемых форм по строению вторичной ксилемы и всей проводящей системы в целом, а также кутикуле. Многие растения, ориктоценозы которых происходят из красноцветных и пестроцветных, включая и соленосные толщи, требуют для своего жизнеобеспечения ограниченного количества влаги. К ним относятся жестколистные наннофилы *Palibinia* из семиаридной зоны, а также виды *Nitraria*, характерные для пустынных и полупустынных областей палеогена Евразии. В Южном полушарии индикаторами засушливости климата являются некоторые протейные и миртовые (*Dryandra, Eucalyptus*). Показателями высокой или низкой влагообеспеченности является и пыльца некоторых растений. Находки пыльцы *Classopollis, Ephedra* или Chenopodiaceae обычно связывают с засушливостью климата, хотя эти растения могут выступать и как галофиты, являясь пионерными растениями при расселении на засоленных субстратах прибрежной зоны отступающих морских бассейнов. Пыльца *Aquilapollenites*, весьма обычная для маастрихтских и датских угленосных отложений Северного полушария, напротив, служит индикатором гумидного климата.

Листопадные древесные растения – обитатели высоких широт, особенно Северного полушария, в условиях влажного климата палеогена характеризовались крупнолистностью, чему способствовал летний световой режим, обеспечивающий активное функционирование всех органов растения и в ночные часы.

При восстановлении климата палеогена большую роль играет общая экологическая оценка флор этого возраста. Она базируется на сравнении составов ископаемых ориктоценозов с составами современных растительных ассоциаций и группировок родовой, а иногда даже и видовой состав которых оказываются близкими. Это, в первую очередь, относится к восстановлению древних мангровых ассоциаций тропиков, важнейшим компонентом которых была пальма *Nypa*, плоды которой часто встречаются в прибрежно-морских отложениях палеоцена и эоцена всей тропической зоны Земли. Это же относится к прибрежной растительности теплоумеренной и субтропических зон Северного полушария, одним из эдификаторов которой являлся вымерший в палеогене род *Macclintockia*. Надежным показателем распространения древней болотной растительности влажных или сезонно-влажных субтропиков, включая южную окраину умеренной зоны, являются совместные находки важнейших растений-углеобразователей: болотного кипариса, ольхи и ниссы. Показательным примером возможности надежной реконструкции климатической обстановки служат находки в пограничном интервале эоцена и олигоцена в вулканогенных разрезах горной гряды Дарры-Даг в окрестностях г. Джульфы (республика Азербайджан). В совместном захоронении встречены остатки пальм *Trachycarpus* и *Sabal*, папоротники *Acrostychum* и *Blechnum*, листья *Myricaceae, Lauraceae, Fagaceae* и *Myrtaceae* вместе с побегами и женскими стробилами *Taxodium* и *Pinus*, а также мелколистные *Ulmaceae*, при абсолютном доминировании папоротников и веерной пальмы *Sabal* [Ахметьев, Запорожец, 1989; Ахметьев, 1993]. Рассмотренный выше состав совместно встреченных родов высших растений в значительной степени является тождественным тому, который обычен для современных болотных лесов Флориды. Это позволяет заключить, что территория Южного Азербайджана в конце эоцена входила в зону переменно-влажного субтропического климата, близкому тропическому. Обращаясь к климату современной Флориды необходимо заметить, что

к тропической зоне относится только южная оконечность полуострова, большая же часть его из-за периодических заморозков в зимнее время не может быть включена даже в субтропическую зону.

Прочие климатические индикаторы палеоцена и эоцена

Важными индикаторами климата палеоцена и эоцена нередко выступают встречающиеся в одних и тех же ориктоценозах с растениями остатки наземных и морских животных: крокодилов, болотных черепах и других представителей герпетофауны, а также насекомых – термитов, многих фитофагов, позвоночных, акул. Оптимальные средневековые температуры обитания рецентных миссисипских и флоридских аллигаторов +20° – +25 °С, китайских +16° – +17 °С, а китайских болотных черепах +20° – +22 °С, при экстремально высоких температурах самого теплого месяца, необходимых для их воспроизводства (до +35 °С). Соответственно, для приведенных выше групп животных пороговые значения зимних температур ограничивались +1° – +5 °С для североамериканских и +3° – +7 °С для китайских аллигаторов. Распространение китайских болотных черепах не выходит за пределы январской изотермы 0 °С. Есть все основания полагать, что и в палеогене климатические показатели условий оптимального существования этих животных были близкими.

В данном разделе мы не рассматриваем многие морские организмы, в частности микропланктон, пространственное распределение которого в открытых морских и океанических бассейнах, тесно связано с климатической зональностью, а также кораллы, моллюски, морские ежи и др., в расселении которых климатические факторы являются определяющими. Точно также мы оставляем без рассмотрения литологические, эдафические и изотопные критерии климатических реконструкций. Однако все они учитывались при подготовки климатических карт на отдельные интервалы палеогеновой истории.

Критические замечания по поводу использования актуалистических подходов при интерпретации климата палеогена (аллохтонность ориктоценозов, использования для сравнения рецентных реликтовых растений, обитающих ныне в рефугиумах в экстремальных климатических условиях, недоучет конкуренции и т.п.) не исключает всего сказанного выше как базы для реконструкций климатических условий палеогена.

К методике климатических реконструкций по палеоботаническим данным

В этом разделе мы ограничимся лишь кратким рассмотрением различных методик климатических реконструкций по палеоботаническим данным, так как их содержательная часть подробно изложена в специальных публикациях авторов этих методик и не нуждается в дублировании (см. например, [Wolfe, 1993; Mai, 1995; Wolfe, Dilcher, 2001]). При построении палеоклиматических карт нами были использованы результаты разных авторов по анализу конкретных ориктоценозов (или иными словами, локальных флор (florule)), валидных по своей представительности для обработки.

Наиболее ранние заключения о палеоклиматах палеогена восходят к середине XIX в. – времени расцвета классической палеоботаники, когда в результате сравнения ископаемых таксонов с их рецентными аналогами делались выводы о климатических обстановках прошлого. Эти подходы, далеко не безупречные, демонстрировались О. Геером, К. Эттигсхаузеном, Г. де Сапорта и многими другими. Позже именно они трансформировались в один из наиболее надежных методов палеоклиматических реконструкций. Он основан на картографическом анализе ареалов рецентных таксонов, близких ископаемым, и последующим построением климатодиаграмм по одной или нескольким точкам максимального "сгущения" ареалов с подбором базовых данных по ближайшим метеостанциям и их обработке. Этот метод нашел широкое применение в палеофитогеографических и палеоклиматических реконструкциях и в нашей стране был модифицирован В.П. Гричуком в применении к палинологическим данным. В большей степени он использовался для интерпретации климата позднего кайнозоя, так как ошибки в определении, по крайней мере родовой принадлежности ископаемых таксонов, в этом случае минимальны [Hu, Chaney, 1940; Friedrich, 1966; Mai, 1995 и др.]. Однако следует отметить, что рассмотренный методический подход может найти применение лишь для монографически изученных флор с установленным положением в системе абсолютного большинства ископаемых растений, видовое разнообразие которых должно быть не менее нескольких десятков.

Другой метод, в основе которого используются морфологические параметры ископаемых листьев, получил название CLAMP (Climate Leaf Analysis Multivariate Program).

Он начал разрабатываться с конца 1970-х гг. американским палеоботаником Дж. Вулфом [Wolfe, 1993; 1994] и усовершенствованный в последние годы Р. Спайсером в сотрудничестве с А.Б. Германом и другими специалистами (с использованием статистического пакета "CANOCO") [Herman et al., 2002]. У истоков этого метода стояло известное наблюдение ботаников начала прошлого века [Baily, Sinnot, 1915] о доминировании в тропической и субтропической зонах листьев с цельнокрайней листовой пластинкой и, наоборот, превалировании листьев с зубчатым краем в умеренной зоне. Преимущество метода CLAMP заключается в возможности использования для климатических реконструкций ограниченного числа таксонов цветковых растений (но не менее 25–30 видов в конкретных флорах), при этом систематическое положение ископаемых растений может быть достоверно и не установлено. Важна лишь возможность учета необходимых параметров листовых пластинок и уверенность в приуроченности растений к одному и тому же слою изучаемого разреза. Этот метод в последнее десятилетие уже применялся для интерпретации климатов палеогена Австралии [Green-wood et al., 1992 и др.], Аляски [Спайсер, Герман, 1998], Канады и расположенной к югу от нее территории США [Wolfe, 1993, 1995; Wolfe, Dilcher, 2001 и др.], Северо-Востока России, Западной и Центральной Европы, юга Дальнего Востока России и Казахстана [Ахметьев и др., 2004]. Всего обработано более сотни локальных флор в основном внетропических областей и опубликованные данные учтены в настоящей работе.

К основным климатическим параметрам, которые удается получить с применением метода CLAMP, относятся среднегодовая температура MAT (C); средняя температура самого теплого месяца – WMMT (C); средняя температура самого холодного месяца – CMMT (C); среднегодовое количество осадков – MAP (mm); среднемесячное количество осадков в вегетационный период – MMGSP (mm); общее количество осадков в вегетационный период – MGSP (mm); количество осадков, приходящихся на три наиболее сухих месяца – 3DRIM (mm); продолжительность вегетационного сезона в месяцах – LGS (months). Нетрудно видеть, что соответствующие параметры стремятся выявить и климатологи при оценке современного климата.

Важным звеном реконструкций является установление связей между климатическими параметрами, полученными в результате обработки конкретных флор в сочетании с анализом распределения в них растений – климатических индикаторов. Необходимо также учитывать представительство во флорах тех или иных географических элементов, установленных на основании изучения конкретных видов и их сравнения с рецентными аналогами, распространенными ныне в различных регионах Земного шара. В итоге возникает возможность очертить области распространения основных типов зональной растительности и перейти к построению карт с выделением палеоклиматических зон для определенных временных срезов. Эти карты в своей содержательной части наиболее близки к современным климатическим картам Земного шара Б.П. Алисова [Большая Советская..., 1973] с отражением климатических поясов, а также к картам Л.С. Берга [1927], хотя первые построены на основании особенностей общей циркуляции современной атмосферы, а вторые – на основе смены ландшафтных зон.

Говоря о соотношении типов растительного покрова с климатом для палеогенового периода, удается с достаточной достоверностью очертить области распространения основных зональных типов растительности, особенно для средних и высоких широт Северного полушария и некоторых регионов Южного (Австралия, Новая Зеландия, отчасти Южная Америка) с восстановлением наиболее вероятных климатических параметров существования этих типов. Зональные типы растительности в палеогене были представлены: а) тропическими и паратропическими дождевыми лесами; б) вечнозелеными лавролистными широколиственными лесами; в) вечнозелеными склерофильными лесами; г) листопадными широколиственными и смешанными мезофильными лесами; д) хвойными лесами. С каждым из перечисленных типов растительности хорошо корреспондируется процентное содержание таксонов с цельнокрайней листовой пластинкой, которое меняется от 60 до 75% для паратропических лесов, до 20–40% для смешанных мезофильных листопадных.

Азональная растительность, которую чаще всего и отражает состав ориктоценозов, образована сообществами водных растений, а также прибрежно-морских, ripарийных и болотных лесов. Для палеогеновых флор зонального и азонального типов с высоким процентом цельнокрайних листьев давно отмечено, что содержание листьев лавровых находится в противоположных соотношениях с содержанием листьев бобовых. Первые характеризуют субтропический гумидный климат, вторые – семиаридный.

Таблица 1

Климатические ограничения для зональной растительности палеогена Евразии [по: D. Mai, 1995]

Тип растительности	Среднегодовые температуры, °С	Среднегодовые колебания, °С	Температура самого холодного месяца, °С	Абсолютный минимум, °С	Среднегодовое количество осадков (мм/год)	Количество засушливых месяцев	Особые отметки
Паратропические дождевые леса	25–20	< 18	+19– +13 (+11)	–1,8	До 1000	0 (–4)	Осадков в самый засушливый месяц более 60 мм. Заморозки нерегулярны
Субтропические дождевые и лавровые леса	20–15	< 24	+13– +6 (+16) (+5)	–10	До 1000	0 (–4)	
Теплоумеренные вечнозеленые лавровые леса	16,5–13 (12)	< 27	+6– +1	–15	1000–3000 (600)	0 (–4)	
Теплоумеренные дождевые леса	13–9 (15,9)	20–30 (19)	Более –2	–25	1000–3000	0 (–3)	Температура теплого месяца более 20 °С
Дубовые и каштановые смешанные леса	13–10 (16) (9)	17,5–34	+4– +8 (+6)	–30	> 500–2500	0 (–3)	С хорошо выраженным непродолжительным холодным периодом
Буково-дубовые смешанные леса	10–6 (13) (4,5)	15–30 (13)	+2,5– +10 (+4)	–40	> 500–2500	0 (–3)	Температура самого теплого месяца более 15 °С; 120–130 дней более 10 °С

Данные ботаников о климатических параметрах современных зональных типов растительности для их использования при климатической интерпретации кайнозойских флор Западной Евразии сведены в табл. 1 [Mai, 1995]. Эту таблицу следует лишь дополнить климатической характеристикой тропических дождевых лесов, которых, по мнению Д. Мая, не было в палеогене средних и высоких широт Западной Евразии. Эти леса в условиях влажного климата произрастали при температурах +25° – +28 °С и их распространение ограничивалось среднегодовой изотермой +20 °С (минимальные среднемесячные температуры таких лесов по Кеппену +18 °С). Максимальные колебания годовых температур у экватора до 5 °С, у тропиков до 13 °С, а дневные колебания температур были в пределах 3°–16 °С, никогда не опускаясь ниже 0 °С. Среднегодовое количество осадков от 1000 мм/год и более, а минимальное количество осадков, приходящееся на самый засушливый период 75 мм/год. Минимальная относительная влажность за полугодовой период 65%.

Комментируя составленную таблицу, Д. Май отмечал, что полоса влажного тропического климата в эоцене распространялась от Южной Европы, через Малую Азию и далее на восток вдоль северного побережья древнего Тетиса. Значительно шире, чем ныне, в палеогене были распространены лавровые леса в центральных и южных регионах Западной Евразии. Что же касается жестколистных субтропических лесов (harwood), то в палеогене Западной Евразии фиксируются лишь отдельные их элементы. Значительно шире они были распространены в Северной Африке. Листопадные леса и соответствующая им климатическая зона занимали значительную часть территории внетропической Западной Евразии.

К сожалению, сведения о флорах Земного шара и общая климатическая картина палеогеновой эпохи для различных регионов по па-

леоботаническим данным может быть представлена с разной степенью достоверности. Для Северной Америки, Западной, Центральной и отчасти Восточной Европы, Казахстана, Дальнего Востока и Северо-Востока России, Японии, Восточного Китая, Австралии, Новой Зеландии, Индии, крайнего юга Южной Америки и Антарктических островов, Западной Приэкваториальной части Африканского побережья и Северной Африки построение климатических карт возможно для эпох, а по некоторым регионам – даже для веков. Для территорий, занятых древними щитами – Канадским, Бразильским, Африканским, а также для севера Восточно-Европейской платформы и практически для всей Сибирской платформы и Антарктического материала – области широкого пояса развития палеогеновых морских отложений в пределах Тетиса – палеоботанической информации настолько мало, что удается, в лучшем случае, дать климатическую характеристику только для отдельных эпох. Несколько большую детализацию обеспечивают палинологические данные, которые были также учтены при подготовке текста и карт.

1.2. Палеоцен

По существу, все сходятся во мнении, что начало датского века совпадает с глобальным похолоданием, первым наиболее заметным в истории "теплой биосферы" мезозоя. Однако о причинах этого похолодания мнения расходятся. Значительная часть специалистов, в первую очередь американских, поддерживает гипотезу Альвариша, связавшего похолодание и биотический кризис на рубеже мела и палеогена с аномальным импактным событием (падением крупного метеорита) на юге Североамериканского континента. Следствием данного события, по мнению сторонников этой гипотезы, явилось быстрое массовое вымирание, зафиксированное во многих группах биоты, особенно морского происхождения. Что же касается самого похолодания, то оно связывается с непродолжительным по времени, но весьма заметным снижением объема солнечной энергии, поступающей на поверхность планеты из-за пыли космического и вулканического происхождения.

Более умеренные сторонники импактной гипотезы, не исключая влияния импактных событий на кризис, отводят ему только триггерную роль, полагая, что падение крупного метеорита могло явиться лишь резонатором, активизирующим спрединговые зоны и вулканизм. Это, в свою очередь, могло повлечь за собою и другие биосферные изменения, в том числе и биотические. При этом обычно обращалось внимание на массовые изменения в составе бентосной биоты (фораминифер и др.) в меридиональной спрединговой зоне Индийского океана на "подходе" к Индостану. На самом же полуострове в это время формировалась трапповая серия.

Вместе с тем немало специалистов, которые считают, что даже если импактные события и имели место в пограничном интервале мела и палеогена, они не сыграли сколько-нибудь существенной роли ни в причинах биотического кризиса, ни в глобальном похолодании. В качестве контраргументов импактной гипотезе выдвигается следующее.

1. Вымирание на рубеже мела и палеогена происходило не внезапно, а постепенно, иногда скачкообразно. Причинами вымирания были как эволюционные процессы, так и изменения условий внешней среды. Они связаны с глобальным похолоданием, вызванным общепланетарной высокоамплитудной регрессией, а также активизацией вулканизма, особенно в пределах Тихоокеанского кольца. Формирование вулканических цепей по периферии Тихого океана было растянуто на несколько млн лет, захватывая маастрихт и даний. Сокращение биоразнообразия континентальной биоты, в том числе и элиминация динозавров, могли быть вызваны нарушением пищевых цепей в конце маастрихта, когда прибрежная растительность, формирующая основные пастбища динозавров, оказалась уничтоженной. Что касается наземной флоры, то ее смена началась сначала в высоких широтах (Корякско-Камчатский регион) и лишь затем сместилась в средние широты (юг материковой части Дальнего Востока России, Сахалин, Япония, Северо-Восточный Китай) [Головнева, 1994]. Судя по многочисленным публикациям по межтрипповым флороносным слоям Индии, каких-либо внезапных изменений в составе флоры на рубеже мела и палеогена в тропиках не происходило.

2. Смена биоты в пограничном интервале происходила весьма избирательно. Больше пострадал морской бентос и планктон, особенно карбонатный (изменения в составе органикостенного фитопланктона и диатомовых водорослей не носили критический характер), причем в большинстве случаев эти изменения начались еще в маастрихте. В меньшей степени пострадали наземные моллюски, пресноводные рыбы и, как будет показано, наземная флора.

3. Связь повышенных содержаний иридия только с импактными событиями не очевидна.

Во-первых, иридиевые "аномалии" явно тяготеют к регионам развития вулканизма, а во-вторых, в ряде разрезов фиксируется несколько последовательных иридиевых аномалий, что требует признания серии последовательных импактных событий. Имеются примеры аномального содержания иридия (выше на два порядка) в костях динозавров, т.е. заведомо в маастрихтских отложениях [Моисеенко и др., 1997].

Проблема глобального похолодания на рубеже мела и палеогена требует дополнительных исследований и возможно в недалеком будущем удастся добыть новые факты, раскрывающие специфику природных явлений этого необычного в геологической истории рубежа.

Климатическая зональность в палеоценовую эпоху по сравнению с завершающим этапом меловой истории отличалась бóльшей широтной дифференциацией и контрастностью среднегодовых и сезонных температур, особенно в средних и высоких широтах Земного шара. Наиболее характерно это было для начала датского века в связи с глобальной регрессией. На фоне сравнительно малоамплитудных колебаний климата зеландия и начала танета, во вторую половину танетского века произошло заметное потепление, которое достигло оптимальных значений в конце танета и совпало с известным углеродным изотопным эпизодом. Однако все более проявляющаяся тенденция изменения положения границы палеоцена и эоцена в сторону ее омоложения в итоге может привести к изменению датировки этого эпизода и в этом случае климатический оптимум палеогена будет считаться раннеипрским. В настоящее время имеющиеся данные позволяют в палеоцене выделить следующие климатические зоны.

Зона умеренного и умеренно-теплого влажного климата Северного полушария. К началу датского века в высокоширотном секторе Северного полушария обособилась крупнолистная мезофильная геофлора, территориально слабо дифференцированная, южные границы которой определяют пределы распространения северной умеренно-теплой зоны на планете. Большинство флор, характеризующих эту зону, приурочено к угленосным бассейнам, в которых на протяжении всего палеогена, как в акваториях, так и на суше, происходило терригенное осадконакопление с формированием угленосных толщ в прибрежных зонах и внутренних бассейнах. Этот тип высокоширотной геофлоры получил разное название. Пионеры ее изучения – Д.С. Гарднер [Gardner, 1879] и А. Энглер [Engler, 1879] называли ее *арктотретичной*, не определяя четко возрастные позиции. А.Н. Криштофович [1955] выделил ее как *гренландскую*, по наиболее известной датской флоре Западной Гренландии, считая, что время существования этой флоры не выходит за рамки палеоцена–начала эоцена. Л.Ю. Буданцев [1983], много лет посвятивший изучению рассматриваемой флоры, называл ее *арктической*, ограничивая ее распространение лишь частью пространства, занятой Бореальной флористической областью и двумя провинциями последней: Беринговой и Тулеанской, климатическая природа которых была единой.

Южная граница собственно умеренно-теплой климатической зоны в начале палеогена проходила близ южной оконечности Гренландии, захватывая север Скандинавии. Восточнее эта граница пересекала северную часть Западно-Сибирской плиты, опускаясь к югу в пределах Сибирской платформы до широты слияния Лены и Алдана. К Тихоокеанскому побережью она выходила в районе Охотска, а далее к востоку захватывала Корякию и Камчатку (за исключением крайнего юга). На Американском континенте рассматриваемая граница проходила через Южную Аляску и Алеутские острова, пересекала Северную Канаду и, оставляя к северу Канадский Арктический Архипелаг, протягивалась к Южной Гренландии.

В пределах умеренно-теплой зоны сосредоточена основная масса угольных бассейнов палеоцена Северного полушария, в том числе Западно-Гренландский, Баренцбургский (на Шпицбергене), а также впадины, выполненные угленосными отложениями в низовьях Лены на севере Сибири: Кунгинская, Кенгдейская, Сого и др., угольные бассейны Корякии и Камчатки (бухта Угольная, бассейн р. Напаны и др.). Не менее многочисленны палеоценовые угольные бассейны на Аляске и на территории Приарктической Канады.

Климатические параметры многих флор умеренной зоны рассчитаны с помощью методов CLAMP (табл. 2). В первую очередь, это относится к флорам Северо-Востока России и Аляски, тогда как для многих флор они выявлены ареалогическим способом.

К наиболее хорошо изученным высокоширотным умеренным флорам дания относятся флоры Агатдален и Атаникердлук п-ова Нугсуак, о-ва Диско Западной Гренландии, мыса Вашингтон Северной Гренландии, а также Баренцбургской угленосной толщи Шпицбергена [Буданцев, 1983]. На Аляске флора

Таблица 2

Климатические параметры некоторых палеоценовых флор умеренно-теплой зоны Северного полушария, рассчитанные методом CLAMP [Golovneva, 2000]

Флора	Среднегодовая температура, °С	Средняя температура холодного месяца, °С	Средняя температура теплого месяца, °С	Среднегодовое количество осадков, мм	Среднемесячные осадки в вегетационный сезон, мм	Продолжительность вегетационного сезона в месяцах
Баренцбург	12,6	6,5	19,8	1826	146	7,4
Стурвольская	9,5	1,5	18,4	1716	119	5,9
Рарыткин	11,5	4,6	19,4	1722	129	6,9
Напанская	11,8	5,8	19,1	2048	175	7,0
Малл	10,3	2,8	18,8	1739	126	6,3
Ридинг	12,3	5,0	20,1	1494	105	7,3
Стандартное отклонение	1,8	3,3	3,1	430	23	1,1

этого возраста недавно была открыта к северу от хребта Брукс [Herman, Spicer, Kvacek, 2002]. На Северо-Востоке России наиболее богатой в систематическом отношении является флора рарыткинской свиты низовьев Анадыря, а в низовьях Лены флора так называемого хараулахского типа [Буданцев, 1983]. Главными компонентами этих флор являются хвощи, полиподиевые папоротники (*Osmunda, Onoclea*), гинкго, древние сосны и разнообразные таксодиевые и кипарисовые (*Taxodium olrikii, Glyptostrobus nordenskioldii, Metasequoia occidentalis* (= *M. disticha*), *Cupressinocladus*). В спектре цветковых доминирующее значение имели представители рода *Trochodendroides*, а также семейств Hamamelidaceae, Platanaceae (*Platanus, Beringiophyllum*), Betulaceae (*Corylites*), Fagaceae (*Fagopsis*), *Tiliaephyllum, Viburnum, Nyssa* (?) и др. Сравнительно небольшое содержание среди листьев цветковых растений цельнокрайних морфотипов (до 17–25%) и крупных размеров листьев, характерных для высокоширотных мезофильных флор, позволяют предположить следующие климатические параметры существования этих флор: среднегодовая температура от 10°–12 °С до 14 °С, при среднезимних до –4° до –6 °С (–7,8 °С для флоры Агатдален), при кратковременных экстремальных понижениях температуры до –15 °С и среднегодовом количестве осадков до 1400 мм.

В позднем палеоцене (в зеландии и танете, особенно в позднем танете) арктическая флора приобрела черты умеренно-теплой, переходной к субтропической. Область ее распространения представляла собой, по существу, экотон, сформированный у южной окраины Бореальной области. Весьма показательными в этом отношении являются флоры Центральной Аляски (Чекалун) и о-ва Куприянова. Флора Чекалун конца танета наряду с разнообразными папоротниками (*Anemia, Dennstaedtia, Onoclea, Osmunda*), таксодиевыми, гинкговыми и листопадными цветковыми (*Trochodendroide, Carya, Pterocarya, Corylites*), обычными для флор умеренно-теплого влажного климата, содержала пальмы (*Sabalites*) и некоторые другие растения (*Macaranga, Melanolepis*), более характерные для южной субтропической зоны. Во флоре о-ва Куприянова, кроме пальм, были найдены и саговники [Hollick, 1936; Wolfe, 1972]. Среднегодовые температуры, оптимальные для существования этих флор, по оценке Дж. Волфа, находились в пределах 10°–12 °С, количество среднегодовых осадков было не менее 2000 мм. Индекс цельнокрайности колеблется от 30 до 40% [Wolfe, Dilcher, 2001].

Зона умеренно-теплого влажного климата протягивалась южнее высокоширотного сектора распространения арктической геофлоры и в Евразии, занимая значительную территорию Бореальной флористической области. Судя по среднегодовым и среднелетним параметрам зоны ее климат был более близок умеренно-теплому, а по высоким среднезимним температурам приближался к субтропическому. В Западной Евразии и Северной Америке южная окраинная часть Бореальной области с позиций флористики представляла собой экотон со смешением листопадных древесных растений с листопадными и вечнозелеными субтропического и даже тропического родства. Этот неширокий экотон разделял зону умеренно-теплого климата от так называемого "паратропического", влажного, с высокими среднелетними и относительно высокими среднезимними температурами, но, в отличие от тропического климата, не исклю-

чавшего кратковременных заморозков. В Центральной и Восточной Азии, где южная граница Бореальной флористической области заметно смещалась на юг, соответствующая ей южная граница зоны умеренно-теплого климата также устремлялась в средние широты и в палеоцене проходила через центральную часть Великобритании и северную часть Европы. Далее она пересекала Средний Урал и заметно отклоняясь к югу (особенно в дании) к южным границам Восточного Казахстана, где к этой климатической зоне должны быть отнесены бассейн р. Иль и территория Призайсанья. Далее к востоку рассматриваемая зона охватывала всю территорию Среднего и Нижнего Приамурья, Северо-Восточный Китай до широты Шандунского п-ова и Северную Японию. На Американском континенте в эту зону следует включить территорию Канады и отчасти пограничные с ней районы США.

Типичными флорами Западной Евразии, характеризующими эту климатическую зону, выступали флоры позднего танета и пограничного интервала палеоцена и эоцена Северной Великобритании и Ирландии и прежде всего флора о-ва Малл и Фарерских о-вов [Boulter, Kvachek, 1989]. На Урале роль южной пограничной выполняет флора р. Лозьва, описанная А.Н. Криштофовичем [1928]. На Дальнем Востоке типичными флорами этого типа являются цагаянские флоры Зейско-Буреинского осадочного бассейна [Ахметьев и др., 2002], маломихайловская флора низовьев Амура, флора бошняковской свиты Сахалина и тахобинской свиты Восточного Сихотэ-Алиня, геткилнинской свиты Западной Камчатки, а также близкие им по типу флоры Зайсанской впадины (Кара-Бирюк, Тайжузген) и Монголии. На Американском континенте к зоне умеренно-теплого климата принадлежат флоры формации Эдмонтон Южной Канады и верхних слоев угленосной формации Форт Юнион, распространенной на севере Мидконтинента.

Флора о-ва Малл и соседних участков Северной Ирландии и Шотландии из верхнетанетских отложений отличается присутствием в ее составе разнообразных папоротников (*Onoclea, Dryopteris, Osmunda, Gleichenites, Dennstaedtia*), *Ginkgo*, хвойных (*Amentotaxus, Cephalotaxus, Cunninghamia, Cupressinocladus, Doliostrobus, Fokienia, Glyptostrobus, Sequoia, Taxodium* и др.) и широким спектром цветковых растений, в составе которых наряду с Hamamelidaceae, Platanaceae, Cocculus (= Trochodendroides) и Corylites встречены более термофильные *Ushia, Fagopsis, Debeya, Musophyllum, Macclintockia* и др. Близкой по типу является и листопадная мезофильная флора Лозьвы на Урале, имеющая, как выяснено в последние годы, зеландский возраст. Датская цагаянская флора, являющаяся типовой для многих флор Дальнего Востока, также мезофильная, листопадная, но в отличие от флоры о-ва Малл содержит меньше термофильных форм при сохранении того же спектра хвойных и доминирующих цветковых, к которым, кроме Platanaceae, Trochodendroides, добавляются *Nyssa, Celtis, Tiliaephyllum* и *Beringiophyllum*. В некоторых датских дальневосточных флорах (бошняковской на Сахалине, тахобинской в Приморье) [Красилов, 1976; Аблаев, 1974] еще встречается как рифугиальный элемент *Nilssonia*, в датских флорах Японии – саговники и пальмы.

Для южной части распространения флор Бореальной области, входящих в зону умеренно-теплого климата, характерны среднегодовые температуры до 14°–16 °С, относительно высокие среднелетние (до 20°–22 °С) и среднезимние температуры (порядка –4°–6 °С для датского века и выше на 2°–3 °С для флор позднего палеоцена, при высокой влагообеспеченности (до 1500–2000 мм/год)). Характерно, что большинство местонахождений флор происходит из угольных бассейнов.

Зона влажного субтропического и паратропического климата Северного полушария. Эта климатическая зона занимает средние широты Северного полушария. В Европе она протягивается от Южной Англии к югу и востоку, захватывая всю Западную Европу, а в Восточной Европе прослеживается на Украину, Среднее и Нижнее Поволжье и Южный Урал, в Центральной Азии она занимает Северный Казахстан и Северо-Западный Китай (верховья Иртыша), где флоры носят смешанный характер, являясь переходными к гумидным флорам тепло-умеренной зоны. Тип флоры, характеризующий зону паратропического климата, был назван А.Н. Криштофовичем гелинденским, по типовому местонахождению в Бельгии. В Западной Европе, кроме зеландской флоры Гелиндена, к этому типу могут быть отнесены раннетанетская флора Мена и позднетанетская из травертинов Сезанна во Франции, палеоценовые флоры (без уточнения возраста) Вейс-Эльстерского грабена (Германия), а также флоры палеоцена Румынии и Сербии. В России наиболее богатые местонахождения флор гелинденского типа известны из верхнесызранских, нижнесаратовских и верхнесаратовских (= камышинских) отложений Поволжья в пределах Ульяновско-Саратовского прогиба (Вольск, Нику-

лино, Ашут и др.) и на правобережье Волги у г. Камышина (конец зеландия-танет). На Южной Урале и в Западном Казахстане имеются, по меньшей мере, еще два богатых местонахождения флор этого типа (Романколь и Тыкбутак). Доминирующими компонентами гелинденской и камышинской флор являются лавровые (*Sassafras, Daphnogene, Lauraceaephyllum, Litsea, Ocotea*), вечнозеленые буковые (*Ushia, Dryophyllum*), а также аралиевые, пальмы (*Trachycarpus, Nypa*), мастиксиевые и другие растения тропического и субтропического родства, при практически полном отсутствии хвойных. В камышинской флоре, а также в одном из местонахождений Саратовской области, встречены плоды мангровой пальмы *Nyra*. Климатические параметры описываемой зоны даны в табл. 1. Палеоценовые флоры Центральной и Южной Европы более мелколистны, отражая, возможно, сезонность климата [Ахметьев, 1993; Макулбеков, 1997].

В палеоцене от Каспийского и до Желтого моря через Среднюю Азию и районы Центрального Китая прослеживалась полоса аридного климата. Ближе к Тихоокеанскому побережью она делилась на две части. Северная, примыкающая к Шандунскому п-ову, по температурным параметрам должна относиться к зоне умеренно-теплого климата, южная – к субтропическому. Флористическим индикатором этой зоны является *Palibinia*, имеющая жесткие с толстой кутикулой листья. Ее условно относят к семейству Anacardiceae. В субтропической зоне Китая этому растению нередко сопутствуют узколистные лавровые и восковниковые. Характерно, что местонахождения палибиний встречаются только в пестроцветных, иногда в соленосных толщах. Слабую влагообеспеченность этой зоны подчеркивает и ксероморфный облик этих растений.

В Северной Америке "паратропические", субтропические и близкие к тропическим флорам получили распространение отчасти на территории Южной Канады, но, главным образом, в западных и центральных районах США, а также в обрамлении морского залива, отходящего к северу от современного Мексиканского и достигавшего района слияния рек Миссисипи и Миссури. Климатические параметры, рассчитанные по большинству из изученных флор методом CLAMP, свидетельствуют, что среднегодовые температуры зеландия Центрального Техаса (флоры серии Уилкокс) [Wolfe, Dilcher, 2001] около 59–60 млн лет назад были +19 °С, т.е. близкие современным для этого же района. Однако климат был более мягким, с перепадом температур в течение года не более 11 °С (сейчас около 20°С) и более влажным (более 2000 мм/год). Распределение осадков, как и ныне, было сезонным с соотношением летних максимумов к зимним минимумам за три наиболее сухих и три наиболее "влажных" месяца 1200–1600 мм, т.е. климат имел все черты муссонного. В раннем танете (57–58 млн лет назад) среднегодовые температуры возросли до +23° – +24 °С и климат стал еще более мягким с перепадом годовых температур не более 9°С. Сезонность его оказалась выраженной в еще большей степени. К середине танета среднегодовые температуры еще более возросли, годовое количество осадков увеличилось не менее чем на 500 мм, но влагообеспеченность оставалась по-прежнему сезонной. В более низких широтах, по крайней мере до 30° с.ш., климат носил признаки экваториального. Вдоль северной окраины прибрежной равнины Мексиканского залива на территории штата Арканзаса в это время происходило латеритообразование и формировались бокситы. Оптимальные среднегодовые температуры, характеризующие флоры Беллингхэм Бэй и Слайд Мембер на северо-западе США (штат Вашингтон) были около 15°–17 °С.

Значительно труднее интерпретировать климатическую обстановку в палеоцене внутренних равнин США, которые в связи с начавшимися поднятиями Скалистых гор, после осушения в дании Кэнненболского моря, оказались отделенными от притихоокеанских районов США. Поэтому повсеместно фиксирующиеся в пределах внутренних равнинах более низкие температуры могут скорее быть связаны с более высокими абсолютными отметками возвышенных равнин. Среднеиюльские температуры по листовым флорам из формации Поудер этого района по оценке Дж. Вулфа [Wolfe, Dilcher, 2001] методом CLAMP определены в +31°С, при очень низких перепадах среднегодовых температур (до 7 °С).

Тропическая и экваториальная зоны. Районы распространения в палеоцене влажной тропической флоры отчетливо выделяются в Центральной Америке [Graham, 1994], а также в современной приэкваториальной зоне Южной Америки, где на восточном побережье Бразилии обнаружены остатки мангровых (*Nypa*), а также Bombacaceae и *Psidium*. В Африке влажные тропические леса, обрамляющие семиаридную саванну, занимали территорию современной Сахары, протягивались в прибрежные части Тетиса, омывающего северное побережье Африки, а также были развиты в пределах современной Нигерии,

Западного Конго и Либерии, а на востоке – от Большого Африканского Рога до Занзибара. Если в составе палеоценовых флор Южной Америки доминировали неотропические элементы, одновозрастная африканская флора была образована представителями Палеотрописа и объединяла много тропических семейств Старого Света (Arecaceae, Ebenaceae, Fabaceae, Lauraceae, Monimiaceae, Moraceae, Myrsinaceae, Rutaceae, Sterculiaceae, Tenstroemiaceae и др.).

Палеоценовая флора Индии представлена исключительно таксонами тропических семейств. В датских отложениях Ассама палинологами установлено присутствие представителей семейств Nymphaceae, Meliaceae, Olacaceae, Rhizophoraceae, Myrtaceae и др. [Lakhampal, 1974]. Вдоль морских побережий, обрамляющих Декканское базальтовое плато, повсеместно распространялись мангровы (*Nypa, Rhizophora* и *Sonneratia*). В палеоценовых отложениях Индии обнаружено не менее двух десятков различных родов пальм. В Восточной Азии северная граница влажной тропической зоны протягивалась к северу от побережья Южного Китая, разделяя расположенные к югу бассейны угленакопления, от лежащих к северу эвапоритовых бассейнов на территории провинций Гуандун и Гуаньси [Guo Shuangxing, 1979].

Зона субтропического гумидного и семиаридного климата Южного полушария. В настоящее время еще очень мало данных по флорам южной части Африканского континента, которые могли бы служить основой для восстановления климатической обстановки палеоцена этой территории. По данным М. Бэмфорд [Bamford, 2000], изучившей ископаемые древесины Намибии, аридизация западного побережья Южной Африки стала проявляться с начала палеогена, что связывается с существованием уже в это время холодного Бенгальского течения.

В Южной Америке ряд палеоценовых флор (Фюнес, Сюр де Рио Дезеадо и др.) известны из южных районов Аргентины и Чили. Ископаемые древесины из местонахождения Голф Сан Джордж (46° ю.ш.) указывают на сходный характер этой палеоценовой флоры и растительности с таковыми современной Южной Бразилии развитыми на 20° севернее [Romero, 1986]. Эта флора носит аллохтонный характер и включает растения, обитавшие в различных экологических условиях от мангровых болотных тропических лесов до саванных редколесий. Здесь же были обнаружены и остатки крокодилов. Наряду с неотропическими (южноамериканскими) элементами флоры встречены некоторые австрало-азиатские – *Dacricarpus, Dicranopteris, Gunnera, Anacolosa, Nypa*. Флора лагуны дель Хунко Северо-Западной Патагонии насчитывает несколько десятков видов, из которых около 70%, имеют цельнокрайнюю листовую пластинку. Это свидетельствует о принадлежности ассоциации тропическому или субтропическому дождевому лесу. Доминирующими компонентами флоры являются неотропические *Annoba, Cochlospermum*, а также некоторые таксоны современного Голантарктического царства (*Lomatia, Peumus*). *Nothofagus* – наиболее умеренный в климатическом отношении голантарктический элемент встречен не был [Romero, 1986].

Зона умеренного и умеренно-теплого влажного климата Южного полушария. Новая Зеландия в палеоцене уже представляла собой массив суши, изолированный от Австралии и Антарктики, и находилась в пределах 50°–60° ю.ш. Ее географическое положение не только в начале палеоцена, но и на протяжении всего палеогена обеспечивало в ней наличие мягкого морского влажного климата. Раннедатское похолодание проявилось лишь на юге острова [Kennedy, Raine, 2001]. Среднегодовые температуры Новой Зеландии в конце маастрихта, рассчитанные методом CLAMP, были в пределах 12°–15 °С, а в дании снизились до 6°–11 °С. Одновременно произошло и значительное уменьшение размеров листовых пластинок, вызванное неблагоприятными экологическими и климатическими условиями, а возможно и сезонным распределением осадков, которых было не менее 1000 мм/год. В районе Оамару в дании происходило угленакопление. Из межугольных глинистых пачек автором данного раздела во время рейса НИС "Витязь" в Тихий океан в 1970–1971 гг. была собрана небольшая коллекция, основу которой составляют остатки хвойных (Podocarpaceae, Araucariaceae). Климат палеоцена о-ва Кинг Джордж и Антарктического п-ва [Torres, 1992] был переходным от умеренно-теплого к субтропическому с большим количеством среднегодовых осадков (не менее 1600–1800 мм/год), относительно высокими среднезимними температурами (до +4° – +6 °С) при непродолжительных заморозках. Наряду с древовидными папоротниками и протейными, обычными компонентами развитых здесь флор являлись южные буки (*Nothofagus*), ногоплодниковые и араукариевые. Палеоценовые флоры крайнего юга Американского континента и Огненной Земли, содержащие до 40–45% листьев с цельнокрайними пластинками, характеризуют климатические условия

как переходные от умеренно-теплых к субтропическим [Dusen, 1907; Romero, 1986].

Одной из характерных черт палеоценовой флоры Австралии, когда последняя еще входила в состав суперконтинента, является сочетание растений, обитающих ныне в разных климатических обстановках. Наряду с типичными раннепалеогеновыми компонентами Нотальной области – *Araucaria, Podocarpus, Dacrydium, Microcachris, Nothofagus,* Proteaceae, Myrtaceae и др., важную, возможно даже лесообразующую роль играли саговники и древовидные папоротники. Поэтому даже в Южной Австралии флора палеоцена близка к гумидной субтропической. Крупнолистность этой флоры, вероятно, связана с особенностями светового режима, так как Австралия в то время находилась в пределах 50°–60° ю.ш. Климатические параметры этих флор были следующие: среднегодовые температуры +15° – +20 °С, среднелетние до +25 °С, среднезимние +6° – +8 °С, при среднегодовых осадках свыше 1000 мм.

Климат высоких широт как Южного, так и Северного полушарий, характеризовался чрезвычайно низким широтным температурным градиентом, небольшими амплитудами сезонных, месячных и суточных температур [Greenwood et al., 2001].

1.3. Эоцен

Эоцен был последней эпохой фанерозоя, когда на Земле еще продолжала сохраняться теплая биосфера. Глобальное проявление так называемого "углеродного эпизода" на рубеже палеоцена и эоцена, сопровождавшееся не только заметным снижением содержания изотопа углерода $\delta^{13}C$, но и существенным потеплением климата, которое оценивается в 3 °С, вызвало заметное расширение тропической и субтропической зон Земного шара с их экспансией в более высокие широты. Это в свою очередь сопровождалось сокращением умеренной и тепло-умеренной зон в приполярных областях и дальнейшим снижением широтного температурного градиента в системе "полюс-экватор". Одной из специфических особенностей эоценового (в особенности раннеэоценового) глобального климата, было широкое распространение так называемого "паратропического" влажного климата, иногда приобретавшего черты муссонного. Специфическими особенностями которого были низкая амплитуда сезонных и суточных климатических колебаний, относительно высокие среднегодовые температуры зимних месяцев при допустимых кратковременных слабых заморозках в приполярных регионах обоих полушарий. Основными биогенными показателями климатических обстановок в эоцене по-прежнему остаются такие растения-индикаторы климата как пальмы, имбирные, саговники, древовидные папоротники и обитатели мангровых, из представителей фауны индикаторами климатических условий являются ископаемые остатки крокодилов, колониальных кораллов, некоторых моллюсков (рис. 3, см. вклейку I).

Ранний эоцен

Зона умеренного и умеренно-теплого влажного климата Северного полушария. В раннем эоцене по сравнению с палеоценовой эпохой эта зона значительно сократилась по площади и охватывала главным образом приполярную область и только в Сибири и Притихоокеанских регионах Азии и Северной Америки она опускалась к средним широтам. Южная граница зоны проходила через Северную Атлантику, Печорский бассейн и Северный Урал, а в Западной Сибири смещалась несколько к югу, проходя почти параллельно современной береговой линии Северного Ледовитого океана южнее Полярного круга. В Восточной Сибири эта граница отклонялась еще далее к югу и выходила к Тихому океану южнее Магадана и Корякского нагорья, пересекая Камчатский перешеек. На Американском континенте эта граница трассировалась через Южную Аляску. Во внутренней части континента она отклонялась к югу почти до границы США и Канады, выходя на побережье Атлантического океана между Гренландией и Ньюфаундлендом.

Наиболее представительные в систематическом отношении флоры этой зоны приурочены к угленосным впадинам побережья Северного Ледовитого океана в низовьях Лены, междуречье Яны и Индигирки, в Корякии и на Северо-Западной Камчатке. На Американском континенте рассматриваемой зоне принадлежат флоры Аляски, расположенные севернее хр. Брукса, а также флоры о-вов Акселя Хейберга и Элсмира в Северной Канаде, которые находятся на 79° с.ш. Практически все эти флоры крупнолистны, что связано с их высокоширотным положением и полярным световым режимом. Преимущественно положительные среднезимние температуры и повышенная влажность воздуха объясняет совместное нахождение в ориктоценозах многочисленных остатков хвощей, полиподиевых папоротников, хвойных (*Metasequoia, Taxodium, Glyptostrobus, Pinus, Cupressaceae*), лис-

топадных покрытосеменных, включая представителей сережкоцветных (ореховых, березовых), платановых, гамамелиевых, ильмовых, листьев и фруктификаций *Trochodendroides*, а также листьев *Macclintockia* (в прибрежных фациях), в сочетании с термофильными вечнозелеными и листопадными (лавровыми, магнолиевыми, аралиевыми). Характерно, что наряду со смешанной флорой в этой зоне известны находки остатков черепах и крокодилов, а на севере Тихоокеанского сектора, в ряде местонахождений Аляски, Камчатки и Анадырского района, кроме того остатки веерных пальм (*Sabal*) и даже саговников [Ахметьев, 1993; Буданцев, 1983; Greenwood, Wing, 1995].

Переход от зоны умеренно-теплого климата к паратропическому в Западной Евразии и Северной Америке, а также к субтропическому в Восточной Азии происходил по-разному. В Евразии и Северной Америке эта смена осуществлялась в пределах не широкой экотонной зоны, которая содержала смешанную флору. Напротив, в Восточной Азии, особенно у Тихоокеанского побережья, подобные флоры с участием листопадных и вечнозеленых элементов занимают гораздо более широкую экозону, охватывающую Приохотье, частично Приамурье, Сахалин, Камчатку, Северо-Восточный Китай, север Корейского п-ова, о. Хоккайдо. На формировании этой экозоны, несомненно, сказалось влияние существовавшего на протяжении всего кайнозоя холодного течения, омывавшего с востока Тихоокеанское побережье России и Кореи. Листопадные элементы в условиях расчлененного рельефа океанической окраины проникали далеко на юг, а в зонах морских побережий вечнозеленые растения, включая пальмы, – к северу. Находки последних отмечены к югу от устья р. Анадырь, а также в двух пунктах у северо-западного побережья Камчатки. Остатки Sabal и саговников обнаружены на о. Хоккайдо [Ахметьев, 1993].

Для характеристики описываемой зоны интересны климатические данные, рассчитанные методом CLAMP для раннеэоценовых или ранне-среднеоэоценовых флор Канадского Арктического архипелага [Greenwood, Wing, 1995]. Для флоры о-ва Акселя Хейберга (79°55′ с.ш.), предположительно произраставшей на высоте 200 м над уровнем моря, параметры рассчитаны для 12 таксонов и представлены так: среднегодовая температура +9,3 °С, амплитуда среднегодовых колебаний температур между самым холодным и самым теплым месяцами 13,6 °С, средняя температура самого холодного месяца – 0,8 °С. Близкие значения получены по 15 таксонам и для флоры о-ва Элсмир. Предполагается, что эта флора произрастала на высотах до 500 м над уровнем моря, при следующих климатических показателях: среднегодовая температура +8,2 °С при амплитуде среднегодовых колебаний температур 14 °С и средней температуре самого холодного месяца –2,0 °С. Существенно иные климатические параметры получены на территории Южной Канады и приграничных штатов США (45°–50° с.ш.) для раннеэоценовых и ранне-среднеэоценовых флор экотонной зоны, разделявшей зональные типы лесной, преимущественно листопадной и "паратропической" растительности. Флоры местонахождений Мак Оби, Бирс Поу, Кемельс Батт и др., рассчитанные по весьма представительным выборкам (12–32 таксонов) характеризуются среднегодовыми температурами 10°–11 °С. Близкие значения (9°–11 °С) получены ареалогическим анализом. Колебания сезонных температур были от 9° до 13 °С, а температуры самого холодного месяца варьировали от +0,6° до +3,5 °С. Характерно, что смешение листопадных и вечнозеленых элементов в этих флорах в большей степени связано с абсолютными отметками обитания растений, которые для большинства флор лежали в интервале 500–1000 м над уровнем моря. К описываемой группе флор необходимо отнести также флоры Пьюджет и Репаблик раннего-среднего эоцена (50–48 млн лет) штата Вашингтон [Wolfe et al., 1998]. Среднегодовые температуры для флоры Пьюджет оцениваются +18° – +23 °С, а для расположенной на 150–180 км севернее флоры они были существенно ниже – только +10 °С. Это, по-видимому, связано с различиями абсолютных отметок обитания названных флор.

Все флоры умеренной высокоширотной зоны тяготели к влажным районам со среднегодовым количеством осадков от 1000 до 2000, а местами до 4000 мм/год с их равномерным выпадением. Лишь в экотонной зоне распределение осадков носило более дискретный характер и здесь выделялись районы, в которых дожди выпадали в основном в летний период. В этих случаях климат приобретал черты муссонного.

Зона влажного субтропического и паратропического климата Северного полушария. Эта зона отчетливо очерчивается в Западной Евразии и Северной Америке, особенно в пределах последней, где фиксируется большое количество местонахождений раннеэоценовой теплолюбивой флоры. В Западной Евразии эта климатическая зона охватывала средние широты Западной и Центральной Европы

(Лондонской и Гемпширский бассейны, территорию Франции, Германии, Польши) протягивалась далее на восток через Украину и Западный Казахстан до бассейна Иртыш. К востоку от оз. Зайсан флора этой зоны все более приобретает черты сезонно-влажной субтропической, что нашло отражение в составе богатейшей райчихинской флоры Приамурья и некоторых флор Северного Китая и Японии [Ахметьев, 1993; Mai, 1995; Guo Shuangxing, 1979]. На Американском континенте соответствующие флоры, определяемые Дж. Вулфом [Wolfe, 1995; Wolfe, Dilcher, 2001] как паратропические, известны из средних широт западной части США. На юго-востоке страны флоры носят уже преимущественно тропический характер, с практически повсеместно сезонным выпадением осадков, что придает климату сходство с муссонным. На юге Европы рассматриваемая климатическая зона постепенно сменялась тропической. Поэтому флора и растительность раннего эоцена Южной Европы по климатическим параметрам (но не по составу!) мало отличались от североафриканских, находившихся на противоположном побережье Тетиса. В Южном Казахстане и Туркмении, судя по распространению нижнеоэоценовых соленосных и пестроцветных глин, зона влажных субтропиков сменялась зоной сухих субтропиков и граница между ними прослеживалась к востоку через центральные районы Китая до Тихого океана.

Характерно, что большинство флор описываемой климатической зоны содержит остатки мангровой пальмы *Nypa*, а также других перистых и веерных пальм, представителей герпетофауны, особенно многочисленных на территории Запада США.

В Западной Европе флоры пограничных горизонтов палеоцена и нижнего эоцена, а также базальных слоев нижнего эоцена известны из Лондонского, Парижского и Бельгийского бассейнов, где они объединены Д. Маем [Mai, 1995] в комплексе Ридинг-Вервинс по характерным местонахождениям Южной Англии и спарнакских слоев Парижского бассейна. В составе флор известны представители многих тропических и субтропических семейств: Anacardiaceae, Apocinaceae, Araliaceae, Ericaceae, Euphorbiaceae, Lauraceae, Leguminosae, Mastixiaceae, Moraceae, Sterculiaceae, Symplocaceae, Zingiberaceae и др. Вместе с тем присутствуют, хотя и в подчиненном количестве, остатки листопадных платановых, троходендроидеса, абелии, бархатного дерева, а также сосны.

Еще более определенно "паратропический" тип флоры характерен для стратиграфически более высокого комплекса середины ипра (зоны NP11 и NP 11/12 по наннопланктону). Д. Маем [Mai, 1995] он назван комплексом Беллей-Шеппи по характерным флорам суассонских и кюизских слоев Франции и Бельгии, а также подразделений "Д" и "Е" лондонских глин у Кента. Паратропический характер флор этого комплекса подчеркивается присутствием в ориктоценозах многих представителей мангровых (*Nypa, Ceriops, Palaeobruguera* (Rhizophoraceae)), а также пальм, лавровых, диллениевых, флакортиевых и других представителей типичных тропических семейств. Тем не менее, в орикоценозах попрежнему встречаются листопадные растения, что связано, по-видимому, с заметным расчленением рельефа по периферии осадочных бассейнов. Для раннеэоценовых флор из лондонских глин определены следующие климатические параметры: среднегодовые температуры +16° – +19 °С, температуры самого теплого и самого холодного месяцев соответственно +23 °С и 8° – +16 °С, при среднегодовом количестве осадков более 2000 мм [Van Beuskom, 1971].

В Центральной Европе зона развития паратропического климата хорошо восстанавливается по палинологическим данным. Восточнее эта зона прослежена через центральные районы Украины, где А.Н. Криштофовичем [1928; 1955] и Ф.А. Станиславским [1956] описаны находки из каневских отложений мангровой пальмы *Nypa* и несколько видов *Macclintockia*. Эта же климатическая зона, по данным Н.М. Макулбекова [1977] и М.А. Ахметьева [1999], установлена в Примугоджарье (флоры Караколя и Сарколя), занимает значительные части Западного Казахстана (Тыкбутак) и Северного Казахстана (Экибастуз), уходя через Зайсанскую впадину (Кирши и Чакельмес) в Южную Монголию. В последнем регионе состав растений характеризует более аридную обстановку, чем в прочих названных регионах. Флоры всех перечисленных местонахождений, по сравнению с позднепалеоценовыми, более мелколистны, имеют ксероморфный облик, что связано вероятно с более заметно выраженной сезонностью климата. Это относится к листьям еще распространенной в раннем эоцене *Ushia*, а также богато представленным в этих флорах представителям Myricaceae и Ericaceae. В раннем эоцене в окрестностях оз. Зайсан появляются мелколистные жестколистные ликвидамбры, а также такие характерные представители субтропической и тропической флоры как *Idesia, Ungnadia, Eugenia.*

Продолжение зоны влажного субтропического и паратропического климата далее на восток фиксируется находками райчихинской флоры восточнее г. Благовещенск, содержащей характерные тропические папоротники (*Lygodium, Anemia*), имбирные, крушиновые, анокардиевые, лавровые, магнолиевые и других представителей цветковых. На территории Китая эта климатическая зона охватывает Южную Манчжурию с богатейшей флорой Фушуня, в составе которой встречены пальмы (*Sabal*) и саговники (*Cycas*). По сравнению с палеоценовой эпохой, зона влажных субтропиков существенно расширилась, оттеснив к северу южную границу распространения смешанной флоры, содержащей наряду с вечнозелеными разнообразные листопадные древесные растения [Guo, Shuangxing, 1979].

Описываемая климатическая зона отчетливо выражена на территории западных и внутренних штатов США, примыкающих к границе с Канадой. С начала эоцена здесь существовали крупные озерные системы, изолированные от Тихоокеанского побережья серией меридиональных хребтов. Пространственно эти системы унаследовали ложе пролива, меридионально пересекавшего Североамериканский континент до конца мелового периода [Wolfe, Dilcher, 2001].

К наиболее северным раннеэоценовым флорам района залива Якутат относятся флоры Калтит и Куштака на южном побережье Аляски, а на юге Британской Колумбии флоры формации Хэмтиндон [Wolfe, Dilcher, 2001]. Флора Калтит, ныне расположенная за северным полярным кругом (70° с.ш.), по расчетам CLAMP, выполненным автором метода Дж. Вулфом, рассматривается как близкая к паратропической. Она формировалась при среднегодовых температурах +19,6 °С, среднезимних +12,6 °С и среднелетних +26,2 °С. Характерна весьма незначительная амплитуда сезонных колебаний – всего 13,6 °С [Wolfe, 1994]. В составе флоры Калтит и других флор залива Якутат был установлен широкий спектр растений тропиков и субтропиков, включая и восточно-азиатского родства. Родовой спектр этой флоры включает: *Alangium, Barringtonia, Macaranga*, пять видов лавровых, пальмы, саговники, деревянистые лианы, мангровое *Kandelia, Meliosma, Parachorea, Platycarya, Tetracentron* и др. Большинство растений принадлежало вечнозеленым широколиственным цветковым с количеством цельнокрайних форм до 70%. Рецентные их аналоги близ морских побережий сосредоточены в тропиках, где температуры никогда не снижаются до 0 °С. Высказывалось предположение [McKaena, 1983], позже поддержанное Н. Фредериксеном [Frederiksen, 1988], что Якутатский блок представляет собой террейн, который в раннем палеогене занимал значительно более южнее положение, чем ныне (возможно 48°–50° с.ш.). В противном случае было бы трудно объяснить тот факт, что флора Терминал Док, расположенная по широте на 10° южнее Якутатского блока характеризовалась среднегодовыми температурами всего на 2°–3 °С выше соответствующих температур раннеэоценовых флор Юго-Восточной Аляски.

Большое количество таксономически небогатых раннеэоценовых флор известно из южных районов Британской Колумбии и пограничных с Канадой штатов США, а также южнее, вплоть до 45° с.ш., главным образом, в пределах Скалистых гор. Обработанные методом CLAMP, они относятся по составу к типичным флорам паратропического типа, но тем не менее заметно отличаются по своим климатическим параметрам (особенно среднезимними температурами и амплитудами колебаний сезонных температур). Это прежде всего связано с накоплением флороносных толщ в бассейнах, расположенных на разной высоте над уровнем моря (от первых десятков метров до 1000 м и более) [Greenwood, Wing, 1995; Wolfe, Dilcher, 2001].

Зона сухих субтропиков Северного полушария. Отчетливые признаки аридной зоны в Северном полушарии устанавливаются по распространению эвапоритов в южных районах Казахстана и Киргизии, Южной Монголии и восточнее в Центральных и Южных районах Китая. Аридная обстановка этой зоны подчеркивается большим участием в палинокомплексах пыльцы нитрарий, эфедры и маревых, а также присутствием эфедры и палибинии. Последняя – характерное ксероморфное растение, условно сближаемого с семейством анакардиевых. В Южной Гоби флора раннего эоцена представлена разнообразными мелколистными ильмовыми. На территории Китая остатки палибинии известны из красноцветов и соленосных толщ, распространенных к югу от Шандуньского п-ова, но особенно широко представленных в южных провинциях Цзянси, Гуандун и др. Здесь имеются многочисленные впадины, заполненные гипсоносными глинами, разнообразными по составу солями. В провинции Хунань находится одно из крупнейших месторождений каменных солей этого возраста – Хеньянское. На юге аридная зона быстро сменяется зоной влажного тропического климата.

Зона влажного тропического и экваториального климата. Эта зона прослеживается

вдоль Южной Европы, находит непосредственное продолжение на Африканском континенте, где она разделена семиаридной тропической зоной. По характерным флорам тропического родства рассматриваемая зона устанавливается в Италии (флористический комплекс Монтеболка) из пограничных слоев нижнего и среднего эоцена, а также в Сардинии, на территории бывшей Югославии (флора Монте Промина) и Румынии. Кроме разнообразных представителей мангровых и множества таксонов пальм, здесь присутствуют характерные виды рода *Ficus*, а также разнообразные Lauraceae. Большинство таксонов являются типичными представителями палеогеновой флоры Тетической области.

На Североамериканском континенте флоры этого типа весьма обстоятельно изучены в бассейне р. Миссисипи в прибрежной зоне древнего Мексиканского залива, заходившего в раннем эоцене вглубь континента вплоть до современных штатов Кентукки и Теннеси. Интерпретируя палинологические и макрофлористические данные [Frederiksen, 1980; Dilcher, 1973; Wolfe, Dilcher, 2001; Wolfe, 1985 и др.], большинство специалистов считали, что климат северной оконечности древнего Мексиканского залива в эоцене был сезонно сухим тропическим или гумидным субтропическим, близким муссонному. Тропические леса, образованные анноновыми, лавровыми, луносемянниковыми и пальмами, в раннем эоцене простирались до 50° с.ш. В начале раннего эоцена климат к югу от 30° с.ш., вероятно напоминал экваториальный, что находит подтверждение в широком распространении в прибрежной зоне Мексиканского залива мангровых растений, представителей герпетофауны, а в морских карбонатных толщах – кораллов. Количество осадков здесь возрастало до 5000 мм/год, но выпадение их оставалось сезонным. Вдоль побережья древнего залива происходило формирование латеритных кор выветривания, а в Арканзасе сформировались крупные месторождения бокситов. К концу раннего эоцена, по данным Д. Дильчера [Wolfe, Dilcher, 2001], среднегодовые температуры в Центральном Техасе оценивались в +22° – +23 °С. Заметно сократилось годовое количество осадков (до 1300 мм), но еще более отчетливо стала выражаться сезонность климата, так как на три засушливых месяца приходилось всего 150 мм осадков.

На климат раннего эоцена Африки влияли два фактора: смещение континента к северу относительно экватора на 5°–6° или примерно на 500–600 км, а также активно развивающаяся морская трансгрессия, в результате которой море достигло центральных районов современной Сахары, захватив широкой полосой значительную часть Марокко, Туниса, Алжира, Ливии и Египта. Полоса тропических дождевых лесов протягивалась узкой полосой к югу от морского побережья, что фиксируется многочисленными находками мангровых растений, а также определенным по остаткам древесин типичных представителей Палеотрописа, распространенных ныне только в лесах такого типа (*Pterocarpus, Entandra* и др.). Вторая полоса тропических дождевых лесов протягивалась в широтном направлении от Сенегала и Камеруна на западе до верховьев р. Конго на восток. В береговой зоне морского бассейна, который заходил от Атлантики вглубь континента и захватывал территорию Сенегала и все регионы, примыкающие к Гвинейскому заливу, включая Нигерию и Камерун, повсеместно в это время произрастали растения мангровых зарослей, включая пальму *Nypa*. Разделяющее эти две полосы пространство, занимающее большую часть территории Северной Африки, было занято саванным редколесьем, образованном бобовыми, эофорбиевыми, видами рода *Combretum* и пр. Еще один пояс развития влажного тропического климата прослеживался в раннем эоцене вдоль восточного побережья Африки от Большого Африканского Рога до широты южной оконечности Мадагаскара. Западнее тропического пояса протягивался семиаридный пояс с саванной растительностью, сливающийся на севере с широтной полосой саванн, развитой к востоку от Сахары. В этом семиаридном поясе к югу от экватора на протяжении всего эоцена происходило формирование мощного песчаного комплекса, получившего на юге Африки название формации Калахари, а севернее в бассейне Конго на территории Заира – песков Батеке [Maley, 1996].

Климат Индии в раннем эоцене, судя по доминированию представителей дождевых лесов, был тропическим гумидным. Флора была исключительно богата, так как ныне известно не менее 200 родов. Столь же богата флора верхних горизонтов трапповой серии, также имевшая возможно раннеэоценовый возраст. Практически повсеместно древнее морское побережье маркируется находками мангровых растений – *Nypa, Rhizophora, Sonneratia, Brownlovia*. Исключительно разнообразными были пальмы, по остаткам древесин которых установлено свыше двух десятков видов. Климат Ассама, Бирмы, Таиланда, а также расположенных к востоку приэкваториальных регионов Индонезии и Новой Гвинеи, судя по палинологическим данным, был также влажным

тропическим. Тропическая зона охватывала и южные районы Китая, причем местами, как например, на Хайнани, происходило формирование угленосных толщ и в составе флоры присутствовали разнообразные лавровые (*Cinnamomum, Ocotea*), а также пальмы (*Sabalites*) и цитрусовые (*Citrus niger*) [Guo Shuangxing, 1979].

Несмотря на относительно высокоширотное положение Австралийского континента в раннем эоцене (его южная оконечность находилось вблизи 60° ю.ш.), флористические данные, полученные для юга материка, включая Тасманию, свидетельствуют о существовании здесь в это время влажного субтропического или паратропического климата, иногда близкого к типичному тропическому. Зимняя температура на приморских низменностях Австралии всегда оставалась выше 0 °С, а распределение годовых осадков допускало существование муссонного климата в более внутренних районах континента. Этот вывод подтверждается находками в ряде местонахождений, в том числе и в Тасмании, плодов мангровой пальмы *Nypa*, остатков пандановых, саговников, древовидных папоротников в сочетании с широким спектром южных хвойных (*Libocedrus, Podocarpus, Dacrycarpus, Acmopyle*, а также зубов крокодилов [Pole, 1992]). Еще больше свидетельств о былом широком распространении здесь мангровой растительности получено по данным палинологии. Большинство палинокомплексов, полученных из разрезов нижнего эоцена всех без исключения окраинных бассейнов южного побережья континента и его восточного обрамления, содержат пыльцу тех или иных мангровых растений в сочетании со спорами древовидных папоротников (*Cyathea, Dicksonia*) [Truswell, 1990] и остатками кораллов. Таким образом, температура поверхностных океанических вод, омывающих с юга и востока континент, была не ниже +20 °С. Ориктоценозы конкретных местонахождений на крайнем юге Австралии (Брэнди Крик, Виктория) включают большое количество родов и видов, принадлежащих тропическим семействам, особенно лавровым, куниевым и элеокарповым (*Entandra, Cryptocarya, Beilschmeidia* и др.) [Keefe, Greenwood, 2001]. Большинство рецентных видов перечисленных выше родов сосредоточено ныне во влажных тропических лесах Северо-Восточной Австралии. Предполагается, что основные климатические параметры зоны обитания флоры Брэнди Крик были такими: среднегодовая температура выше 15 °С, количество среднегодовых осадков выше 2000 мм, зимние температурах выше 0 °С. Итоги последнего обобщения накопленных данных об эоценовых флорах Австралии, развитых в окраинных частях осадочных бассейнов Джипсленд и Отуэй [Greenwood et al., 2000; Greenwood et al., 2001], несколько расширили представление о составе раннепалеогеновых австралийских флор, выявив участие в них не только вечнозеленых тропических растений, но также и разнообразных представителей южных хвойных – кипарисовых, ногоплодниковых, араукариевых, включая недавно открытую в окрестностях Сиднея в современной флоре воллемию. Кроме того, присутствие не только вечнозеленых, но и листопадных цветковых (*Nothofagus, Eucryphia* и др.), позволило несколько по-иному интерпретировать общую климатическую картину на юге континента в раннем эоцене и показать, что паратропические дождевые леса были распространены только на приморских низменностях, замещаясь в горах и на высоких равнинах лесами, которые современные ботаники обычно рассматривают как горные тропические или субтропические. В этой связи даны и уточнения климатических параметров Южной Австралии: среднегодовые температуры были в пределах 16°–18 °С, среднезимние – выше 3 °С, а годовое количество осадков превышало 2000 мм/год. Это не исключало наличия в зимнее время непродолжительных снегопадов и даже кратковременного существования снежного покрова на высоких плато и в горах. Важными показателями климата являлись сезонные колебания температур (от 12° до 22 °С) [Greenwood, Wing, 1995]. Колебания в раннем эоцене по амплитуде превосходили одновозрастные колебания на тех же широтах Северной Америки и Европы, но значительно уступали амплитудам современной эпохи. В цитированной работе Д. Гринвуда и С. Винга приведены климатические показатели для раннеэоценовой флоры Динс западнее г. Мельбурна, произраставшей на предполагаемых абсолютных отметках формирования около 500 м. Рассчитанные методом CLAMP по 18 таксонам эти показатели таковы: среднегодовая температура 12,2 °С, амплитуда сезонных колебаний 13,3 °С и среднезимняя температура 4,6 °С.

Климат раннего эоцена Новой Зеландии, которая как и Австралия в палеогене находилась в более высоких широтах по сравнению с ее нынешним положением, сохранялся неизменно гумидным, влажным, в прибрежной зоне близким по основным показателям к тропическому, что подтверждается находками остатков мангровых растений. Однако уже на высотах 200 м над уровнем моря среднегодо-

вые температуры снижались и скорее соответствовали характерным для южных влажных субтропиков. Так, рассчитанная методом CLAMP по 13 таксонам из местонахождения Livingstone на южном острове (44°51' ю.ш.) она составила +13 °С, при среднезимних температурах до 13,6 °С и амплитуде сезонных колебаний 15,5 °С.

Информация о флорах раннего эоцена Южной Америки скудны, но тем не менее позволяют воссоздать в общих чертах существовавшую здесь картину распределения основных климатических поясов. Небогатые флороносные комплексы, представленные исключительно неотропическими таксонами, описаны Э. Берри [Berry, 1927; 1929; 1937] из прибрежных районов Западного Перу к югу от экватора (местонахождения Сюр де Талара и Белен), а стратиграфическое положение флороносных слоев уточнено Р. Хоффстеттером [Hoffstetter, 1936a]. Присутствие в ориктоценозах плодов пальм, остатков сапиндовых, а также *Anacardium, Humuria, Cupanoides, Attalea olsoni* и других растений тропического родства позволило заключить, что климат раннего эоцена приокеанической равнины севера Южной Америки в раннем эоцене был тропическим гумидным. Это заключение находит подтверждение и в данных палинологии. Что же касается конкретных климатических параметров (температуры и влажности) экваториальной зоны Южной Америки в эоцене по изменению растительности в ответ на глобальное потепление на рубеже палеоцена и эоцена и в раннем эоцене, то строгие данные на этот счет отсутствуют. Палинологические данные, полученные по разрезам Колумбии, свидетельствуют лишь о заметном возрастании биоразнообразия в растительном мире приэкваториальной зоны в раннем эоцене, достигшего своего максимума на рубеже раннего и среднего эоцена. Если количество таксонов в палиномацератах из верхнепалеоценовых толщ лежит в пределах 70–80, то в начале раннего эоцена это количество возрастает до 100, а к его концу до 120, что несомненно связано с благоприятной экологической и климатической обстановками во влажных тропиках [Jaramillo, 2001].

Интересные находки ископаемых растений происходят из более южных районов континента, расположенных в Чили на 37° ю.ш. (местонахождения Лота и Коронель). Изученные отсюда более 100 видов покрытосеменных также оказались типичными представителями неотропической флоры [Engelhardt, 1895; Berry, 1922]. По мнению Э. Берри, большинство рецентных потомков этих раннеэоценовых растений произрастает в тропиках Южной Америки к востоку от Анд, главным образом в перуанской части Амазонского бассейна, распространяясь в Северную Боливию, но не выходя южнее за пределы 10°–12° ю.ш. Это свидетельствует о существенном расширении в раннем эоцене тропической зоны в Южной Америки. Э. Берри охарактеризовал климат данной зоны как безморозный, очень теплый, с большим количеством солнечных дней. Высокий процент видов цельнокрайних листьев (более 70%), в ориктоценозах подтверждает точку зрения о распространении зоны раннеэоценового тропического климата на юг по крайней мере до 35°–40° ю.ш.

Зона влажных и сухих субтропиков Южного полушария. Вся южная оконечность Африканского континента в раннем эоцене входила в зону сухих субтропиков. Флора и растительность, напоминающие современную капскую флору окрестностей Кейптауна, получили более широкое распространение и, вероятно, достигали широты р. Оранжевая. Об этом свидетельствуют находки ископаемых древесин на юге Намибии. В состав развитых здесь разреженных лесов входили представители семейств Balanitaceae, Burseraceae, Euphorbiaceae, Leguminosae, Myrtaceae [Bamford, 2000]. Облик растительности (бушленды) весьма напоминали средиземноморские маквисы. Климат также напоминал средиземноморский, характеризуясь жарким сухим летом и влажной зимой.

Южная граница тропической зоны в Южной Америке в раннем эоцене проходила около 40° ю.ш. В ориктоценозах двух богатейших раннеэоценовых флор Северо-Западной Патагонии – Рио Пичелейфу и Рио Ченквинею (39° ю.ш.), отличающихся высоким биоразнообразием (более 140 видов), наряду с неотропическими таксонами присутствуют и антарктические элементы [в понимании Romero, 1986]. Это сближает их с позднепалеоценовой флорой Лагуны дель Хунко этого же региона. Структурируя флору Рио Пичелейфу, Э. Берри [1938] отмечал, что при высоком содержании таксонов с цельнокрайней пластинкой (69%) в ее составе могут быть выделены тропические, субтропические, умеренные, а также семиаридные элементы (*Cupania, Schinopsis, Schinus*) и растения, обитающие ныне только в умеренных влажных лесах Южного Чили. Специфической чертой этой флоры является высокое содержание в ее составе лиан (14 видов). Характерно, что во флоре Рио Ченквинею появляется нотофагус. Близкое сходство с флорой Лагуны дель Хунко (42°05' ю.ш., 70° з.д.) позволяет распространять климатиче-

ские параметры этой флоры [Wilf, Johnson et al., 2001] и на две другие отмеченные выше флоры. Они существовали при среднегодовых температурах до 16 °С и осадках 1000–2000 мм, характерных для влажных субтропиков. Учитывая небольшие амплитуды колебаний сезонных и суточных температур, этот климат лучше называть паратропическим. Высокая влагообеспеченность Северо-Западной Патагонии исключает существование в раннем эоцене Андской горной цепи, так как в противном случае несомненно бы сыграл эффект "дождевой тени". Влажный субтропический климат получил распространение в расположенном южнее бассейне Голфо Сан Хорхе, где во флоре Канадон Хондо [Romero, 1978] также отмечается смешение неотропических и антактрических элементов.

Есть основание предполагать, что зона субтропического климата распространялась в раннем эоцене до Антарктического п-ова, расположенного южнее Северо-Восточной Патагонии на 2000 км. В нижнеэоценовой флоре о-ва Кинг Джорджа наблюдается смешение антарктических (*Laurelia, Nothofagus*) и неотропических (*Schinopsis, Nectandra*) элементов, при этом листья семи из десяти присутствующих таксонов покрытосеменных характеризуется цельнокрайней пластинкой [Orlando, 1963].

Таким образом, большая часть Южной Америки (к югу от 40° ю.ш.) в раннем эоцене входила в зону тропического климата. Субтропический и паратропический климаты, имевшие местами более отчетливые черты сезонного (муссонного), распространялись в пределах остальной части южноамериканского континента вплоть до Антарктического п-ова. Этот вывод основан не только на результатах из морфологического анализа ископаемых листьев, но и на присутствии в тафоценозах остатков пальм, представителей мангровых, остатков древовидных папоротников и крокодилов. На юге Австралийского континента и в Новой Зеландии, субтропический климат, как уже отмечено выше, был свойственен только высоким равнинам, плато и горным районам.

Зона умеренного и умеренно-теплого влажного климата Южного полушария. Для этой зоны имеются крайне скудные палеоботанические данные, полученные по некоторым местонахождениям Антарктического п-ова и примыкающих к нему островных архипелагов. Здесь во флорах раннего эоцена при полном отсутствии неотропических компонентов основное распространение получили *Nothofagus* sec. Fusca и *Menziesii*, обитающие ныне в горных лесах Южных Анд. Вероятно, к этой зоне лесной растительности можно отнести и Антарктический континент, хотя каких-либо палеоботанических данных по его раннему эоцену до сих пор не было получено.

Заканчивая раздел, касающийся описания климата и климатической зональности в раннем эоцене Земли, следует подчеркнуть основные его особенности. Во-первых, происходило заметное расширение тропической и экваториальных зон, климат которых был преимущественно влажным с большим количеством (до 2000 мм и более) годовых осадков. Во-вторых, он характеризовался крайне низкой амплитудой сезонных температур и незначительным широтным температурным градиентом, не повторявшимися в другие эпохи кайнозоя. В зонах, примыкающих к Тихоокеанскому побережью, этот градиент был 0,4 °С на 1° широты, а во внутренних частях континентов 0,8 °С, что в несколько раз ниже современного температурного градиента как на окраинах, так и во внутренних районах континентов. В-третьих, отсутствовали какие-либо признаки понижения температур в тропической и экваториальной зонах, что нередко рассматривается как аргумент в пользу вывода о равномерном распределении тепла на поверхности Земли в эоцене по сравнению с современной эпохой, а также более благоприятных условий тепло- и влагопереноса в раннеэоценовую эпоху из низких в высокие широты. В-четвертых, формирование климата, близкого к тропическому и субтропическому муссонному в Европе, Северной Америке, Австралии, Новой Зеландии и отчасти в Южной Америке. Вместе с тем, можно определенно говорить о различиях в оценке климата раннего эоцена, полученной с помощью компьютерных расчетов на аналоговых машинах и на основании палеоботанических данных. Последними не подтверждается резкая континентализация климата во внутренних районах материков и низкие зимние температуры. Среднегодовые показатели климата для различных климатических зон Земли свидетельствуют, что климат этой эпохи был в среднем теплее современного не менее чем на 6°–8 °С.

Средний эоцен

В среднем эоцене в основном продолжала сохраняться та же климатическая зональность, что была прослежена на материалах палеоценовых и раннеэоценовых флор. По сравнению с раннеэоценовой эпохой более отчетливо выражена дифференциация климатических зон, связанная с постепенным возрастанием температурного градиента в системе

"полюс–экватор", произошло некоторое расширение аридных поясов обоих полушарий и заметное сокращение широкой в раннем эоцене зоны влажного тропического и экваториального климата.

Зона умеренного и умеренно-теплого влажного климата Северного полушария. Эта зона, существовавшая с начала палеогена, занимала приполярную область Северного полушария, хотя ее южная граница в среднем эоцене и сместилась несколько к югу по сравнению с ее положением в ранним эоцене. Все основные местонахождения среднеэоценовых флор расположены в Восточной Азии и отчасти в Северной Америке. В первом из этих регионов они известны в Муруктинской котловине Центральной Сибири, в Пенжинской губе, хребте Рарыткин, на Западной Камчатке, Восточном Сихотэ-Алине, Южном Приморье и на Сахалине. Основными доминантами наиболее северных из этих флор являются гинкго, сосновые (*Pinus, Pseudolarix*), таксодиевые (метасеквойя, глиптостробус, тайвания), кипарисовые (туя), ореховые, березовые (ольха, палео-граб, береза), крайгия, фагопсис, платаны, троходендроидесы, иногда сассафрас, а в южном направлении постепенно происходит насыщение этих флор, особенно лютетских, субтропическими растениями (в экотонной зоне). Климатические показатели наиболее северных флор: среднегодовые температуры 10°–12 °С, среднезимние около или немного ниже 0 °С при среднегодовых осадках 1000–1500 мм. На юг, в направлении экотонной зоны заметно возрастало разнообразие термофильных растений семейств Anacardiaceae, Vitaceae, Phamnaceae, Lauraceae, Fagaceae (цельнокрайние вечнозеленые и листопадные дубы, каштаны), Myricaceae, Juglandaceae, Ericaceae и др. Расширяется спектр папоротников *Osmunda, Onoclea, Dennstaedtia* и др. В горных районах Северо-Востока Азии и Дальнего Востока (хребет Рарыткин, Сихотэ-Алинь) в составе среднеэоценовых флор присутствуют холоднолюбивые мелколистные ольхи, сосны, ели, лиственницы, рододендроны, мелколистные брусничные, тополя. Для наиболее южных из флор этой группы (Восточный Сихотэ-Алинь) методом CLAMP автором рассчитаны следующие климатические параметры при содержании цельнокрайних форм в ориктоценозах около 35–45% среднегодовые температуры 12°–14 °С, среднелетние температуры 19°–21 °С, среднезимние температуры +2 °С, при среднегодовом количестве осадков 1200–1600 мм.

Зона влажного и переменно-влажного (сезонного) субтропического климата Северного полушария. В среднем эоцене средние широты Западной Евразии в лютете входили в зону влажного субтропического (паратропического) климата. В бартоне климат этой же зоны существенно изменился и стал переменно-влажным (сезонным), местами семиаридным с инверсией основных периодов выпадения осадков. Если в конце раннего и в начале среднего эоцена климат средних широт обоих полушарий напоминал муссонный с большим количеством осадков при относительно равномерном их распределении в течение года или пиком в летние месяцы, то климат бартона, особенно в средних широтах Евразии, отличался жарким засушливым летом и относительно прохладной зимой, когда происходило основное выпадение осадков. Этот климат напоминал современный средиземноморский. Характерно, что признаки ксерофитизации в растительном мире, особенно у южной границы описываемой климатической зоны, начали проявляться в морфолого-анатомически особенностях строения листовых пластинок еще в лютете. В бартоне эти особенности еще больше усилились. Переход от зоны переменно-влажного климата к зоне семиаридного, особенно на востоке Евразии, заметить чрезвычайно трудно. На юге Западной Европы, где зона сухих субтропиков в лютете отсутствовала, влажная или переменно-влажная субтропическая зона сменялась влажной тропической, которая охватывала и север Африканского континента. Благодаря систематическому богатству как лютетских, так и бартонских флор и высокой точности определения возраста локальных флор, климатическая картина среднего эоцена восстанавливается с большой степенью достоверности и детальности. Флороносные слои залегают либо среди морских осадков с остатками плантонных фораминифер, наннопланктона и диноцист (флоры Южной Англии, Венгрии, Украины, Северо-Восточного Казахстана), либо содержат богатые комплексы различных групп наземной биоты и прежде всего млекопитающих (флоры Германии, Монголии).

В лютетскую группу на западе и в центре Евразии входят флоры Сельси Южной Англии, Месселя (ранний лютет) и Гейзельталя (поздний лютет) Германии, Монтеболка (пограничный интервал ипра и лютета) Италии, Лабатлана (Венгрия), бучакской свиты Украины, местонахождений Орь Западного Казахстана, Карасора Павлодарского Прииртышья и Хайчин Улы Южной Гоби Монголии [Mai, 1995; Макулбеков, 1972; 1997]. На востоке Евразии полоса мезофильных субтропических лютетских флор захватывает самый юг При-

морья, Северо-Восточный Китай (флора верхних слоев Фушуня) и Центральную часть Японии. Дальневосточные флоры, оставаясь мезофильными, являются субтропическими лишь в полосе морского побережья. Во внутренних впадинах они насыщаются умеренными компонентами гинкго-метасеквойя-троходендроидесово-платаново-ильмовой группы таксонов.

Бартонские флоры лучше изучены в Восточной Европе и Казахстане (флоры Баки Южного Урала, раннебартонские флоры Такырсора, Жамантуза, Кульболды и Селеты Павлодарского Прииртышья) [Макулбеков, 1972; 1997]. Отличительной особенностью их является ксероморфность, мелколистность и жестколистность. Основными лесообразующими компонентами являются лавровые, буковые и вересковые, из хвойных – долиностробус и секвойя. Переход от летневлажного субтропического климата лютета к зимневлажному, напоминающему средиземноморский, в бартоне отразился и на составе спорово-пыльцевых комплексов [Ахметьев и др., 2004]. Если основными компонентами палинокомплексов в лютете средних широт были кастанопсисы и аралиевые с подчиненным количеством мелкой пыльцы вечнозеленых дубов, то во второй половине бартона пыльца кастанопсиса отходит на второй план, а к концу бартона почти исчезает, замещаясь пыльцой дубов.

Субтропическо-паратропический характер лютетских флор подчеркивается присутствием во всех комплексах прибрежной зоны остатков пальм и мангровых. Плоды пальмы *Nypa burtinii* и часто сопутствующих ей папоротника *Acrostichum* известны из Сассекса и других местонахождений Южной Англии, а также Гейзельталя, Месселя и Экфельда Германии, Лабатлана Венгрии. В английских местонахождениях они дополняются находками других пальм (*Chamaerops, Livistona, Phoenix, Sabal, Serenoa, Trachycarpus*). Основными компонентами лютетских флор Западной Европы выступали Fagaceae (*Dryophyllum, Eotrigonobalanus, Pasania*), Lauraceae (*Cryptocarya, Daphnogene, Laurophyllum, Lindera, Litsea, Ocotea*), Moraceae (различные виды *Ficus*), Icacinaceae, разнообразные травянистые однодольные и др. В Западной Европе мезофильные лютетские флоры иногда называют древнейшими "мастиксиевыми" [Mai, 1995]. Флора Лабатлана и соседних с ним одновозрастных местонахождений Венгрии (Дорог, Татабанья, Солемар), расположенные несколько южнее немецких, содержит еще больше растений субтропическо-тропического родства. Спектр таких семейств и родов чрезвычайно широк (Myricaceae, Magnoliaceae, Hamamelidaceae, Moraceae, Myrtaceae, Bambacaceae, Sterculiaceae, Myrsinaceae и др.).

Климатические параметры, рассчитанные для некоторых из наиболее представительных в систематическом отношении лютетских флор таковы. Среднегодовые температуры для Месселя выше +20 °С, Гейзельталя – +15°... +19 °С, Лабатлана – выше +22 °С, самого холодного месяца – для Месселя +10 °С, Гейзельталя +3°... +15 °С, Лабатлана +15 °С, количество среднегодовых осадков для Гейзельталя 1000–1600 мм, для Лабатлана – 1500–2000 мм.

В связи с существенным уточнением в последние годы возраста эоценовых отложений Восточно-Европейской платформы многие флоры, которые прежде датировались поздним эоценом, ныне относятся к среднему эоцену, как к лютету, так и к бартону. Прежде всего это относится к флорам из "спондиловых" глин окрестностей г. Киев, залегающих в нижней (карбонатной) части разреза киевской свиты. Лютетский возраст имеют и бучакские пески, песчаники и угли Звенигородки и Волянщины, которые и прежде рассматривались в объеме среднего эоцена [Станиславский, 1950]. Кроме находок мангровых (нипа, акростихум), в их составе отмечены разнообразные восковницы, широкий спектр лавровых, вечнозеленых буковых, а также фикусы, бобовые, сапотовые, вересковые. Флора Волянщины существовала при среднегодовых температурах 18°–20 °С, а присутствие в ее составе жестколистных дубов и вересковых свидетельствует об определенном сходстве среднеэоценовых лесов центральных районов Украины с жестколистными лесами и маквисами современного Средиземноморья. Это позволяет заключить, что перестройка климата в среднем эоцене Восточной Европы на среднеземноморский начала происходить с конца лютета, а в бартоне лишь усилилась.

Лютетские и бартонские флоры Казахстана мало различались на западе и востоке республики [Макулбеков, 1972; 1997]. В Примугоджарье и Актюбинском Предуралье к лютету относятся флоры Шандинска и Ори. В их составе преобладают лавровые *Persea, Litsea, Laurus,* буковые *Castanopsis,* вечнозеленые *Quercus,* реже – *Sequoia,* Ericaceae, Moraceae, Proteaceae. В богатейшей флоре Павлодарского Прииртышья – Карасорской основной фон составляют крупнолистные виды *Castanopsis, Quercus* и *Lithocarpus,* состав лавровых тот же, что и в западноказахстанских лютетских флорах – *Persea, Laurus, Cinammomum.* Представите-

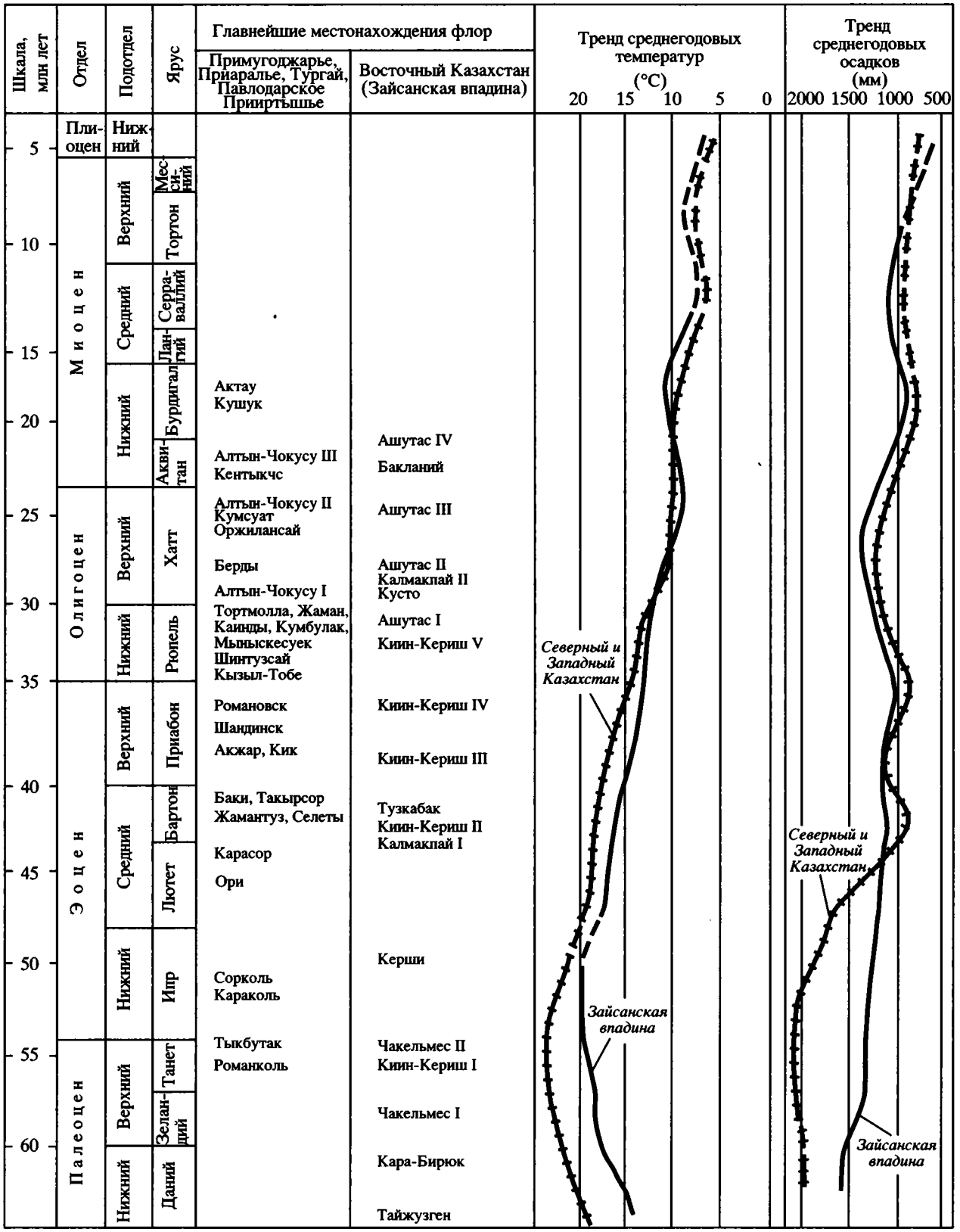


Рис. 2. Кривые изменения климата в палеогене и неогене, построенные по палеоботаническим данным для Западного и Юго-Восточного Казахстана

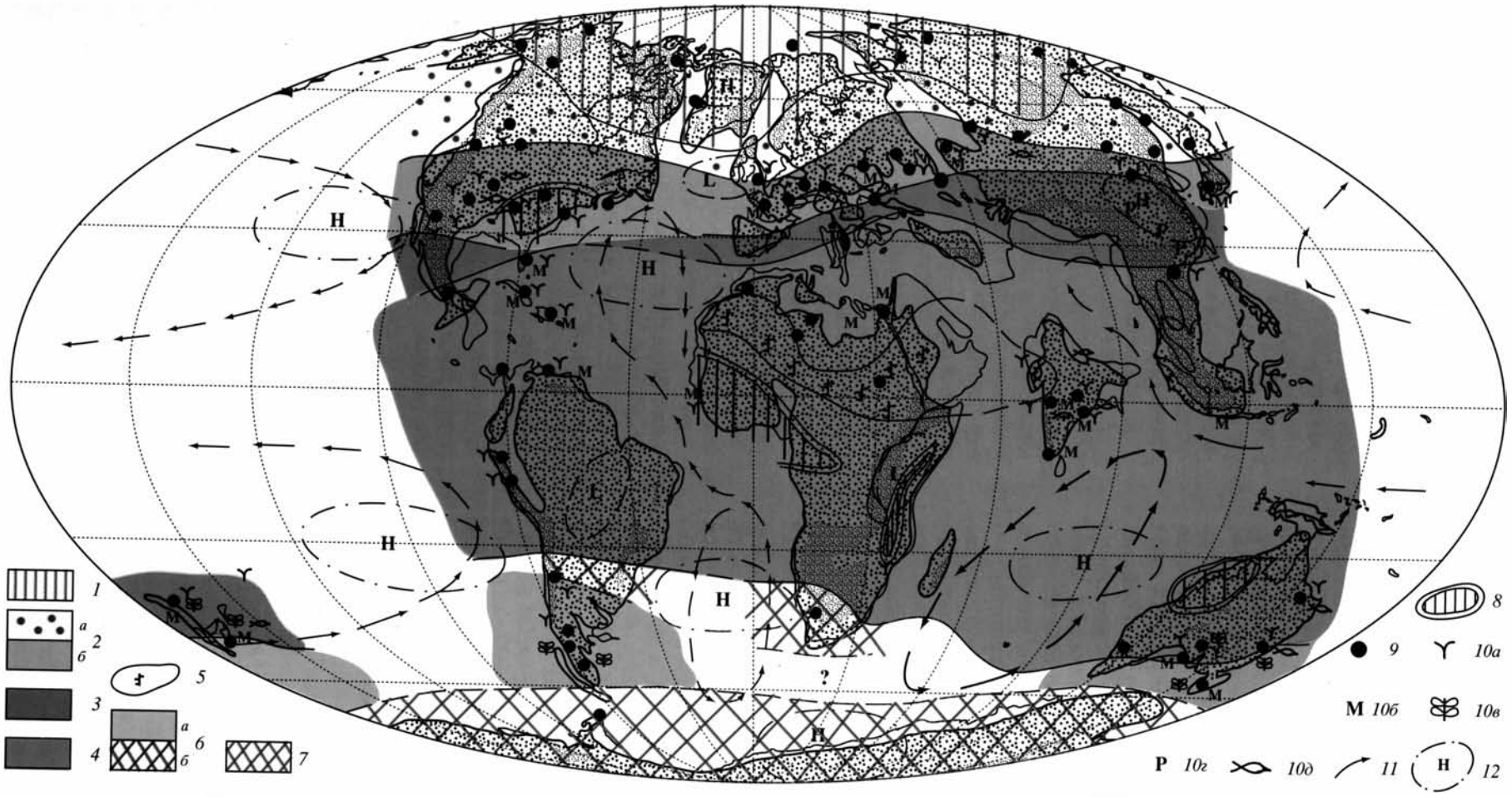


Рис. 3. Климатическая карта раннего эоцена (климатический оптимум палеогена)

1 – зона умеренного и умеренно-теплого влажного климата Северного полушария; *2* – зона субтропического (*а*) и преимущественно паратропического (*б*) влажного климата Северного полушария; *3* – зона сухих субтропиков Северного полушария (аридного и семиаридного климата); *4* – зона тропического и экваториального влажного климата; *5* – район развития тропических и субтропических саванн на Африканском континенте; *6* – зона влажных (*а*) и сухих (*б*) субтропиков Южного полушария; *7* – зона умеренного и умеренно-влажного климата Южного полушария; *8* – районы муссонного климата в пределах тропической и субтропической зон; *9* – важнейшие местонахождения флор раннего эоцена; *10* – индикаторы климатических обстановок: *а*) пальмы, *б*) растения мангровых ассоциаций (*Nypa, Rhizophora, Avicennia* и др.); *в*) древовидные папоротники, палибинии (Palibinia), распространенные в сухих субтропиках Северного полушария, *д*) крокодилы и другие представители герпетофауны; *11* – направления господствующих течений (по данным [Frakes, Kemp, 1972] с дополнениями автора); *12* – области высокого (H) и низкого (L) давления [по Parrish, Curtis, 1982]

Примечание. Растениями – индикаторами умеренно-теплого климата Северного полушария являются Taxodiaceae, Ginkgo, Platanaceae, Trochodendroides и др., Южного полушария – Podocarpaccae, Nothofagus, отчасти Proteaceae и др.

ли других родов, в том числе и присутствующие в карасорской флоре единично, обитают ныне, в основном, во влажных тропиках и субтропиках Старого Света (Ebenaceae, Sapotaceae, Sterculiaceae, Cesalpiniaceae, Fabaceae, Proteaceae, Apocynaceae, Musaceae, пальмы и др.). Н.М. Макулбеков [1972] полагает, что карасорская флора обитала при среднегодовых температурах 15°–20 °С и среднегодовом количестве осадков 800–1200 мм при их сезонном выпадении.

Бартонские (скорее раннебартонские) флоры Казахстана отличаются ксероморфностью. К ним относится Баки Южного Приуралья и несколько флор Павлодарского Прииртышья (такырсорская, жамантузская и др.). В растительном покрове Казахстана в это время господствовали жестколистные леса, а также кустарниковые заросли, образованные вересковыми, низкорослыми вечнозелеными дубами, миртовыми, протейными и апоциновыми. В.С. Корнилова [1955] полагала, что флора Жамантуза произрастала при высоких летних температурах (25°–30°С, возможно выше), среднезимних температурах не ниже +5°... +12 °С и среднегодовых осадках от 500 до 800 мм с их выпадением в зимний период (рис. 2).

Благодаря обнаружению в последнее время богатых комплексов диноцист в морских отложениях верхнелюлинворской и нижнетавдинской подсвит (соответственно поздний лютет-ранний бартон и поздний бартон), уточнен возраст палеогеновых флор Павлодарского Прииртышья, расслаивающих флороносную континентальную толщу эоцена. Это позволило скорректировать и особенности изменения климата в средних широтах Западной Азии, учитывая однотипный состав флор и последовательность их смен во всей полосе от Украины до Восточного Казахстана [Ахметьев и др., 2004]. Смена доминирующих групп пыльцы буковых (*Castanea castanaefolia* и *Castanopsis pseudocingulum* на *Quercus gracilis* и *Q. graciliformis*) в палинокомплексах второй половины эоцена не является сугубо региональной, а широко прослежена в разнофациальных разрезах от Украины и Северного Кавказа до Сибирской платформы. При этом выделяется три комплекса: 1) более древний с обилием пыльцы каштана и кастанопсиса и почти не содержащий пыльцу дубов группы *Quercus gracilis* и *Quercus graciliformis* (вторая половина лютета, включая пограничный интервал лютета и бартона); 2) средний смешанный комплекс, содержащий пыльцу обеих групп, но с некоторым преобладанием пыльцы дубов (бартон s.l.); 3) комплекс с доминированием последней группы при редукции пыльцы кастанопсиса (терминальный бартон и приабон). Смена этих комплексов, которая в зависимости от широты могла быть асинхронной, отражала климатические перестройки эоцена. До появления в разрезах пыльцы кастанопсиса и их остатков среди мегафоссилий (карасорский комплекс Н.М. Макулбекова) в большинстве местонахождений флор палеоцена и раннего эоцена растения отличались крупными листьями с характерными апикальными капельницами, указывающими на влажный паратропический климат с относительно равномерным выпадением осадков в течение года. Карасорская флора не является крупнолистной, а все современные виды кастанопсиса, кроме одного калифорнийского, распространены исключительно в пределах муссонной области Юго-Восточной Азии, т.е. в условиях сезонного летневлажного климата. Рецентные потомки средне-позднеэоценовых ксерофитных дубов, напротив, сосредоточены ныне в Среднеземноморье или Калифорнийско-Мексиканском регионе с отчетливо выраженным зимневлажным климатом средиземноморского типа. Это позволяет сделать вывод, что субтропический муссонный климат, распространенный в средних широтах Западной Евразии в лютете и в начале бартона, уже в первой половине бартона начал трансформироваться в сезонный климат средиземноморского типа с жарким летом (отсюда ксероморфизм листьев местонахождений Баки, Жарлыкапа и др.). Подобная трансформация климата в среднем и позднем эоцене характерна не только для Западной Евразии, но и для средних широт Северной и Южной Америки [Wolfe, Dilcher, 2001; Greenwood, Wing, 1995], а также Австралии и Китая [Greenwood, 1996; Guo Shuangxing, 1993]. В средних широтах Евразии климатическая перестройка первой половины бартона совпала во времени с потерей связей Западно-Сибирского моря с Арктическим бассейном к началу формирования тавдинской свиты.

Среднеэоценовые флоры Зайсанской впадины и Южной Гоби Монголии носили смешанный характер с преобладанием вечнозеленых. Саргамысская флора Зайсана приурочена к слоям, залегающим над пачками с обайлинским и саргамысским комплексами позвоночных, формировавшимися, по данным Л.К. Габунии, в начале среднего эоцена. В составе флоры присутствует целый ряд типичных субтропических растений (*Hibiscus, Ficus, Idesia*, крупноплодный *Ailanthus* и др.), но она не несет ясно выраженных ксероморфных признаков, хотя и не является крупнолистной

(рис. 2). В Южной Гоби в лютетской флоре Хайчин-Ула-2, в составе прибрежно-водной группировки много однодольных, обычны обитатели ripарийных фаций – ксероморфные тополь и ива. Им сопутствуют мелколистные восковница, ильм и ликвидамбр. Флора существовала, по-видимому, в зоне перехода от сухих субтропиков к более влажной теплоумеренной зоне.

В Западной Сибири зоны субтропического влажного и переменно-влажного климата, судя по данным палинологии, распространялась на север по крайней мере до 50°–55 °С с.ш., так как в составе палинокомплексов верхнелюлинворской и нижнетавдинской подсвит в лютете доминировала пыльца аралиевых и кастанопсиса, а в бартоне – мелколистных дубов с подчиненным количеством кастанопсиса при крайне незначительном содержании пыльцы хвойных. Судя по появлению на западе Сибирской платформы в раннем и начале среднего эоцена бокситов, влажность климата возрастала в пределах Западно-Сибирской плиты с запада на восток. Это было связано с направлением течения в морском бассейне, занимавшим большую часть плиты. Вдоль западной границы Сибирской платформы течение было ориентировано с юга на север и таким образом переносило теплые воды Тетиса в более высокие широты.

К востоку от Байкала и на Дальнем Востоке сравнительно узкая зона влажного и переменно-влажного субтропического климата к югу постепенно сменяла зону переходного климата от умеренно-теплого к субтропическому (флористический экотон, образованный лесной растительностью с участием вечнозеленых и листопадных элементов). Зона субтропического климата в среднем эоцене распространялась от Зайсана до крайнего юга Приморья, Корейского п-ова, Северной Японии и Северо-Восточного Китая (до Шандунского п-ова на юге, где начиналась зона сухих субтропиков). Индикаторами субтропического климата являются находки пальм *Sabal* (Хоккайдо, Маньчжурия), а также представителей лавровых, магнолиевых, бобовых, гамамелиевых, анакардиевых и др. семейств. Флоры бартона, особенно на юге Приморья, в целом более мелколистны и узколистны (тополя, лавровые, буковые, мелколистные цельнокрайние дубы, кастанопсисы и др.). В то же время почти всегда в захоронениях вечнозеленым сопутствуют листопадные растения – дериваты раннепалеогеновых умеренно-теплолюбивых флор: троходендроидесы, платановые, березовые, ореховые, восковниковые и др.

Смена гумидной субтропической флоры лютета на более засушливую в бартоне, отражающую летневлажный климат муссонного типа, была вызвана закрытием сквозной связи Арктического бассейна с Тетисом через Тургайский пролив и Западно-Сибирское море, что привело к нарушению сложившейся ранее водной и атмосферной циркуляции. Сохранившийся в это время в зоне Тургайского пролива обширный, далеко заходящий к северу залив Тетиса, занятый теплыми тетическими водами, вызывал появление своего рода "средиземноморского" эффекта, в результате которого климат стал сезонным с инверсией основных периодов выпадения осадков. При этом общее количество летних осадков заметно сократилось, а начиная с бартона пик осадков стал приходиться на зимний сезон. В среднем эоцене, особенно в бартоне, как в Евразии, так и, как увидим далее, в Северной Америке заметно возросла амплитуда колебания сезонных температур, произошло снижение среднезимних температур, началась пока еще слабо выраженная континентализация климата во внутренних регионах материков.

В Северной Америке зона влажного и переменно-влажного субтропического климата в среднем эоцене занимала все пространство средних широт, достигая наибольшей ширины на западе континента. На севере она, как и в Евразии, постепенно сменялась зоной умеренно-теплого климата, образуя подобие экотонного пояса со смешанным типом флор. На западе Северной Америки известно несколько десятков флор, формировавшихся в прибрежной зоне [Wolfe, Dilcher, 2001]. В Якутатском террейне к ним относится флора хребта Шарлотты, на юге Британской Колумбии – флора Китсилано Бич, к югу от Сиетла – Франклинийские флоры каньона Грин Ривер из разрезов серии Пюджет. Наконец, на крайнем юго-западе США к ним относится флора Дель Мар в районе Сан Диего. Все перечисленные среднеэоценовые флоры, развитые от Аляски до Калифорнии, также как и более древние палеоценовые и раннеэоценовые флоры этого континента могли существовать только в условиях высокой влажности климата (от 2000 до 4000 мм среднегодовых осадков). Это относится даже к самой южной из флор – Дель Мар. Что касается среднегодовых температур, то этот параметр изменялся в пределах от +9 °С для северных, до +24 °С – для южных районов, а амплитуда сезонных колебаний изменялась от 8° до 19 °С. Среднезимние температуры районов развития, перечисленных флор были выше 0 °С. С этим выводом согласуются находки в отложениях прибрежной зоны палео-

озера Грин Ривер остатков крокодилов и черепах, саговников, имбирных и пальм. Зимние температуры здесь не могли спускаться ниже +5 °С. Богатство систематического состава флор (от 25 до 50 и более видов), ныне локализованных между 44° и 39° с.ш., позволило рассчитать для них температурные параметры методом CLAMP. Среднегодовые температуры, среднезимние температуры и амплитуда сезонных температур оказались соответственно равными для флоры Кисинжер Лейкс (43°48′ с.ш.) – +15,7 °С, +6,7 °С, 17,5 °С, для флоры Аппер Вилвуд (43°48′ с.ш.) – +15,3 °С, +6,3 °С, 17,0 °С, для флоры Винд Ривер (43°42′ с.ш.) +16,5 °С, +8,5 °С, 17,1 °С, для флоры Грин Ривер (43° с.ш.) – +14,3 °С, +6,1 °С, 18,7 °С, для флоры Чок Блаффс (39°10′ с.ш.) – +14,4 °С, +5,6 °С, 9,4 °С. Последняя, насчитывающая 67 видов цветковых, расположена в наиболее внутренней части Североамериканского континента [Greenwood, Wing, 1995; Wolfe, Dilcher, 2001].

Зона сухих субтропиков Северного полушария. К середине среднего эоцена в Северном полушарии произошло окончательное оформление аридной зоны, протягивавшейся от Каспийского моря на западе до Желтого и Восточно-Китайского морей на востоке. Северная граница этой зоны проходила через Северную Туркмению, Южный Казахстан, Южную Монголию, а также Таримскую и Цайдамскую впадины внутренних районов Китая. К морскому побережью эта зона выходила южнее Шандунского п-ова. В пределах Казахстана она граничила на севере с зоной сезонно-влажных субтропиков, где ископаемые флоры также несут ксероморфные признаки.

В Туркмении мелколистная ксерофитная флора изучена из трех местонахождений в районе оз. Эр-Ойландуз, Западного (Акар-Чешме) и Юго-Восточного Бадхыза (г. Монах). Повсеместно флороносные слои приурочены к морским отложениям туркестанского региояруса (по О.С. Вялову) и их раннебартонский возраст устанавливался по комплексам планктонных фораминифер и наннопланктона. В составе флоры известны представители более 20 семейств, среди которых наиболее разнообразны папоротники, однодольные, мелколистные лавровые, протейные, анакардиевые, вересковые, сапотовые, эбеновые, диллениевые, сапиндовые. Доминирующими элементами флоры явились несколько видов рода *Palibinia* и вид *Rhus turcomanica*. Оба таксона мелколистные, с толстой кутинизированной тканью листа, принадлежали, по-видимому, вечнозеленым кустарниковым ксерофитам. Н.Д. Василевская [1957], монографически изучившая флору, предполагает следующие оптимальные условия ее существования: среднегодовая температура +15°–20 °С при сезонно выпадающих годовых осадках от 250 до 1000 мм. Восточное положение зоны фиксируют многочисленные остатки палибиний из красноцветных, а иногда и эвапоритовых отложений ряда впадин внутренних районов Китая. Особенно много местонахождений в провинциях Хунань и Шаньси, где вместе с палибинией встречены остатки восковниковых, лавровых, ильмовых с ксерофитными признаками. Что касается климатических показателей внутренних районов Китая, входящих в аридную зону, то они, вероятно, отличались от таких показателей западного продолжения зоны лишь меньшим количеством осадков (200–500–600 мм) и их сезонным распределением.

Зона влажного экваториального и тропического климата (на Африканском континенте, разделенная семиаридной тропической зоной). В среднем эоцене по сравнению с ранним эоценом Африка сместилась на несколько сотен километров к северу, приблизившись к ее современному положению относительно экватора. Береговая линия Тетиса на севере этого континента также мигрировала к северу, в результате чего сократился прибрежный пояс тропической растительности (гумидных тропиков). В то же время аридный тропический пояс несколько расширился, распространившись частично на территорию Нигера. Характерно, что на площадях харвудов Южной Европы (Сардиния, Испания) во флорах встречаются отдельные выходцы из более южной саванны. Сама же североафриканская саванна, простиравшаяся от Мавритании и Сенегала на западе до районов Большого Африканского Рога на востоке, была ареалом развития Leguminosae, Annonaceae, Combretaceae, Ebenaceae, Euphorbiaceae, Fabaceae, Sterculiaceae и др. Бобовые вместе с лавровыми и пальмами являлись главными лесообразователями более влажных тропических лесов, обрамляющих севернее саванные редколесья, а непосредственно у морского побережья появлялись мангровы. Их остатки известны из целого ряда местонахождений (*Nipodites sickenbergeri* из лютета Египта, *Sonneratioxylon aubrevillei* и *Rhizophora* из верхнего лютета Ливии [Boureau et al., 1983 и др.]. Южная граница тропической саванны проходила от северной части Сенегала на восток, охватывая бассейн верхнего течения р. Нигер, а к югу от Судана поворачивала на юг, так как восточнее вдоль побережья Индийского океана вплоть до Зан-

зибара протягивалась полоса влажных тропических лесов. Вся приэкваториальная зона Западной Африки, особенно примыкающая к акватории, вдававшейся в континент в районе Гвинейского залива и Камеруна, была занята тропической гилеей и мангровой растительностью, остатки которой фиксируются к западу от Сенегала на поднятии о-вов Зеленого Мыса. Здесь Е.Д. Заклинской [Zaklinskaja, 1978] в керне скважины глубоководного бурения была обнаружена пыльца ризофоры, сонератии, авиценнии и пальмы нипа. Остатки плодов *Nypa burtinii* [Fritel, 1921] еще ранее найдены в Сенегале. Распространение тропической растительности в пределах всей территории Сенегала подтверждается находками ряда растений, характерных для вечнозеленых и иногда полулистопадных тропических лесов [Koeniguer, 1989]. Кроме остатков пальм, здесь встречались древесины сапиндовых, цезальпиниевых, а также форм, близких к *Irvingia* и *Placodiscus*. Восточнее Сенегала полоса мангровых прослеживалась до Нигерии и Камеруна, где вместе с остатками плодов и пыльцы нипы обнаружена как пыльца растений тропической гилеи (*Bombacacidites* и др.) и даже болотной тропической растительности со схизейными и циатейными папоротниками, так и пыльца растений саванного редколесья, расположенного севернее. О климате западного побережья Африки (Ангола) и бассейна р. Конго сведений нет. Можно лишь отметить, что к югу от бассейна р. Конго в направлении Намибии появляются пески формации Калахари, накапливавшиеся на протяжении всего палеогена в условиях семиаридного климата.

Климат Индии в среднем эоцене в целом оставался влажным тропическим и только в районе Кача он был сезонно засушливым. Состав древесных тропической флоры отличался чрезвычайной пестротой и, кроме представителей мангровых, включал более десятка родов пальм, а также Musaceae, Sparganiaceae, Bombacaceae, Sterculiaceae, Tiliaceae, Sapindaceae, Anacardiaceae, Leguminosae, Combretaceae, Myrtaceae, Lecydiaceae, Lauraceae, Euphorbiaceae, Urticaceae и др. *Calophyllum* (Guttiferae) – наиболее распространенное растение тропических побережий – известно из целого ряда среднеэоценовых местонахождений Индии, а также на трех крупнейших островах Индонезии – Ява, Суматра и Калимантане. Однако представители двух других родственных родов пальм – *Mesua* и *Garcinia* встречены только в эоцене Индии.

Юго-Восточная Азия, лежащая в экваториальной зоне, судя по составу мегафоссилий из Индонезии, изученных еще в конце XIX столетия К. Эттингсхаузеном, и по находкам остатков *Nypa* и других пальм (*Oncosperma, Calamus* и *Metroxylon*), также характеризовалась влажным тропическим климатом. Широкий спектр тропических и субтропических таксонов установлен для среднеэоценовых флор Малайзии [Bande, Prakash, 1986]. Здесь отмечены *Taxodium, Sparganium Nypa, Calamus, Calophyllum, Dipterocarpus, Hopea, Durio, Cullenia, Pterospermum, Pentace, Jarandersonia, Abacolosa, Sapindus, Gluta, Capanosperma, Dalbergia, Cassia, Terminalia Ficus*. В пределах Японского архипелага граница тропической и влажной субтропической зон проходила вероятно между о-вами Хонсю и Кюсю, так как среднеэоценовая флора последнего представлена исключительно вечнозелеными растениями.

В северную часть гумидной тропической зоны, как и в раннем эоцене, входили все провинции крайнего юга Китая, включая о. Хайнань. Характерные флористические комплексы с доминированием вечнозеленых растений (главным образом, лавровых) были описаны из формации Синао провинции Гуаньси [Zjang, 1988]. Северная граница тропической зоны китайскими палеоботаниками прослежена и западнее, вплоть до окрестностей Лхассы, откуда были описаны остатки пальм (ливистона и сабаль), а также других растений – показателей влажного тропического климата: *Cyclosorus, Magnolia, Annona, Litseaephyllum, Laurophtllum, Daphnogene, Ficus, Lithocarpus, Melanirrhoea, Sapindus* и др.

Климат южной части Австралии в среднем эоцене реконструируется по богатейшим флорам, изученным в последнее десятилетие из периферических частей морских бассейнов Отуэй, Джипсленд, Басс и Муррей, открывавшихся в океан. Большая часть этих флор: Голден Гро, а также Мэслин Бэй и Морнингтон, расположенные во внутренних частях континента (Пул Крик, Нелли Крик и Стюарт Крик) скорее лютетские, а меньшая часть (Бартон Рэндж, Флиндерс, Трэрарден и одна из богатейших флор континента – Энглезея – бартонские [Greenwood, 1987; 1992; 1996; Greenwood, Wing, 1995; Greenwood, Conran, 2000; Greenwood et al., 2000; Christophel, Greenwood, 1987; Christophel et al., 1992]. Таксономический анализ этих среднеэоценовых флор и их сравнение с составом основных эдификаторов современных тропических дождевых лесов Северо-Восточной Австралии свидетельствуют об их широком распространении в пределах упомянутых бассейнов и на периферии паратропических дождевых лесов, приобретающих иногда характер муссонных.

Лишь во внутренних частях Австралии климат становился более отчетливо сезонным, причем некоторые развитые здесь флоры имеют ксероморфный облик (Нелли Крик). Количество таксонов с цельнокрайней простой листовой пластинкой в составе этих флор колеблется от 60 до 80%. Листья обычно мезофильные, крупные, характерные для дождевых лесов. Практически во всех местонахождениях (кроме Неррига) встречены остатки пальм. Помимо *Nypa*, отмеченной во многих местонахождениях, описаны представители других родов пальм, а также прочих однодольных тропического родства: *Paracordyline, Piper* и др. Обычны остатки растений мангровых, а также представителей многих тропических родов и семейств древесных цветковых, растущих вблизи морских побережий, ареалы которых ныне практически не выходят за пределы тропической зоны. Таковы Eleocarpaceae (*Sloanea/Elaeocarpus*), Sterculiaceae (*Brachychiton*), Proteaceae (*Banksiaephyllum*), многие Lauraceae и др. Тропический климат дождевых лесов подчеркивается и составом хвойных, особенно ногоплодниковых, ныне распространенных в лесах Северной и Северо-Восточной Австралии. Для восстановления климата среднего эоцена южных регионов Австралии Д. Гринвудом для некоторых местонахождений были рассчитаны климатические параметры методом CLAMP (для лютета по флорам Пул Крик, Нелли Крик, Голден Гров, Неррига, для бартона – Англезея). Количество таксонов, использованных при подсчете флор прибрежной зоны континента колеблется от 21 до 28, для более внутренних его частей 11–14. Для южной группы лютетских флор (34°–35° ю.ш.) среднегодовые температуры оцениваются как +18°–+20 °С, температуры наиболее холодного месяца +10°–+11 °С, амплитуда колебания сезонных температур 16°–17 °С, количество среднегодовых осадков 1500–2000 мм. Для более северных флор (29° ю.ш.) среднегодовые температуры несколько выше: +19°–+21 °С, также как и температуры самого холодного месяца (+12,4°–+14 °С), при среднегодовых осадках 1100–1360 мм, с их сезонным распределением и сокращением в три наиболее сухих месяца до 50–100 мм. Это придает климату муссонный характер, так как основная масса осадков выпадала в летние месяцы. Возможно этим вызван ксероморфизм листьев флор Нелли Крик и Пул Крик. Амплитуда колебания сезонных температур у более северных флор также ниже, чем у более южных флор (12°–13 °С). Климатические показатели бартона для южных районов Австралии по влагообеспеченности и температуре по сравнению с лютетскими несколько изменились, хотя участие в составе бартонской флоры мезофильных вечнозеленых тропических растений сохранилось. Наиболее характерными элементами флоры Англезея в Виктории являются папоротник-лиана *Lygodium, Bowenia,* ногоплодники тропического родства: *Falcatifolium, Dacrycarpus, Podocarpus platyphyllum, Prumnopitys lanceolata, Decussocarpus*. Тропический состав цветковых подчеркивается широким представительством семейств Loranthaceae, Sapindaceae, Rutaceae, Lauraceae, присутствием *Brachychiton, Sloanea, Gymnostoma, Banksiaephyllum* и пр. В составе бартонской флоры не менее трех родов пальм, саговники и имбирные. Изменение климата сказалось на некотором понижении среднегодовых температур (17,1 °С) и среднезимних (8,2 °С) температур при одновременном увеличении количества среднегодовых осадков (2220 мм) и ростом амплитуды распределения их по сезонам (240 и 1400 мм). Это позволяет заключить, что во вторую половину среднего эоцена полоса развития муссонного климата, по-видимому, сместилась южнее и к северу от этой полосы климат стал переходным от гумидного тропического к сезонному субтропическому. Вся северная часть Австралии в среднем эоцене оставалась в тропической зоне.

На юго-востоке Северной Америки в начале среднего эоцена (флоры группы Клэйборн) сохранялся морской залив, глубоко заходящий во внутренние районы континента к северу от современного Мексиканского залива. Вся названная часть континента по-прежнему лежала в пределах тропической зоны, однако сезонность климата здесь стала проявляться в меньшей степени. Многие местонахождения среднеэоценовой флоры в Техасе содержат остатки мангровых растений и пальм, включая *Nypa* из формации Ларедо серии Клэйборн. Это позволяет заключить, что среднегодовые температуры на территории этого штата в среднем эоцене были не ниже +19 °С, а температура поверхностных морских вод +24 °С. К характерным представителям тропического корня можно отнести встреченные во флорах этого возраста *Annona, Bombacaceae, Oreomunnea-Alfaroa,* тропические рода семейств Eophorbiaceae и Sapindaceae. При этом среднеэоценовые тропические флоры юго-востока Северной Америки, в отличие от раннеэоценовых, все более сближались с неотропическими флорами Центральной и Южной Америки, теряя, хотя и не полностью, связь с восточноазиатскими.

Центральная Америка, судя по материалам, полученным в Гватемале и Панаме, в сре-

днем эоцене также входила в зону влажного тропического климата [Graham, 1994]. Южнее в то время были развиты дождевые тропические леса, которые занимали всю приэкваториальную часть Южной Америки и распространялись на юг до средних широт. Однако, по мнению Э. Ромеро [Romero, 1986], южная граница тропической зоны в среднем эоцене переместилась несколько к северу, по сравнению с ее положением в раннем эоцене, когда тропики занимали практически всю территорию континента.

Среднеэоценовые флоры были открыты в первой половине XX в. в разных районах Колумбии, Венесуэлы и Эквадора в осадках окраинных частей морских бассейнов, омывавших Бразильский щит. Фруктификации покрытосеменных, принадлежащие *Sapindoides* и *Celtis bolivarensis*, были описаны Э. Берри из департамента Боливар Колумбия [Berry, 1924; 1929]. В Венесуэле на юго-восточном побережье Венесуэльского залива из формации Эскуке был описан типичный представитель Неотрописа *Entada boweni* [Berry, 1920]. Характерные растения прибрежных тропических дождевых лесов были найдены в районе Анконы (п-ов Святой Елены, Эквадор) непосредственно к северу от экватора. Находки происходят из среднеэоценовой толщи песчаников Соккоро [Berry, 1932; Shepard, 1937; Hoffstetter, 1936b]. Э. Берри отсюда определены *Astrocarym shepparsii, Ventanea sheppardii, Palmacarpon bravoi, Annona peruviana, Sapindoides peruvianus*. Последние три таксона известны также из среднего эоцена соседней Колумбии.

Э. Ромеро [Romero, 1986] отмечает, что в среднем эоцене неотропическая палеофлора занимала все пространство континента по крайней мере до 20° ю.ш., замещаясь южнее смешанной палеофлорой, состоящей из неотропических и антарктических элементов, получившей распространение до 50° ю.ш., причем в северной части (до 30° ю.ш.) в составе этой смешанной флоры *Nothofagus* отсутствовал. Можно заключить, что граница между зонами тропиков и субтропиков в Южной Америке в среднем эоцене проходила от широты г. Сант Яго на Тихоокеанском побережье через низовья Параны до Атлантического океана на крайнем юге Бразилии.

Остается открытым вопрос о формировании в эоцене на Южноамериканском континенте тропических саванн. Гонсалес-Гусман [Gonzalez-Guzman, 1967] считал, что уже на рубеже раннего и среднего эоцена саванные группировки с участием Malvaceae и Jussiae получили распространение на территории Колумбии в районе Тибу. Однако более поздними исследованиями это не было подтверждено.

Зона сухих и влажных субтропиков Южного полушария. Зона гумидного и переменно влажного субтропического климата в Южном полушарии на юге Австралийского континента устанавливается лишь в конце среднего эоцена, когда в связи с похолоданием произошло снижение среднегодовых и среднезимних температур на его южном побережье, но особенно в Тасмании, где впервые в макроостатках был встречен *Nothofagus*. В то же время в Новой Зеландии, все более удалявшейся от континентальных масс бывшей Гондваны, флора стала все шире приобретать индивидуальные черты. По палинологическим данным [Mildenholl, 1980], существенных различий в составе флоры северного и южного острова не отмечается. Занимая позицию в средних широтах (45°–55° ю.ш.) архипелаг входил в зону влажных субтропиков с очень низкой амплитудой колебаний сезонных температур, относительно высокими среднезимними температурами (выше +10 °С) и среднегодовыми температурами 15°–20 °С [Pole, 1992].

От Новой Зеландии пояс влажного субтропического климата через Южную Пацифику трассировался в среднем эоцене к Южной Америке. Показателем субтропического климата того времени в Патагонии является богатая флора Рио Турбио, изученная Э. Берри [Berry, 1937], М. Хуникином [Hunicken, 1967], С.М. Архангельским и Э. Ромеро [Archangelsky, Romero, 1974; Romero, 1986]. Флора насчитывала более 100 таксонов, которые образовывали смешанный комплекс с участием неотропических и антарктических растений. Первые представлены *Allophyllos, Annona, Bignonia, Buettneria, Cupania, Nectandra, Phoebe, Styrax, Tetracera* и др. Доля представителей антарктической флоры более скромная. Кроме *Nothofagus*, этот тип флоры представляют *Embothriophyllum, Rhoohyllum* и др. Содержание листьев с цельнокрайней пластинкой достигает лишь 40%. По мнению Д. Дильчера [Dilcher, 1973], такое содержание характерно для лесов гумидной теплоумеренной зоны, а по представлению Дж. Вулфа [Wolfe, 1971] – скорее для субтропических дождевых лесов.

Зона умеренного и умеренно-теплого влажного климата Южного полушария. В среднем эоцене эта зона ограничивалась регионами, лежащими в высоких широтах Южного полушария, а именно Огненной Землей и Антарктидой с прилегающими островами, откуда еще в начале прошедшего века были описаны

находки ископаемых растений (о-ва Сеймур и Кинг Джордж). Нельзя исключать возможность вхождения в эту климатическую зону Тасмании (полностью или частично), так как флора Сетхана Северной Тасмании содержит мелколистные нотофагусы, которые типичны для умеренного и умеренно-теплого климата и заключает не более 35% листьев с цельным краем.

Обнаруженные в среднем эоцене на о-ве Кинг Джордж остатки древесин принадлежат семействам Araucariaceae, Podocarpaceae, Cupressaceae, Fagaceae (*Nothofagus*), Monimiaceae, Cunoniaceae, Eucryphiaceae и Rubiaceae, а в сопутствующем палинокомплексе присутствуют споры глейхениевых, полиподиевых и циатейных папоротников, ногоплодниковых, а также протейных (Beaupreaidites), гуннеровых и буковых (*Nothofagus*) [Torres, 1992]. Богатый комплекс растений неотропического и антарктического родства с участием ногоплодниковых, южных буков, протейных и лавровых (?) еще в начале века описал П. Дузен [Dusen, 1907] с о-ва Сеймур. Большинство рецентных аналогов этих ископаемых форм ныне обитает в прибрежных районах Южного Чили. Это позволяет по аналогии дать такую оценку среднепозднеэонового климата района Антарктического полуострова: среднегодовая температура +6 °С, среднелетние 8°–10 °С, при среднегодовом количестве осадков более 500 мм/год.

Заключение

В данной главе представлен реконструированный по палеоботаническим данным глобальный климат Земли в раннем палеогене от 65 до 37–38 млн лет назад, когда еще на Земном шаре сохранялась "теплая" биосфера. Рассмотренное выше похолодание на рубеже мела и палеоцена, хотя и носило глобальный характер, было связано с общепланетарной регрессией, осушением морских рукавов, по которым осуществлялся тепло- и влагоперенос из низких в высокие широты. Импактные события, если они и имели место, вероятно лишь "спровоцировали" ряд событий исключительно "земного" происхождения, нарушившие биоразнообразие на Земном шаре. Об этом свидетельствуют факты гетерохронного вымирания различных групп организмов в пределах довольно длительного (не менее 3–5 млн лет) переходного интервала от мела к палеогену. Наземная флора высших растений и образованный ими растительный покров – самая незащищенная часть поверхностной биоты, в рамках этого интервала оказалась в незначительной степени подвержена процессам элиминации. Более того, флоры позднего маастрихта и раннего дания демонстрировали плавные широтные изменения таксономического состава, фиксируя наличие на Земле определенных климатических поясов и континуальность процессов климатических изменений. Зафиксированные аномальные содержания иридия в костных остатках динозавров в среднемаастрихтских отложениях Приамурья [Моисеенко и др., 1997], а также факты существования в некоторых разрезах нескольких слоев с аномальным содержанием иридия в переходных слоях от мела к палеогену [Катастрофы в истории Земли..., 1986] свидетельствуют, что эти аномалии имеют не космическую, а скорее вулканическую природу.

Максимальное потепление на Земном шаре фиксируется в переходном интервале от палеоцена к эоцену и охватывает значительный интервал раннего эоцена. Климат Земли в это время был теплее современного на 6°–8 °С. Эффект потепления усиливался и широкими возможностями осуществления тепло- и влагопереноса из низких в высокие широты, благодаря наличию в раннем палеогене сквозных морских рукавов, связывающих Тетис с Арктическим бассейном при отсутствии широтных орографических барьеров в Евразии – горные цепи Альпид.

Одной из особенностей глобального климата в конце палеоцена было формирование муссонной обстановки в средних широтах обоих полушарий с последующей трансформацией муссонного климата в конце лютета в сезонный переменно-влажный, а в бартоне местами и семиаридный. В Северном полушарии, где в раннем палеогене, как и ныне, были сосредоточены континентальные массы, подобная трансформация климата была связана с нарушением важнейших коммуникаций, связывающих низкие и средние широты с высокими – замыканием в конце лютета или в начале бартона Западно-Сибирского внутреннего эпиконтинентального моря, ранее осуществлявшего связь Арктического бассейна с Тетисом. Поступление теплых вод Тетиса на пространства Западно-Сибирской плиты с формированием в пределах эпиконтинентального бассейна их замкнутой циркуляции привело к эффекту, очень напоминающему ситуацию в современном Средиземноморском бассейне после потери его связей с Индийским океаном, но при сохранении их с Атлантическим.

Детальное расссмотрение глобального климата и климатической зональности позднего эоцена не входило в задачи автора данного

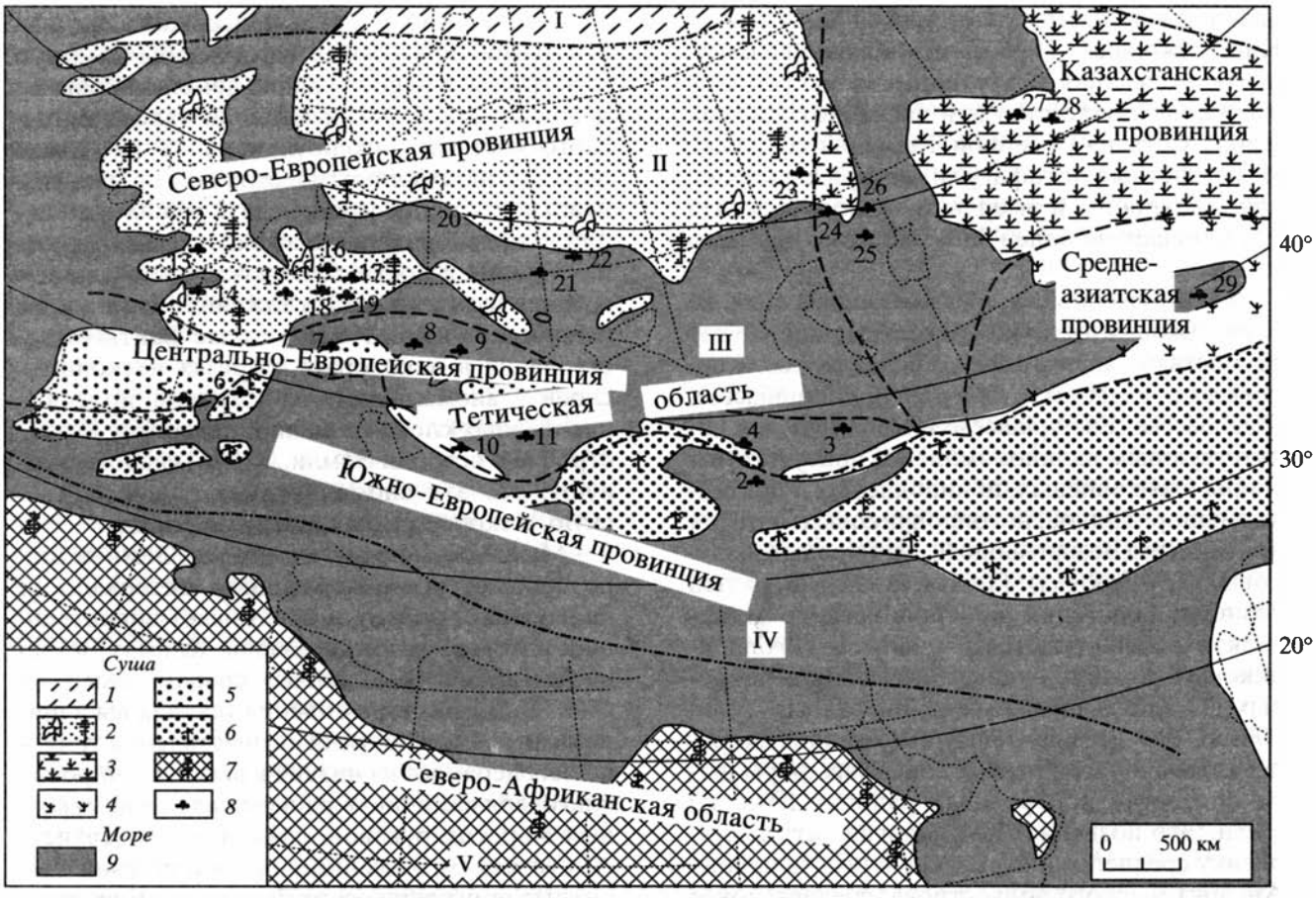


Рис. 4. Фитогеографическая и климатическая зональность Западной Евразии в приабоне

1) Бореальная область; *2 – 6*) Тетическая область; *2*) вечнозеленые и летнезеленые хвойно-широколиственные, главным образом, дубово-лавровые леса; *3*) дубово-лавровые жестколистные леса и маквис с анакардиевыми, вересковыми, бобовыми и восковниковыми, в прибрежной зоне – кустарниковые и кустарничковые ассоциации, образованные вересковыми, бобовыми и галофитами (маревые, эфедра и др.); *4*) травянисто-кустарничковые формации, с участием галофитов; *5*) жестколистные ксерофильные леса, образованные кипарисовыми, лавровыми буковыми и бобовыми; *6*) вечнозеленые мезофильные субтропические и тропические леса с наземным покровом из папоротников, местами по морским побережьям мангровые ассоциации; *7*) Северо-Африканская область: тропические леса, образованные лавровыми, бобовыми и буковыми, замещающиеся вглубь континента саванной; *8*) главнейшие местонахождения позднеэоценовых флор: 1 – Селас, 2 – Дарры-Даг, 3 – Талыш, 4 – Ахалцихе, 5 – Эбро, 6 – Брив, 7 – Херинг, 8 – Брезно, 9 – Гирбоу, 10 – Овце Полье, 11 – Хвойна, 12 – Хэмпшир, 13 – о-в Уайт, 14 – Сарш, 15 – Мульхауз, 16 – Цейц, 17 – Мозель, 18 – Старо-Седло, 19 – Кучлин, 20 – Светлогорск, 21 – Кочетын, 22 – Тим, 23 – Орь, 24 – Баки, 25 – Шандинский грабен, 26 – Романовск, 27 – Жамантуз, 28 – Такырсор, 29 – Гиссар. Климатические зоны: I – зона умеренно-теплого влажного климата; II – зона субтропического влажного климата; III – зона семиаридного субтропического климата; IV – зона влажного тропического климата; V – зона семиаридного тропического климата

раздела, так как этим проблемам посвящено несколько специальных работ [Ахметьев, Запорожец, 1992; Геологические и биотические события..., 1996, 1998; Akhmetiev, 2000] и разделы монографии, посвященной проблемам биогеографии и климата позднего эоцена и олигоцена Северного Перитетиса [Popov et al., 2001, 2002] (рис. 4). Поэтому ниже мы остановимся лишь на основных выводах, сделанных в перечисленных публикациях, относительно глобального климата позднего эоцена. Прежде всего надо подчеркнуть, что на протяжении этого периода постепенно возрастала континентализация климата, что сопровождалось смещением климатических зон с севера на юг в Северном, и с юга на север в Южном полушариях, а также возрастанием температурного градиента в системе "полюс–экватор", существенным увеличением амплитуды сезонных температурных колебаний на всех широтах и, главное, быстрым падением среднезимних температур в средних и высоких широтах. Наиболее интенсивными планетарные изменения климата происходили в конце позднего эоцена и на рубеже эоцена и олигоцена. Это было связано с цепочкой последовательных событий, начавшихся с окончательной изоляцией Антарктического континента от других континентов бывшей Гондваны (образование пролива Дрейка между Антарктикой и Южной Америкой), одновременным формированием циркумантарктического течения,

что привело к началу оледенения Антарктики, гляциоэвстатическому падению уровня вод Мирового океана, общему нарушению ранее существовавшей системы океанической циркуляции и глобальной регрессии. Эта регрессия сопровождалась уходом морских вод из внутренних бассейнов Северного полушария – осушением Западно-Сибирского моря и Тургайского пролива [Popov et al., 2001] равно как и глубокого морского залива, протягивавшего от современного Мексиканского залива в направлении границы Канады и США через внутренние районы Мидконтинента. Начавшиеся поднятия в широтной Альпийской зоне Евразии, а особенно в пределах Китайской ветви этой зоны, привели к некоторому нарушению меридионального атмосферного влагопереноса из низких в высокие широты.

Сдвиг границ широтных климатических зон в сторону экватора на несколько сотен км сопровождался в обоих полушариях экспансией умеренной флоры в более низкие широты из высоких, что подтверждается многими десятками и первыми сотнями местонахождений ископаемых растений на всех континентах. Одновременно происходило резкое усиление континентализации климата с формированием снежного покрова в зимний период не только в высоких, но отчасти и в средних (50°–60° с. и ю.ш.) широтах.

Таким образом, на рубеже эоцена и олигоцена по существу произошел достаточно быстрый в геологическом масштабе времени (3–5 млн лет) переход от "теплой" (парниковой) к "холодной" (криогенной) биосфере.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 02-05-65170 и НШ-1615.2003.5.

Литература

Аблаев А.Г. Позднемеловая флора Восточного Сихотэ-Алиня и ее значение для стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1974. 180 с.

Ахметьев М.А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена Внетропической Азии. М.: Наука, 1993. 142 с.

Ахметьев М.А. Казахстан и Центральная Азия (равнины и предгорья) // Палеоген и изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет. М.: Геос, 1999. С. 168–178.

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Новые находки пальм из олигоценовых отложений Дарры-Дага (Нахичеванская АССР) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 6. С. 57–67.

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Климаты олигоцена востока Крымско-Кавказской области и Казахстана (по анализу макрофлоры, палинокомплексов и комплексов фитопланктона) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 3. С. 5–23.

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Макулбеков Н.М. Растительные мегафоссилии, споры, пыльца и диноцисты эоцена из тавдинской свиты Павлодарского Прииртышья // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 12. № 1.

Ахметьев М.А., Кезина Т.В., Кодрул Т.М., Манчестер С.Р. Стратиграфия и флора пограничных слоев мела и палеогена юго-восточной части Зейско-Буреинского осадочного бассейна // Сборник памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора Всеволода Андреевича Вахрамеева: (К 90-летию со дня рождения). М.: ГЕОС, 2002. С. 275–315.

Берг Л.С. Основы климатологии. М.; Л.: Госиздат, 1927. 265 с.

Большая советская энциклопедия. 3-е изд. М.: Сов. энциклопедия, 1973. Т. 12. С. 305–308.

Буданцев Л.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 156 с.

Василевская Н.Д. Эоценовая флора Бадхыза // Сборник памяти Африкана Николаевича Криштофовича. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 103–176.

Геологические и биотические события позднего эоцена–раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 1. Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена / Отв. ред. В.А. Крашенинников, М.А. Ахметьев. М.: Геос, 1996. 314 с. (Тр. ГИН; Вып. 489).

Геологические и биотические события позднего эоцена–раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 2. Геологические и биотические события / Отв. ред. В.А. Крашенинников, М.А. Ахметьев. М.: Геос, 1998. 250 с. (Тр. ГИН; Вып. 507).

Головнева Л.Б. Маастрихтские и датские флоры Корякского нагорья. СПб.: Наука, 1994. 148 с.

Катастрофы в истории Земли: Новый униформизм. М.: Наука, 1986. 420 с.

Корнилова В.С. О полтавской флоре Казахстана // Докл. АН СССР. 1955. Т. 104, № 1. С. 124–127.

Красилов В.А. Цагаянская флора Амурской области. М.: Наука, 1976. 92 с.

Криштофович А.Н. Гренландская третичная флора на Северном Урале и ботанико-географические провинции третичного периода // Природа. 1928. № 5. С. 449–502.

Криштофович А.Н. Развитие ботанико-географических областей Северного полушария с начала третичного периода // Вопросы геологии Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 824–844.

Макулбеков Н.М. Эоценовая флора Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1972. 177 с.

Макулбеков Н.М. Палеоценовые и эоценовые флоры Центральной Евразии: (Этапы развития, корреляция морских и континентальных толщ): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1997. 67 с.

Моисеенко В.Г., Сорокин А.П., Болотский Ю.Л. Ископаемые рептилии Приамурья. Хабаровск: АмурНЦ ДВО РАН, 1997. 53 с.

Спайсер Р.Э., Герман А.Б. Меловой климат Азии и Аляски: Сравнение палеоботанических свидетельств с компьютерной моделью // Палеонтол. журн. 1998. № 2. С. 3–18.

Станиславский Ф.А. Палеогеновая флора с. Волянщины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1950. 31 с.

Станиславский Ф.А. Об остатках макклинтокий и возрасте вмещающих их палеогеновых отложений УССР // Ботан. журн. 1956. Т. 41, № 8. С. 1188–1193.

Akhmetiev M.A. The Late Eocene and Oligocene phytogeography of Western Euroasia // Paleontol. J. 2000. Vol. 34, N 2, suppl. 1. P. 106–115.

Archangelsky S.A., Romero E.J. Los registros mas antiguos de Nothofagus (Fagaceae) de Patagonia (Argentina y Chile) // Bol. Soc. Bot. Mexico. 1974. N 33. P. 13–30.

Baily I.W., Sinnot E.W. A botanical index of Cretaceous and Tertiary climates // Science. 1915. Vol. 41. P. 831–834.

Bamford M. Tertiary angiosperm woods from the west coast of South Africa // Abstr. VI Conf. of IOP. Quinhuangdao Hubei, 2000. P. 7–8.

Bande M.B., Prakash U. The Tertiary flora of Southeast Asia with remarks of its palaeoenvironment and phytogeography of the Indo-Malayan Region // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1986. Vol. 49. P. 203–233.

Berry E.W. Tertiary fossil plants from Venezuela // Proc. US Natur. Hist. Mus. 1920. Vol. 59. P. 553–579.

Berry E.W. The flora of the Concepcion – Arauco coal measures of Chile // John Hopkins Univ. Stud. Geol. 1922. Vol. 4. P. 73–132.

Berry E.W. The Middle and Upper Eocene floras of southeastern North America // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1924. Vol. 92. P. 1–206.

Berry E.W. Petrified fruits and seeds from Oligocene of Peru // Pan-Amer. Geol. 1927. Vol. 47. P. 121–132.

Berry E.W. A revision of the flora of the Latath formation // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1929. Vol. 154-H. P. 225–264.

Berry E.W. A new palm from the Upper Eocene of Ecuador // J. Wash. Acad. Sci. 1932. Vol. 22. P. 327–329.

Berry E.W. Eocene plants from Rio Turbio, in the territory of Santa Cruz, Patagonia // John Hopkins Univ. Stud. Geol. 1937. Vol. 12. P. 91–98.

Berry E.W. Tertiary flora from the Rio Pichileufu, Argentina // Spec. Pap. Geol. Soc. Amer. 1938. Vol. 12. P. 1–149.

Boulter M.C., Kvacek Z. The Palaeocene flora of the Isle of Mull. L.: Palaeontol. Assoc., 1989. 149 p. (Spec. Pap. Palaeontol.; № 42).

Boureau E., Cheboldaeff-Salard M., Koeniguer J.-C. et al. Evolution des flores et de la vegetation Tertiares Afrique, au nord de l'Equateur // Bothalia. 1983. Vol. 14, N 3/4. P. 355–367.

Christophel D.C., Greenwood D.R. A megafossil flora from the Eocene of Golden Grove, South Australia // Trans. Roy. Soc. S. Austral. 1987. Vol. 111. P. 155–162.

Christophel D.C., Scriven L.J., Greenwood D.R. An Eocene megafossil flora from Nelly Greek South Australia // Ibid. 1992. Vol. 116, N 2. P. 65–76.

Dilcher D.L. The Eocene floras of Southeastern North America // Vegetation and vegetational history of Northern Latin America / Ed. A. Graham. Amsterdam: Elsevier, 1973. P. 39–59.

Dusen P. Über die tertiare Flora des Seymour Insel // Wiss. Ergebn. Nordsk Sweden Sudpolar Exped., 1901–1903. 1907. N 3. S. 1–21.

Engler A. Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt seit der Tertiarperiode Leipzig: Engelmann, 1879. 202 S.

Engelhardt H. Die Tertiarflora des Jesuitengrabens bei Kundratice in Nordbohmen // Nova Acta Acad. Caes. Leop.-Carol. German. Nat. Cur. 1895. Bd. 48. S. 259–408.

Frakes A.L., Kemp E.M. Influense of continental position on Early Tertiary climates // Nature. 1972. Vol. 240. P. 97–100.

Frederiksen N.O. Sporomorphs from the Jackson Groupe (Upper Eocene) and adjacent strata of Mississippi and Western Alabama // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1980. Vol. 1084. P. 1–75.

Frederiksen N.O. Sporomorphs biostratigraphy, floral changes and paleoclimatology Eocene and Earliest Oligocene of the eastern Gulf Coast // Ibid. 1988. Vol. 1448. P. 1–68.

Friedrich W.L. Zur Geologie von Brjanslaekur (Nordwest-Island) unter besonderer Berücksichtigung der fossilen Flora. Köln, 1966. 108 S. (Sonderveröff. Geol. Inst. Univ.; Bd. 10).

Fritel P.H. Sur la decouverte au Senegal de deux fruits fossiles appartenant aux genres Kigelia D.C. et Nipadites Bowerb // C.r. Acad. sci. 1921. Vol. 173. P. 245–246.

Gardner J.S. A monograph of the British Eocene flora. L., 1879. 86 p.

Golovneva L.B. Early Palaeogene floras of Spitsbergen and North Atlantic floristic exchange // Acta Univ. carol. Geol. 2000. Vol. 44, N 1. P. 39–50.

Gonzalez-Guzman A.K. A palynological study on the Upper Los Cuervos and Mirador Formation (Lower and Middle Eocene, Tibu Area, Colombia). Leiden: Brill, 1967. 68 p.

Graham A. Neotropical Eocene coastal floras and 180/160 – extimated warmer vs. Cooler Equatorial Water // Amer. J. Bot. 1994. Vol. 81, N 3. P. 301–306.

Greenwood D.R. Early Tertiary Podocarpaceae: megafossils from Anglesea locatity, Victoria // Austral. J. Bot. 1987. Vol. 35. P. 111–133.

Greenwood D.R. Taphonomic constraints on foliar physiognomic interpretations of Late Gretaceous and Tertiary paleoclimates // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1992. Vol. 71. P. 142–194.

Greenwood D.R. Eocene monsoon forest in Central Australia? // Austral. Syst. Bot. 1996. Vol. 9. P. 95–112.

Greenwood D.R., Collinson M.E. The origins and Palaeogene history of modern plant communities // Palaeontol. Soc. Spec. Publ. 1992. N 6. P. 1–113.

Greenwood D.R., Conrad J.G. The Australian Cretaceous and Tertiary Monocot fossil record // Monocots: Systematics and evolution. Melbourne: CSIRO, 2000. P. 52–59.

Greenwood D.R., Vadal A.J., Douglas J.G. Victorian Paleogene and Neogene macrofloras: A conspectus // Proc. Roy. Soc. Victoria. 2000. Vol. 112, N 1. P. 65–92.

Greenwood D.R., Vadal A.J., Moss P., Keefe R. Early Paleocene climates and vegetation in SE Australia // Climate and biota of the Early Paleogene: Intern. meet. Wash. (D.C.): Smithsonian Inst. 2001. Abstr. Vol. P. 38.

Greenwood D.R., Wing S.L. Eocene continental climates and latitudian gradients // Geology. 1995. Vol. 23. P. 1040–1048.

Guo Shuangxing. Late Cretaceous and Early Tertiary floras from the southern Guangdong and Guangxi with their stratigraphical significance // Mesozoic and Cenozoic red beds of South China. Beijing: Science press, 1979. P. 231–233.

Guo Shuangxing. The evolution of the Cenozoic tropical monsoon climate and monsoon forests in Southwestern China // Evolving landscapes and evolving biotas of East Asia since the Mid-Tertiary: Proc. 3th Conf. on the evolution of the East Asian environment / Ed. N.G. Jablonski. Hong Kong: Univ. of Hong Kong, 1993. P. 124–135.

Herman A.B., Spicer R.A., Kvacek J. Late Cretaceous climate of Eurasia and Alaska: A quantitative palaeobotanical approach // Aspects of Cretaceous stratigraphy and palaeobiogeography: Proc. 6th Intern. Cretaceous symp., Vienna, 2000. Wien: Verl. Österr. Acad. Wiss. 2002. Vol. 15. P. 93–108.

Hoffstetter R. Lexique stratigraphique international. P.: CNRS, 1936a. Vol. 5: Amerique Latine, fasc. 5b: Peru. 16 p.

Hoffstetter R. Lexique stratigraphique international. P.: CNRS, 1936b. Vol. 5: Amerique Latine, fasc. 5a: Ecuador. 16 p.

Hollick A. The Tertiary floras of Alaska // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1936. Vol. 182. P. 1–185.

Hu H.H., Chaney R.W. Miocene flora from Shantung Province, China // Palaeontol. sinica. N.S. 1940. N 1. P. 1–82.

Hunicken M. Flora Terciaria de los Estratos de Rio Turbio, Santa Cruz // Rev. Fac. Exact Fis. Nat. Univ. Cordoba. Secc. Natur. 1967. N 27. P. 139–227.

Jaramillo C.A. Response of tropical vegetation to the Early Paleocene warming climate // Climate and biota of the

Early Paleogene: Intern. meet. Wash. (D.C.): Smithsonian Inst., 2001. Abstr. vol. P. 48.

Keefe R.L., Greenwood D.R. Ecology of an Early Eocene rainforest at Brandy Creek, Victorian High Plains, South-Eastern Australia // Ibid. 2001. Abstr. vol. P. 50.

Kennedy E., Raine J.I. Terrestrial Paleocene climate and leaf flora of New Zealand // Ibid. 2001. Abstr. vol. P. 51.

Koeniguer J.-Cl. Les Paleosavanes du nord de l'Afrique // Mem. Soc. Biogeor. Ser. 3. 1989. N 111. P. 63–73.

Lakhampal R.N. Floristic evidence in the stratigraphical subdivision of the Indian Tertiary // Aspects and appraisal of Indian palaeobotany. Lucknow, 1974. P. 516–525.

Mai D. Tertiare Vegetations – geschichte Europa. Jena: Fischer, 1995. 692 S.

Maley J. The African rain forest – main characteristics of changes in vegetation and climate from the Upper Cretaceous to the Quaternary // Proc. Roy. Soc. Edinburgh B. 1996. Vol. 104. P. 31–73.

McKaena M.C. Sweepstakes, filters, corridors Noah's Arks, and beached Viking funeeral ships in palaeogeography // Implications of continental drift to the Earth sciences / Ed. D.H. Tarling, S.K. Runcorn. L.; N.Y.: Acad. press, 1983. Vol. 1. P. 295–308.

Mildenholl D.C. New Zealand Late Cretaceous and Cenozoic plant biogeography: A contribution // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1980. Vol. 31. P. 197–233.

Orlando H.A. La flora fossil en las inmediaciones de la Peninsula Ardley, Isla 25 de Mayo, Islas Shetland del Sur. Buenos Aires, 1963. 17 p. (Inst. Antarct. Argent. Contrib.; N 79).

Parrish J.T., Curtis R.L. Atmospheric circulation, upp-welling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eres // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1982. Vol. 40. P. 31–66.

Pole M. Early Eocene coastal vegetation, Regatta Point, Tasmania // O.F.P. Inform. 1992. N Special 16-B: IV Conf. Organis. Intern. de Palaeobot. P. 124.

Popov S.V., Akhmetiev M.A., Bugrova E.M. et al. Biogeography of the Northern Peri-Tethys from the Late Eocene to the Early Miocene. 1. Early Eocene // Paleontol. J. 2001. Vol. 35, suppl. 1. P. 1–68.

Popov S.V., Akhmetiev M.A., Bugrova E.M. et al. Biogeography of the Northern Peri-Tethys from the Late Eocene to the Early Miocene. 2. Early Oligocene // Ibid. 2002. Vol. 36, suppl. 3. P. 185–259.

Romero E.J. Paleoecologia y paleofitogeografia de las tafofloras del Cenofitico de Argentina y areas vecinas // Ameghiniana. 1978. Vol. 15. P. 209–227.

Romero E.J. Paleogene phytogeography and climatology of South America // Ann. Missouri Bot. Gard. 1986. Vol. 73. P. 449–461.

Shepard G. The geology of South Western Ecuador, Muby. L., 1937. 121 p.

Torres T.G. Tertiary paleobotanical study in King George Island, Antarctiva // O.F.P. Inform. 1992. N Special 16-B: IV Con. Organis. Intern. de Palaeobot. P. 167.

Truswell E.M. Australian rainforest: The 100 million year record // Australian tropical rainforest // Ed. L.J. Webb, J. Kikkawa. Melbourne: CSIRO, 1993. P. 7–22.

Van Beuskom C.F. Revision of Meliosma (Sabiaceae) section Lorenzanea excepted, living and fossil, geography and phylogeny // Blumea. 1971. N 19. P. 355–529.

Wilf P., Johnson K., Cuneo R. et al. Fossil plants, climatic indications, and early Eocene age of en exceptional continental deposits from Southern South America // Climate and biota of the Early Paleogene: Intern. mett. Wash. (D.C.): Smithsonian Inst., 2001. Abstr. vol. P. 101.

Wolfe J.A. Tertiary climatic fluctuations and methods of analysis of Tertiary floras // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1971. Vol. 9. P. 27–57.

Wolfe J.A. An interpretation of Alaskian Tertiary floras // Floristics and paleofloristics of Asia and Eastern North America // Ed. A. Graham. Amsterdam: Elsevier, 1972. P. 201–233.

Wolfe J.A. Distribution of major vegetational types during the Tertiary // Geophys. Monogr. 1985. N 32. P. 357–375.

Wolfe J.A. A method of obtaining climatic parameters from leaf assemblages // Bull. US. Geol. Surv. 1993. N 2040. P. 1–71.

Wolfe J.A. Tertiary climatic changes at middle latitudes of western North America // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1994. Vol. 108. P. 195–205.

Wolfe J.A. Paleoclimatic estimates from Tertiary leaf assemblages // Annu. Rev. Earth and Planer. Sci. 1995. Vol. 23. P. 119–142.

Wolfe J., Dilcher D. Late Paleocene through Middle Eocene climate in Lowland North America // Climate and biota of the Early Paleogene: Intern. meet. Wash. (D.C.): Smithsonian Inst., 2001. Abstr. vol. P. 102–103.

Wolfe J.A., Forest C.E., Molnar P. Paleobotanical evidence of Eocene and Oligocene paleoaltitudes in midlatitude Western North America // Bull Geol. Soc. Amer. 1998. Vol. 110, N 5. P. 664–678.

Zaklinskaja E.D. Palynology of Paleogene clay from DSDP Site 368, Cabe Verde rise // Init. Rep. DSDP. 1978. Vol. 41. P. 933–937.

Zjang Jihui. Discovery of old Tertiary flora from Pan Xian of Guizhou and its significance // Pap. Stratigr. Palaeontol. Guizhou. 1983. N 1. P. 133–141. In Chinese with English summary.

Часть II

КЛИМАТ И ПЕРЕСТРОЙКИ В ТЕПЛОЙ БИОСФЕРЕ (ЮРА, МЕЛ)

Глава 2

ОБЩИЙ ОБЗОР ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО КЛИМАТА И СОБЫТИЙ

Н.М. Чумаков

С начала мезозойской эры, точнее с индского века, на Земле установился безледниковый климат (см. Часть III) и началась сибирская термоэра, охватывавшая весь мезозой и первую половину палеогена [Чумаков, 1984]. Соответственно, в течение этого длительного интервала геологической истории биосфера находилась в теплом состоянии. Мы рассмотрим особенности климата и перестройки в теплой биосфере на примере юры и мела. Данный интервал геологической истории, особенно меловой период, достаточно хорошо изучен и с ним связаны многие абиотические и биотические события разного ранга. Здесь мы перечислим лишь самые крупные из них. Глобальное значение имели палеогеографические перестройки [Golonka et al., 1994; Smith et al., 1994 и др.]. В начале верхней юры (келловее) начался прогрессивный распад суперконтинента Пангея, который до этого просуществовал более 160 млн лет. Сначала Пангея разделилась на Гондвану и Лавразию и между ними образовалась центральная часть будущего Атлантического океана, соединившаяся на востоке с океаном Мезотетис, а на западе через пролив с Тихим океаном. В результате возник сквозной морской проход, который постепенно расширялся и, по-видимому, к позднему мелу стал океаническим. Также в поздней юре начали обособляться Западная и Восточная Гондваны, которые окончательно разъединились в неокоме. В альбе Западная Гондвана распалась на Южную Америку и Африку и открылась южная часть Атлантического океана. Одновременно или чуть ранее от Восточной Гондваны откололась Индия и между ними стал формироваться новый Индийский океан. Вновь образованные океаны в позднемеловую эпоху продолжали расширяться. Этот процесс, особенно с аптского века, сопровождался очень интенсивным спредингом в океанах и двумя фазами тектонических деформаций на континентах – позднекиммерийской и австрийской. Обе фазы сопровождались значительным усилением процессов гранитообразования и регионального метаморфизма. Особенно мощное формирование гранитов последовало за австрийской фазой [Хаин, Сеславинский, 1994]. Почти одновременно произошла вспышка мантийно-плюмового магматизма с двумя максимумами [Larson et al., 1993; Добрецов, 1999]. Уровень океана на фоне этих событий постепенно повышался. Непрерывно осциллируя, он от низкого триасового уровня достиг к середине мела своего максимума (который оценивается в +250 м выше современного [Larson et al., 1993], а иногда и выше). Крупные события фиксируются с апт-альба в вертикальной структуре океанов [Huber et al., 2002]. В это время произошло сильное потепление глубинных вод и связанная с ним аноксия. Потепление глубинных вод, по-видимому, достигшее своего максимума в сеномане – туроне, в кампане сменилось похолоданием. В результате распада Пангеи и эвстатического повышения уровня океана, в конце мелового периода на Земле образовалось несколько сравнительно небольших разрозненных массивов суши. Медленное эвстатическое понижение уровня моря началось в конце мела.

Среди биотических событий позднего мезозоя в морской биоте своим крупным масштабом выделяются экспансия планктонных организмов, в частности фораминифер (см. гл. 5), и массовые вымирания на границе мела и палеогена, а также на границе триаса и юры. Помимо того, в морской биоте отмечается четыре менее значительных вымирания ("второго порядка") на границе юры и мела, в конце апта, на нижней и верхней границах турона и около десятка еще более мелких биотических событий [Walliser, 1995]. Главными биотическими событиями на суше были бурная экспансия покрытосеменных растений в середине мела и вымирание динозавров в его конце.

На фоне этих крупных палеогеографических и биотических событий, климатические изменения в течение мезозоя были более умеренными. Хотя на протяжении этой эры устанавливаются заметные климатические колебания [Величко и др., 1994, Frakes, 1999], которые сопровождались перестройкой климатической зональности [Чумаков и др., 1995], все они не выходили за пределы области положительных температур. Прямых свидетельств сильных длительных похолоданий и тем более оледенений на Земле нигде обнаружено не было.

Предположения ряда исследователей о мезозойских оледенениях, целиком основаны на косвенных разнородных фактах, которые можно разделить на следующие группы: 1) присутствие рассеянных камней в сравнительно тонкозернистых отложениях ("дропстоунов"); 2) присутствие глендонитов; 3) быстрые колебания уровня моря, которым приписывается гляциоэвстатическая природа, в особенности, если они сопровождались 4) соответствующими изменениями $d^{18}O$ и других изотопных соотношений.

Кратко рассмотрим реальное значение аргументов, приводимых в пользу мезозойских оледенений.

1. Рассеянные камни, встречающиеся в тонкозернистых отложениях от средней юры до конца позднего мела, имеют ограниченное распространение и очень различное происхождение.

Чаще всего встречаются и упоминаются камни, разнесенные сезонными льдами. Именно так объясняют почти все исследователи наличие отложений с дропстоунами в высоких мезозойских широтах: на Шпицбергене, на Северо-Востоке Евразии, севере Северной Америки и в Австралии [Эпштейн, 1977; Hambrey et al., 1981; Frakes, Francis, 1988; Frakes et al., 1995 и др.]. В русской литературе для обозначения подобных отложений давно введено и получило распространение специальное понятие – *ледовые отложения* [Лисицин, 1961; 1994]. За исключением Австралии, ледовые отложения в мезозойских разрезах встречаются достаточно редко и локально. Лишь в единичных случаях они образуют небольшие пачки. Обычно – это тонкие пласты или гнезда, что свидетельствует о эпизодических и коротких похолоданиях. Указание на присутствие на Неро-Колымском водоразделе в раннем оксфорде – позднем келловеи многочисленных и довольно мощных (до 70–90 м) пачек ледово-морских отложений [Эпштейн, 1977] не подтвердилось. Эти пачки оказались горизонтами типичных подводно-оползневых брекчий в разрезе флишоидного характера [Chumakov, Frakes, 1997]. Судя по первичным полевым описаниям, сходную природу имеют рассеянные камни, изредка встречающиеся в юрских вулканогенно-осадочных отложениях бассейна р. Б. Анюй, правого нижнего притока р. Колымы.

В настоящее время сезонный припай и ледовый покров регулярно формируется на морях, озерах и реках умеренного климатического пояса вплоть до 45° с.ш. Эти широты, как правило, характеризуются положительными среднегодовыми температурами (от >0 до +4°–+6 °С). Средние температуры самого холодного месяца могут составлять здесь –2°–5 °С или ниже, но температуры самого теплого месяца достигают +5°–+15 °С. Поскольку и территориальное, и стратиграфическое распространение ледовых фаций в мезозое Арктики было незначительным, можно предполагать, что здесь в общем преобладали температуры более высокие, чем указанные, и только временами они падали ниже этих пределов. Как станет ясно далее, приведенные оценки, в общем, вписываются в пределы температур, которые получены на основании других методов.

Часть мезозойских дропстоунов была результатом биогенного разноса. Он, как известно, осуществляется плавником, водорослями и некоторыми животными, главным образом, рептилиями в виде гастролитов. Биогенный перенос камней обосновывается рядом исследователей для меловых отложений Англии [Hawkes, 1951; Чумаков, 1998], Германии [Ernst, 1996], Шпицбергена [Birkenmajer et al., 1972] и Австралии [Markwick, 1996]. На реальность таких предположений и довольно частое распространение в мезозое процессов биогенного разноса указывает и то, что в первых двух случаях дропстоуны встречаются в средних палеоширотах, характеризовавшихся весьма теплым климатом. Редкий, хорошо

окатанный гравий и отдельные мелкие гальки, изредко встречающиеся в нижнемеловых сланцах Олойского прогиба (р. Умкувием), судя по первичным полевым описаниям, тоже явно имели биогенное происхождение. Об этом в первую очередь свидетельствуют спорадичность, ничтожная концентрация (<0,001%) и малые размеры камней. Перенос грубообломочного материала сезонными льдами обычно характеризуется значительно большими масштабами, регулярностью и предельными размерами камней. Концентрация камней в современных ледовых отложениях на два-три порядка выше и колеблется от 0,1–3% [Лисицин, 1994].

Из сказанного следует, что климатическая интерпретация любых дропстоунов и в том числе следов сезонного ледового разноса требует определенной осторожности. Очень важно различать между собой сезонные ледовые отложения, отложения айсбергов, следы биогенного разноса и подводного коллювия. Одна констатация присутствия дропстоунов в отложениях [Price, 1999] не позволяет отличить ледниковый климат Антарктики и Арктики от современного умеренного климата Прибалтики, Сахалина, Хокайдо, где отмечается сезонный ледовый разнос камней, и в случаях биогенного разноса даже от весьма теплого среднеширотного климата меловой Европы. Выявление генезиса дропстоунов требует специальных формационных исследований. Имеются некоторые литологические признаки, использование которых в комплексе позволяет с определенной долей вероятности отличить отложения шельфовых ледников и айсбергов от типичных отложений сезонных льдов*, но главным аргументом при ее решении является присутствие или отсутствие в разрезах или по латерали фаций покровных оледенений, т.е. оледенений равнин и морей, поскольку горные оледенения являются результатом в первую очередь тектонических, а не климатических процессов. В настоящее время следов покровных мезозойских оледенений нигде, в том числе и в полярных областях, не установлено [Чумаков, 1995; Frakes, 1999]. Упоминающиеся в литературе, как "возможно ледниковые", средне- и позднетриасовые отложения к ледниковым отложениям отношения явно не имеют, что вынуждены признать и сторонники мезозойских оледенений [Price, 1999]. Судя по фотографиям, очень далеки от характерного ледникового скального ложа те трещины и продолговатые мелкие углубления на поверхности тонолитов, на основании которых предполагается триасовое оледенение в Юго-Восточной Австралии [Spenceley, 2001]. Что касается ссылок на два местонахождения юрских тиллоидов** в Антарктиде, которые весьма предположительно были отнесены к тиллитам, следует отметить, что позже неоднократно появлялись указания на их вулканогенное происхождение и более древний возраст [Borns et al., 1972 и др.]. Литологически и стратиграфически эти тиллоиды не изучены, поэтому, вопреки дополнительной аргументации в пользу первоначального предположения [Woolfe, Francis, 1991], очевидно, что ни их ледниковый генезис, ни их возраст не ясны.

При рассмотрении проблемы мезозойских оледенений и дропстоунов читателей (возможно и самих авторов) нередко вводит в заблуждение некорректное использование понятий и терминов ледниковой геологии. К "возможным тиллитам" иногда относят просто "конгломераты, брекчии и несортированные галечные сланцы", а к ледниковым (glacial) условиям – сезонное замерзание водоемов и рек [Price, 1999]. Определенную роль также играет несовершенство терминологии. Английский термин "ice rafting" в одинаковой мере прилагается к сезонному ледовому и ледниковому (айсберговому) разносу. Не удивительно, что авторы иногда вынуждены использовать тавтологическое понятие "ледниковые тиллиты", например [Price, 1999].

Таким образом, достоверных ледниковых отложений в мезозое не известно, а мезозойские дропстоуны не могут служить доказательством оледенений. Подавляющая их часть явно имеет ледовое, т.е. сезонное, а не ледниковое происхождение. Другие дропстоуны являются результатом биогенного разноса и вулканогенных или подводных коллювиальных процессов.

2. Глендониты образуются сейчас в высоких широтах умеренного климатического пояса ("беломорские рогульки") [Гептнер и др., 1994] и севернее. В четвертичный, неогеновый и палеогеновый периоды они формировались также в средних широтах, особенно

* Наиболее важными признаками ледниковых дропстоунов являются более слабая окатанность и сортировка, присутствие тилловых галек и пеллет в ледниковых и айсберговых отложениях, хорошо выраженная субпараллельная штриховка на камнях [Чумаков, 1998].

** Согласно первоначальному авторскому определению этого понятия и термина [Blackwelder, 1931], под тилллоидом понимается порода неизвестного происхождения, внешне напоминающая тиллит. Поздними синонимами тиллоида являются диамиктит [Flint et al., 1960], диамикт [Harland et al., 1966], микстит [Shermerchorn, 1966].

широко вдоль северо-западной периферии Тихого океана до Японии включительно [Каплан, 1979]. Условия образования глендонитов еще не вполне выяснены. Большинство исследователей склоняется к тому, что глендониты являются псевдоморфозами кальцита по икаиту, который формируется и является устойчивым и осадках холодных донных вод. Есть также предположение, что глендониты могут возникать локально, в связи с бактериальной деятельностью вблизи углеводородных сипов [Гептнер и др., 1994] или в осадках богатых органикой [de Lurio, Frakes, 1999]. Глендониты нередко сопровождаются следами сезонного ледового разноса и, также как последние, могут образоваться далеко за пределами распространения настоящих ледниковых отложений [Каплан, 1979; Grechin, 1981], поэтому подобно дропстоунам глендониты не могут служить свидетельством ледникового климата в мезозое. Они указывают только на эпизодические и видимо локальные похолодания придонных вод.

3. В поисках причин быстрых, коротких, но значительных по амплитуде (до 100 м) эвстатических колебаний уровня моря "второго порядка", которые происходили в меловой период, неоднократно выдвигались предположения об их гляциоэвстатической природе [Haq et al., 1987; Miller et al., 1999; Price, 1999 и др.]. Поскольку следов меловых оледенений ни на одном из континентов и в Арктике нет, делается заключение о том, что они скрыты под современным антарктическим ледниковым покровом. В научной литературе обсуждается, по меньшей мере, еще полдюжины возможных причин колебаний уровня моря "второго порядка" и даже выдвигаются предположения, что таких глобальных колебаний не существовало или их амплитуды были много меньше [Price, 1999]. Предположения об гляциоэвстатической природе колебаний уровня моря в меловой период обычно подкрепляются ссылками на снижение $d^{18}O$ в морской воде во время понижений уровня океана. Колебания $d^{18}O$ и содержания Sr в морской воде не слишком убедительно поддерживает гляциоэвстатическое обоснование меловых оледенений потому, что любое понижение уровня моря приводит к понижению температуры из-за увеличения альбедо планеты и усилению континентального стока. Комбинация косвенных признаков с рядом допущений не делает гипотезу мезозойских оледенений привлекательной. Однако наиболее слабым местом гляциоэвстатической гипотезы является то, что для понижения уровня моря таких масштабов требуются очень крупные ледниковые щиты, значительно превышающие по размерам Антарктиду и захватывающие соседние ныне хорошо изученные континенты [Markwick, 1996]. От себя добавим, что айсберговое обрамление подобного щита на много бы увеличило площадь распространения меловых марино-гляциальных отложений, в том числе на хорошо изученных континентах, где пропустить их было бы трудно. С другой стороны, расчеты показывают, что если бы ледниковый щит ограничивался центральным горным плато Антарктиды, он не мог бы вызвать понижение уровня океана больше, чем на несколько метров [Markwick et al., 2000]. Таким образом, гипотеза о гляциоэвстатической природе колебаний уровня моря второго порядка лишается исходного положения.

4. Как уже отмечалось, вариации в меловом океане $d^{18}O$ [Miller et al., 1999; Price, 1999; Stoll, Schrag, 2000 и др.], $d^{18}C$ [Weissert, Lini, 1991], а также содержания Sr [Stoll, Schrag, 2000] нередко приводятся как свидетельства флуктуаций гипотетических полярных ледниковых щитов. Соглашаясь с тем, что эти изотопные вариации могут отражать климатические флуктуации, а минимумы $d^{18}O$ указывают на похолодания, нельзя согласиться без дополнительных и прямых доказательств, с тем, что эти похолодания были достаточны для возникновения полярных оледенений [Royer et al., 2004]. Не могут быть свидетельством в пользу оледенений и ссылки на существование широтной палеобиогеографической зональности, в том числе биполярной [Price, 1999], поскольку такая зональность была свойственна и безледниковому климату.

Достаточно высокие температуры глубинных экваториальных и приполярных вод в мелу (см. гл. 5, 6 и 7) прямо свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь заметных следов ледников в полярных областях мезозоя. Фиксируемые при этом осцилляции температуры глубинных вод происходили в пределах далеких от тех, которые были характерны для оледенений [Zachos et al., 2001]. Поэтому без веских доказательств кажутся весьма умозрительным предположения о том, что на преобладающем фоне безледникового климата в мезозое происходили внезапные и очень короткие похолодания ("cold snab"), которые проявлялись только в высоких широтах и приводили к небольшим полярным оледенениям, составлявшим около одной трети современных полярных шапок [Price, 1999]. Климатическая история мезо-кайнозоя показывает, что ледниковые события подготавливаются длительным, десятки миллионов лет, трендом похолодания [Zachos et al., 2001]. Тренд этот

был глобальным и проявлялся во всех широтах обоих полушарий [Chumakov, 2002]. Климатическая история мезо-кайнозоя свидетельствует также, что оледенения не были одиночными событиями и начавшись, повторяются обычно многократно.

Наличие безледникового климата не исключает, естественно, существования вертикальной климатической зональности. Поэтому можно допустить, что в мезозое на Земле местами существовали горные ледники и многолетние снега. Тем более возможно было образование в горах сезонного снежного покрова, который предполагается в частности для маастрихтских Скалистых гор [Dettman, Lohmann, 2000].

Таким образом, все аргументы, приводимые в пользу юрских и меловых оледенений, или противоречат имеющимся фактам или не являются убедительными. Имеется много палеонтологических и геохимических признаков того, что в высоких и средних широтах в мезозое было напротив значительно теплее, чем ныне или в другие ледниковые эпохи. Об этом свидетельствует наличие в триасовом [Dobruskina, 1996; Taylor et al., 2000], юрском [Вахрамеев, 1988; Pole, 1999; Rees et al., 2000; Thorn, 2001] и меловом периодах [Spicer, Corfield, 1992; Спайсер, Герман, 1998; Falcon-Lang et al., 2001] в обоих полярных районах растительности, характерной для умеренного климата. В Антарктиде, на палеошироте 70°–75°, в зрелых лесах среднего триаса росли крупные деревья высотой до 30 м и до 1,5 м диаметром [Taylor et al., 2000]. В юрских и особенно меловых отложениях в полярных областях нередки находки остатков весьма теплолюбивых животных [Molnar et al., 1994; Tarduno et al., 1998]. Все эти факты плохо согласуются с представлениями о существовании в высоких мезозойских широтах полярных шапок. Для мелового периода данные факты более подробно рассмотрены в гл. 5–7. К выводам о существовании глобального безледникового климата в юрский период на основе анализа большого количества геологических, литологических, палеоботанических данных и применения математического моделирования пришел коллектив проекта "Палеогеографический атлас", руководимый А. Зиглером ("Paleogeographic Atlas Project") [Rees et al., 2000 и др.; интернет-сайт <http://pgap.uchicago.edu>]. Исследования по этому проекту показали, что в течение всех трех эпох юрского периода высокие широты обоих полушарий занимали умеренно-прохладные и умеренно-теплые климатические пояса.

Важно отметить, что возможность существования на Земле безледникового глобального климата в мелу и юре подтверждается количественными оценками, сделанными сейчас на основании математического моделирования климата. Это показано для мелового [Bush, Philander, 1997; Valdes et al., 1999] и юрского периодов [Rees et al., 2000; Sellwood et al., 2000]. В настоящее время такое моделирование, кроме общей модели атмосферной циркуляции и расположения континентов, как правило, учитывает циркуляцию верхнего слоя океанов, а иногда рельеф и растительность суши, долговременные, миланковичские и сезонные изменения солнечной инсоляции [Bush, Philander, 1997; Valdes et al., 1999; Upchurch et al., 1999; DeConto R.M., Hay W.W., 1999; Haupt, Seidov, 2001 и др.]. При использовании разных моделей и несколько различных, но в целом достаточно реалистичных граничных условий (температуры воды в низких и высоких широтах, повышенного содержания CO_2) моделирование количественно подтверждает возможность существования на Земле теплых полярных областей, т.е. безледникового климата и теплого океана. Например, в мелу при температуре воды на экваторе около 28 °С, температура поверхности полярных океанов по данным моделирования могла достигать +6°–12 °С, глубинных вод +12 °С, а при температуре на экваторе около 31 °С, температура поверхности полярных океанов могла достигать 19°–20 °С, а глубинных вод 19 °С [Haupt, Seidov, 2001]. Глобальная средняя температура приземной атмосферы в мелу, по данным моделирования, могла повыситься на 4 °С, климатические зоны сместиться на 10°–15° к полюсам, количество осадков возрасти на 10%, а сезонные колебания температур снизиться [Bush, Philander, 1997]. При этом предполагается, что лишь в высоких широтах местами возможно сезонное замерзание бассейнов. Существовали определенные трудности с моделированием внутриконтинентального юрского и мелового климата в средних широтах, который по геологическим и палеоботаническим данным [Спайсер, Герман, 1998] представлялся значительно менее холодным и засушливым, чем давало моделирование. При учете в моделях влияния растительного покрова [Upchurch et al., 1999] расхождения между модельными и геологическими данными в значительной мере сгладились. Сходные результаты получены при математическом моделировании позднеюрского климата. Они свидетельствуют о том, что в это время только в высокоширотной Антарктиде и только во время миланковичских мини-

мумов могли существовать неустойчивые во времени горные ледники на высоте более 1000 м [Rees et al., 2000; Sellwood et al., 2000].

Наиболее типичным для мезозойской теплой биосферы временным интервалам можно считать климат мелового периода, который интенсивно и всесторонне изучался на протяжении последних десятилетий [Красилов, 1985; Найдин и др., 1986; Вахрамеев, 1988; Ронов и др., 1989; Frakes et al., 1992; Чумаков, 1995; Чумаков и др., 1995; Жарков и др., 1995; 1998а; 1998б; Barrera et al., 1999; Huber et al., 2000; Scotese, Boucot, 2001). Поэтому его следует считать эталоном безледникового климата и в связи с этим ему в данной части работы уделено основное внимание. Большим своеобразием характеризовался безледниковый климат раннего триаса. В данной главе его особенности учитывались нами. Однако, чтобы сохранить целостность описания климата Пангеи, климат самого начала триаса подробно рассматривается вместе с пермским климатом в следующей III-й части работы.

С особенностями мезозойского климата связан ряд понятийных и терминологических проблем. Как видно из сказанного выше, палеоклиматическая зональность мезозойской эры качественно отличалась от современной. Аналогов ряда мезозойских широтных климатических поясов на Земле сейчас нет. Это не позволяет в полной мере использовать в палеоклиматических реконструкциях современную климатическую классификацию, что существенно затрудняет описания палеоклиматов мезозоя. Пояса, которые по средним годовым температурам (meen anuual temperature – международная аббревиатура MAT) как будто были сходны с современными, располагались в мезозое в других широтах и поэтому существенно отличались от современных иной суммарной солнечной радиацией, температурной и световой сезонностью, общим количеством осадков, барическими параметрами, направлениями ветров, траекториями циклонов, т.е. теми макроклиматическими особенностями, на основании которых и выделяются климатические пояса. Все современные наименования климатов и по смыслу и по этимологии срослись с характерными для них тропическими, умеренными или полярными широтами и по этой причине они для мезозоя не подходят. Предлагавшиеся ранее термины, например, "паратропические", "квазитропические", "ослабленные тропические" и др. обычно не имеют строгих определений и поэтому использовались в разных смыслах. По этим причинам и во избежание разных толкований, для климатических поясов мезозоя (далее для перми) мы используем несколько более громоздкие, но более информативные наименования климатических поясов, состоящие из трех частей. В первой части указывается палеоширотное положение пояса (*высокоширотные* – от 90° до 60° палеоширот, в дальнейшем – п.-ш., *среднеширотные* – от 60° до 30° п.-ш. и *низкоширотные* от 30° до 0° п.-ш.). Вторая часть названия указывает на степень увлажнения пояса в соответствии с изданиями ООН: *гумидный, аридный* и *семиаридный* [Щантц, 1958]. Третья часть – это температурный режим пояса. Естественно, он оценивается в большинстве докайнозойских случаев в качественных терминах, которые очень приблизительно соответствуют среднегодовым температурам. Температурные интервалы, которым очень ориентировочно, по аналогии с современными значениями, могут отвечать предлагаемые термины, приведены ниже в скобках. Нами различаются следующие градации температурного режима: *холодный* или *ледниковый* (если имеются значительные ледниковые покровы или формируется многолетняя мерзлота; MAT < 0 °C), умеренно-холодный – (MAT < 0°–5 °C), умеренный (MAT 5°–10 °C), *умеренно-теплый* (MAT 10°–15°C), *теплый* (MAT 15°–20 °C), *жаркий* (MAT >20 °C). Приведем примеры используемых нами названий: *высокоширотный гумидный умеренный климат* (или пояс), *среднеширотный семиаридный теплый пояс* (или климат) и т.д. Количественные определения палеотемператур изотопными, геохимическими или палеоботаническими методами (см. гл. 4, 5) сделаны сейчас лишь в отдельных точках далеко не всех климатических поясов мезозоя. Чаще температурный режим оценивается по комплексу косвенных признаков. Как будет показано далее, устанавливаемые таким образом параметры и контуры климатических поясов, в общем, не плохо согласуются с результатами геохимических и ботанических палеотемпературных методов, а также с результатами математического моделирования климатов. Случаи отдельных систематических расхождений между ними нами оговариваются.

Литература

Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.

Величко А.А., Захаров В.А., Лаухин С.А., Чумаков Н.М. О периодичности климатических колебаний в фанерозое // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1994. Вып. 1. С. 109–113.

Гептнер А.Р., Покровский Б.Г., Садчикова Т.А. и др. Локальная карбонатизация осадков Белого моря:

(Концепция микробиологического образования) // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 5. С. 3–22.

Добрецов Н.Л. Правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма: Иллюзия или правильная закономерность // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 430–459.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 15–41.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография берриас-берремского веков раннего мела // Там же. 1998а. № 1. С. 49–72.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела // Там же. 1998б. № 3. С. 3–16.

Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюссит, яровит, тинолит, глендонит, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах: Происхождение пседовморфоз // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 125–140.

Красилов В.А. Меловой период: Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.

Лисицин А.П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 232–284.

Лисицин А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.

Найдин Д.П., Похиалайнен Н.А., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период: Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.

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.

Спайсер Р.Э., Герман А.Б. Меловой климат Азии и Аляски: Сравнение палеоботанических свидетельств с компьютерной моделью // Палеонтол. журн. 1998. № 2. С. 3–18.

Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 40–63.

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.

Чумаков Н.М. О гальках и валунах, рассеянных в меловых отложениях Южной Англии // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 4. С. 355–370.

Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б. и др. Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 42–63.

Шантц Г. История и проблемы освоения аридных земель // Будущее аридных земель. М.: Изд-во Иностр. лит., 1958. С. 13–33.

Эпштейн О.Г. Климаты мезозоя–кайнозоя Северной Азии и ледовоморские отложения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 2. С. 49–61.

Barrera E., Olsson R.K., Sugarman P.J., Savin S.M. Does ice drive early Maastrichtian eustasy // Geology. 1999. Vol. 27, N 9. P. 783–786.

Birkenmajer K.J., Fedorovski J., Smulikowski W. Igneous and fossilferous sedimentary drift pebbles in the marine Tertiary of Torell Land, Spitsbergen // Norsk Polarinst. Arbok. 1972. P. 146–164.

Blackwelder E. Pleistocene glaciation in the Sierra Nevada and Basin Ranges // Bull. Geol. Soc. Amer. 1931. Vol. 42. P. 865–922.

Borns H.W., Jr., Hall B.A., Ball H.W., Brooks H. Mauson tillite, Victoria Land, East Antarctica // Antarct. J. US. 1972. Vol. 7, N 4.

Caputo M.V. Late Devonian glaciation in South America // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. Vol. 51. P. 291–317.

Chumakov N.M. One-way and quasi-periodic climate changes: Geologic evidence // Russ. J. Earth Sci. 2002. Vol. 4, N 4. P. 277–299. <http//www.agu/org/wps/rjes>

Chumakov N.M., Frakes L.A. Mode of origin of dispersed clasts in Jurassic shales, southern part of the Yana-Kolyma fold belt, North East Asia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1997. Vol. 128. P. 77–85.

De Conto R.M., Hay W.W. Late Cretaceous climate and vegetation interactions: Cold continental interior paradox // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1999. N 332. P. 391–406.

Le Lurio J.L., Frakes L.A. Gendonites as palaeoenvironmental tool: Implications for early Cretaceous high latitudes climates in Australia // Geochim. et cosmochim. acta. 1999. Vol. 63, N 7/8. P. 1039–1048.

Dettman D.L., Lohmann K.C. Oxygen isotope evidence for high-altitude snow in the Laramide rocky mountains of North America during the Late Cretaceous and Paleogene // Geology. 2000. Vol. 28, N 3. P. 243–246.

Dobruskina I.A. Triassic floras of Eurasia. Vienna: Springer, 1994. 422 p.

Ernst G., Kohring R., Rehfeld U. Gastrolithe aus dem Mottel-Cenomanium von Baddeckenstedt (Harzvorland) und ihre paläogeographische Bedeutung fur eine pra-ilsedische Harzinsel // Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg. 1996. H. 77. S. 503–543.

Falcon-Lang H.J., Cantrill D.J., Nichols G.J. Biodiversity and terrestrial ecology of a Mid-Cretaceous, high-latitude floodplain, Alexander Island, Antarctica // J. Geol. Soc. London. 2001. Vol. 158. P. 709–724.

Flint R.F., Sanders J.E., Rodgers J. Diamictite, a substitute term for symmictite // Bull. Geol. Soc. Amer. 1960. Vol. 71. P. 1809–1810.

Frakes L.A. Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1999. N 33249-58.

Frakes L.A., Alley N.F., Deynoux M. Early Cretaceous ice rafting and climate zonation in Australia // Intern. Geol. Rev. 1995. Vol. 37. P. 567–583.

Frakes L.A., Francis J.E. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude icerafting in the Cretaceous // Nature. 1988. Vol. 333, N 4617. P. 547–549.

Frakes L.A., Francis J.E., Syrtus J.I. Climate modes of the Phanerozoic. Cambridge; Cambridge Univ. press, 1992. 274 p.

Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modelling maps. Calgary, 1994. 47 p. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; N 17).

Grechin V. Oligocene ice-marine deposits of the Utkholok Formation of Western Kamchatka, USSR // Earth's Pre-Pleistocene glacial record / Ed. M.J. Hambrey et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1981. P. 258–260.

Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. (ed.). Earth's Pre-Pleistocene glacial record. Cambridge; Cambridge Univ. press, 1981. 1004 p.

Harland W.B., Kay N.H., Krinsley D.H. The definition and indetification of tills and tillites // Earth Sci. Rev. 1966. Vol. 2. P. 225–256.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since Triassic // Science. 1987. Vol. 235. P. 1156–1166.

Hawkes L. The erratics of the Englich chalk // Proc. Geol. Assoc. (U.K.). 1951. Vol. 62, pt 4. P. 257–268.

Huber B.T., Macleod K.G., Wing S.L. Warm climates in Earth history. Cambridge, 2000. 452 p.

Huber B.T., Norris R.D., MacLeod K.G. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth duriug the Cretaceous // Geology. 2002. Vol. 30, N 2. P. 123–126.

Larson R.L., Fisher A.G., Erba E., Premoli Silva I. (ed.). Apticore-Albicore: A Workshop report on global events and rhythms of the Mid-Cretaceous, 4–9 October 1992. Perugia, 1993. 56 p.

Markwick P.J. Fossil crocodlians as indicators of Late Cretaceous and Cenozoic climates: Implication for using paleontological data in reconstructing palaeoclimate // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. Vol. 137, N 3/4. P. 205–271.

Markwick P.J., Rowley D.B., Zigler A.M. et al. Late Cretaceous and Cenozoic global palaeogeographies; Mapping and transition from a "not-house" to an "ice-house" world // GFF. 2000. Vol. 122, pt 1: Spec. issue "Early Paleogene warm climates and biosphere dynamics". P. 103.

Miller K.G., Barrera E., Olsson R.K. et al. Did ice drive early Maastrichtian eustasy? // Geology. 1999. Vol. 27. P. 783–786.

Molnar R.E., Wiffen J. A late Cretaceous polar dinosaur fauna from New Zealand // Cretaceous Res. 1994. Vol. 15, N 6. P. 706–789.

Pole M. Structure of a near-polar latitude forest from the New Zealand Jurassic // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1999. Vol. 147. P. 121–139.

Price G.D. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic // Earth Sci. Rev. 1999. Vol. 48. P. 183–210.

Rees P.A., Ziegler A.M., Valdes P.J. Jurassic phytogeography and climates: New data and model comparisons // Warm climates in Earth history // Ed. B.T. Huber et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 2000. P. 449.

Royer D.L., Berner R.A., Montanez I.P. et al. CO_2 as a primary driver of Phanerozoic climate // 6SA Today. 2004 (in press).

Schermerhorn L.J.G. Terminology of mixed coarse-fine sediments // J. Sediment. Petrol. 1966. Vol. 36. P. 831–835.

Scotese Ch.R., Bucot A.J. Paleomap project. 2001 <http//www.scotese.com/climate.htm

Smith A.G., Smith D.G., Funnell B.M. Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1994. 61 p.

Spenceley A.P. Grooves and striations on the Stanthorpe Adamellite: Evidence for a possible Late Middle-Late Triassic age glaciation // J. Earth Sci. 2001. Vol. 48. P. 777–784.

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. Vol. 129, N 2. P. 169–180.

Stoll H.M., Schrag D.P. High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in greenhouse planet? // Bull. Geol. Soc. Amer. 2000. Vol. 112, N 2. P. 308–319.

Tarduno J.A., Brinkman D.B., Renne P.R. et al. Evidence for extreme climatic warmth from Late Cretaceous Arctic vertebrates // Science. 1998. Vol. 282, N 18, P. 2241–2243.

Thorn V. Vegetation communities of a high palaeolatitude Middle Jurassic forest in New Zealand // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2001. Vol. 168, N 15. P. 273–289.

Valdes P.J., Sellwood B.W. A palaeoclimate model for Kimmeridgian // Ibid. 1992. Vol. 95, N 1/2. P. 47–71.

Walliser O.H. (ed.). Global events and event stratigraphy in Phanerozoic. B.: Springer, 1995. 335 p.

Weissert H., Lini A. Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate? // Controversies in modern geology / Ed. D.W. Mueller et al. L.: Acad. press, 1991. P. 173–191.

Woolfe K.J., Francis J.E. An early to middle Jurassic glaciation – evidence from Allan Hills, Transantarctic mountins // Abstr. of Intern. symp. "Antarctic Earth sciences", Japan, 1991. Tokyo, 1991. P. 652–653.

Zachos J.C., Shackleton N.J., Revenaugh J.S. et al. Climate response to orbital forsing across the Oligocene-Miocene boundary // Science. 2001. Vol. 292, N 5515. P. 274–278.

Глава 3

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕСТРОЙКИ И СЕДИМЕНТАЦИЯ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА

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

3.1. Вводные замечания

Палеогеографические, седиментационные и климатические перестройки в теплой биосфере наиболее полно выяснить возможно для мелового периода. Это связано с несколькими причинами. Во-первых, меловой период является в настоящее время одним из наиболее изученных в геологической истории стратиграфическими и литологическими методами. Во-вторых, по меловому периоду в целом и по отдельным его этапам по многим странам, крупным регионам, континентам, некоторым океанам выполнены капитальные обобщения, составлены детальные монографии и сводки, сделаны глобальные палеогеографические и геодинамические реконструкции. В-третьих, меловой период исключительно привлекателен для восстановления биосферных перестроек в эпоху теплого состояния биосферы из-за уникального своеобразия глобальных палеогеографических особенностей размещения на Земле континентальных блоков и океанических пространств, весьма быстрыми и хорошо установленными их перемещениями, появлением новых, ранее не существовавших типов осадочных бассейнов, таких как шельфовых писчемеловых, соленосных тахгидритсодержащих, черносланцевых океанических и континентальных бокситоносно-каолинитовых черносланцевых континентальных и др., заложением и развитием Тихоокеанского и Тетического вулканоплутонических окраинно-континентальных и островодужных систем и т.д. И, наконец, в-четвертых, меловой период остается сейчас одним из самых изученных в палеоклиматическом отношении.

Вместе с тем, выполненные глобальные реконструкции до сих пор составлялись либо для крупных временных интервалов мелового периода (отделов, реже нескольких веков), либо выборочно для узких возрастных срезов по отдельным регионам. Они, как правило, давали общую палеогеографическую и палеоклиматическую информацию, которая не позволяла установить закономерности глобального размещения и эволюцию обстановок седиментации на континентах и в океанах, а также выяснить палеогеографическую и седиментационную зональность и характер их изменения во времени от века к веку.

Наши исследования, начатые в 1993 г., были направлены на составление по специально разработанной для мелового периода методике глобальных по-вековых литолого-палеогеографических карт с целью восстановления эволюции палеогеографии и седиментационной зональности на протяжении мелового периода и установления возрастных преобразований обстановок седиментации, поясов аридного и гумидного осадконакопления в период теплого состояния биосферы этого времени [Жарков и др., 1988а, б; Жарков, 1988; Чумаков и др., 1995]. В отмеченных публикациях приведен исчерпывающий список использованной литературы и поэтому в настоящей главе делаются ссылки выборочно – только на наиболее важные работы.

3.2. Методика составления глобальных литолого-палеогеографических карт

По-вековые литолого-палеогеографические карты мелового периода составлены авторами настоящей главы путем обобщения и систематизации имеющихся опубликованных материалов. В качестве топосновы для их построения служили реконструкции Е.Д. Баррона и Б.М. Фаннелла [Barron, 1987 a, 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., 1984; 1987; Казьмин, 1989; Dercourt et al., 1985; 1993; Masse et al., 1993 a, b; Philip et al., 1993 a, б; Rowloy, Lattes, 1988; Scotese, 1988; 1991; Ziegler, 1982].

При составлении литолого-палеогеографических карт была учтена необходимость разработки единой для Земного шара легенды, принимая во внимание специфику палеогеографических обстановок и условий седиментации как на континентах, так и в океанах. Учитывая некоторые палеогеографические и седиментологические различия начальных и конечных этапов геологической истории мелового периода, легенды составлялись отдельно для раннего мела (берриас, валанжин, готерив, баррем), для среднего мелового периода (апт, альб, сеноман, турон) и для позднего мела (коньяк, сантон, кампан, маастрихт). Однако эти различия не имели принципиального значения. 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-болотные 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 здесь осадочных комплексов в течение соответствующего века. Это позволило разграничить континентальные разнофациальные осадочные комплексы и разделить некоторые близкие по составу морские и океанические 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 приливно-отливные области, а в океанах – островодужные и периферийные зоны и центральные пелагические области.

Выяснилась также необходимость внесения в легенду обозначений целого ряда осадочных комплексов, характерных для меловых седиментационных бассейнов, таких как писчий мел, глауконитоносные, фосфоритоносные и др. Кроме того, внемасштабными знаками показаны главнейшие палеоклиматические индикаторы: бокситы, каолинитсодержащие породы, железные руды, меденосность, ледово-морские отложения.

Значительное внимание было уделено разработке единой легенды для магматических и осадочно-вулканогенных комплексов. Прежде всего они разграничены по принадлежности к двум главным палеогеографическим элементам Земли – континентам и океанам. В пределах континентов выделены образования окраинно-континентальных и внутриконтинентальных обстановок, различающихся составом и характером магматических проявлений. На активных континентальных окраинах намечены пояса вулкано-плутонических или преимущественно плутонических ассоциаций, включающих породы известково-щелочной магматической серии. Поскольку окраинно-континентальным 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 окраинно-континентальных поясов, в связи с чем выделены пояса, находящиеся на фазе угасания. Внутриконтинентальные магматические комплексы приурочены к двум палеогеографическим обстановкам. Во-первых, это тыловодужные бассейны вблизи окраинно-континентальных 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, различающихся палеогеографическими обстановками проявления: 1) толеитовые базальты срединно-океанических 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.

Для воссоздания меловых палеогеографических обстановок на активных континентальных окраинах использованы опубликованные палинспастические реконструкции [Атлас литолого-палеогеографических..., 1968; Атлас палеогеографических..., 1992; Казь-

мин и др., 1987; Красилов, 1985; Натальин, Фор, 1991; Парфенов, 1984; Филатова, 1988, 1990, 1995, 1996; Atlas..., 1985; Aubouin, 1990; Audley-Charles et al., 1988; Coira et al., 1982; Dercourt et al., 1985; 1993; Kojima, 1989; Megard, 1987; Suares, 1979; Erdmer, 1991; Van Thournout et al., 1992; Wilson et al., 1991]. Ныне эти окраины представляют собой орогенные пояса со сложной, длительно формировавшейся складчато-покровной структурой, в которой тектонически объединены пластины (террейны) генетически разнородных комплексов, принадлежащих как океаническим (осадочные, офиолитовые и островодужные комплексы), так и окраинно-континентальным образованиям.

В пределах океанов палеообстановки мелового периода выделены 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; Ронов и др., 1989 а, б; Arthur, Dean, 1986; Barron, 1987; Barron et al., 1981; Dercourt et al., 1985; 1993; Emery, Uchupi, 1984; Masse et al., 1993 а, б; Murdmaa et al., Philip et al., 1993 а, б; Scotese et al., 1988; Ziegler, 1982]. Распространение литологических типов осадков в Тихом океане изображено на основании собственных реконструкций авторов с использованием первичных данных глубоководного бурения.

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 карбонатонакопления, на связи пелагических красноцветных глинистых осадков с низкой биопродуктивностью и т.д. Имеющиеся фактические материалы глубоководного бурения на Тихоокеанской плите 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 океанических пелагических и гемипелагических осадков, принимая за наиболее вероятное их симметричное распространение по отношению к предполагаемым осям спрединга. Разумеется, границы между типами осадков нанесены число условно.

Созданные реконструкции позволили восстановить в океанах общую 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 вулкано-плутонических поясов и смежных с ними туловодужных бассейнов с присущими им терригенными или магматическими комплексами. Вместе с тем, необходимо подчеркнуть значительно большую степень достоверности составленных литолого-палеогеографических карт для континентов по сравнению с картами периферийных и центральных зон океанов. На основе литолого-

Рис. 5. Литолого-палеогеографическая карта берриасского века мелового периода

1 – суша; *2–6* – отложения аллювиально-пролювиальных равнин, межгорных впадин, озер, сабх, лагун в аридных зонах: *2* – красноцветные конгломераты, гравелит, 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 зерно-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 красноцветные бескарбонатные; *13–21* – отложения шельфовых и эпиконтинентальных морей: *13* – песчаники, алевролиты, глины, *14* – глауконитоносные, *15* – фосфоритоносные, *16* – турбидиты склонов шельфа и тыловодужных бассейнов, *17* – углеродсодержащие глинистые, глинисто-карбонатные, карбонатно-кремнистые (черные сланцы), *18* – алевролиты, глины, известняки, *19* – глинистые известняки, мергели, *20* – карбонатные платформы, *21* – рифы; *22–25* – отложения подножий склонов континентов, островных дуг и периферийных зон океанов: *22* – турбидиты, *23* – известково-щелочные и толеитовые, а также терригенно-вулканогенные комплексы островных дуг, *24* – глубоководных желобов, *25* – гемипелагические глинистые, карбонатно-глинистые, карбонатные; *26–32* – отложения центральных областей океанов: *26* – пелагические глинистые (красные глины), *27* – пелагические карбонатные и кремнисто-карбонатные, *28* – пелагические кремнистые, *29* – углеродсодержащие глинистые, карбонатно-глинистые, карбонатно-кремнистые, кремнистые (черные сланцы), *30* – карбонатные атоллы, *31* – щелочные и толеитовые базальты внутриплитные, *32* – срединноокеанические хребты с проявлениями толеитовых базальтов; *33* – известково-щелочные магматические породы окраинноконтинентальных вулкано-плутонических ассоциаций; *34* – внутриконтинентальные щелочные и толеитовые базальты и бимодальные ассоциации; *35* – дистальные пеплы; *36* – пояса массивов S-гранитоидов в коллизионных сутурах; *37* – бокситы, бокситсодержащие отложения; *38* – каолиновые глины, каолинсодержащие породы; *39* – железные руды; *40* – границы литологических комплексов и палеогеографических областей

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40

палеогеографических реконструкций, обобщения и систематизации опубликованных данных восстановлены главные черты зонального расположения обстановок аридной и гумидной седиментации на континентах на протяжении меловой эпохи.

3.3. Основные черты палеогеографических преобразований

Меловой период в целом характеризовался очень значительными палеогеографическими преобразованиями, которые выразились не только в расколе и перемещении континентальных блоков и образовании новых океанических пространств, но также в формировании глобальных систем окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов, а в пределах периферийных зон континентов разнообразных и протяженных орогенных областей (рис. 5–16). Меловая палеогеографическая история четко подразделяется на три этапа: неоком-аптский, альб-туронский и коньяк-маастрихтский, которые можно назвать раннемеловым, среднемеловым и позднемеловым.

Палеогеографические особенности раннемеловой истории определялись существованием на Земле трех крупных континентальных масс – Лавразии, Западной Гондваны и Восточной Гондваны, которые относительно устойчиво сохраняли свое местоположение почти на всем протяжении неокома и апта. Лавразия располагалась в Северном полушарии преимущественно севернее 20°–30° с.ш., простираясь вплоть до северных приполярных областей. Западная Гондвана, объединяющая Южную Америку и Африку, находилась главным образом в пределах межтропического пояса между 25°–28° с.ш. и 35°–40° ю.ш. Восточная Гондвана, охватывающая Австралию, Антарктиду и Индию располагалась в Южном полушарии южнее 35°–40° ю.ш., занимая значительные пространства южных приполярных областей. В берриасе Восточная Гондвана представляла собой единый континент. Начиная с валанжина, окончательно в барреме, произошло отделение Индии сначала от Австралии, а затем и от Антарктиды. Отмеченные крупные континентальные массы составляли континентальное полушарие Земли, которое противостояло океаническому, занятому акваторией Тихого океана. Характерной особенностью континентального полушария на протяжении неоком-аптского этапа было противостояние двух континентальных масс – Лавразии на севере и Гондванской группы континентов на юге, разделенных акваторией широтного океана Тетис (рис. 5–9).

Палеогеография океанских бассейнов в раннем мелу определялась развитием геодинамических процессов, заложенных в средней-поздней юре [Пущаровский, Меланхолина, 1992]. Продолжалось расширение и продвижение на запад океана Тетис, который простирался почти на 20 тыс. км от Карибской области на западе до окраин Юго-Восточной Азии и Австралийско-Гвинейской области Восточной Гондваны на востоке. Он подразделяется на Восточный Тетис, охватывавший акваторию между Азиатской частью Лавразии на севере, Индией и Австралией на юге, Центральный (или Средиземноморский), Тетис и Западный Тетис, в пределах которого выделяются Центральная Атлантика (Атлантический Тетис), Мексиканский залив и Карибский сектор [Dercourt et al., 1993]. В начале раннего мела открылся морской проход между Северной и Южной Америкой, что привело к возникновению в Тетисе и Тихом океане глобального западного течения в тропических широтах северного полушария.

Средиземноморский и Западный Тетис представляли собой систему глубоководных бассейнов, окаймленных мелководными перикратонными карбонатными платформами и терригенными шельфами; они разделялись также в некоторых районах группами сравнительно небольших по размерам изолированных карбонатных платформ [Dercourt et al., 1993]. Перикратонные и изолированные карбонатные платформы являлись областями интенсивного биогенного карбонатонакопления и обычно ограничивались с внешней стороны рифогенными карбонатными сооружениями. Нередко такие карбонатные платформы относятся к ургонианскому типу. Перикратонные карбонатные платформы простираются вдоль восточной окраины Африки, восточной и северной Аравии, северного и северо-западного побережья Африки. На южной периферии Лавразии они прослеживаются по окраине Северной Америки, на южном и юго-западном побережье Мексиканского залива, около Балтиморского каньона и на плато Блейк, а так же на северной окраине Тетиса вокруг Иберии и от Пиринейской платформы до Карпато-Балканской области и далее на восток до Эльбурса и Центрального Афганистана. Изолированные карбонатные платформы концентрируются главным образом в двух районах – в Карибской области Западного Тетиса и в пределах Средиземноморского Тетиса. Особенно четко выделяются сближенные

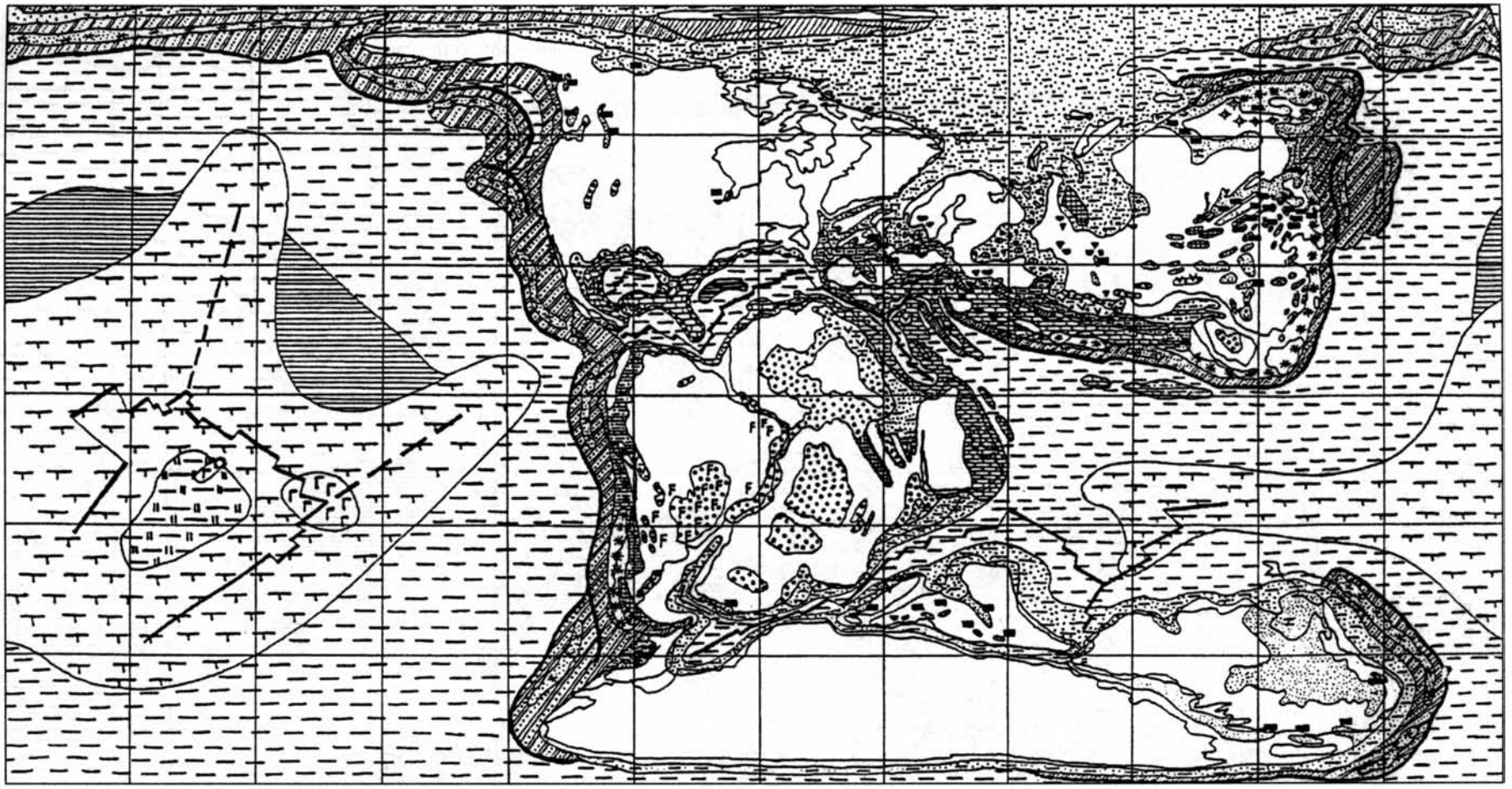


Рис. 6. Литолого-палеогеографическая карта валанжинского века мелового периода
Условные обозначения см. на рис. 5

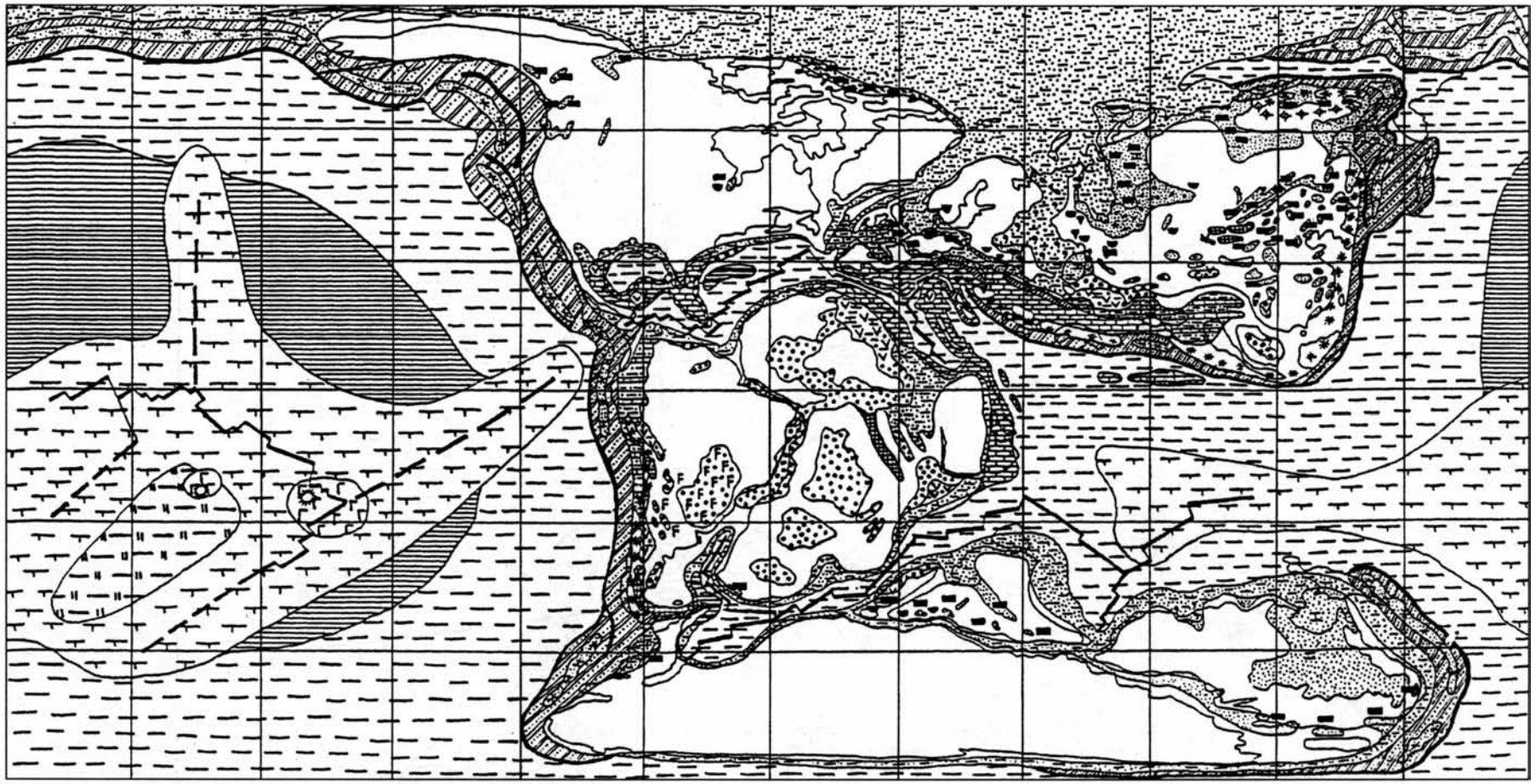


Рис. 7. Литолого-палеогеографическая карта готеривского века мелового периода
Условные обозначения см. на рис. 5

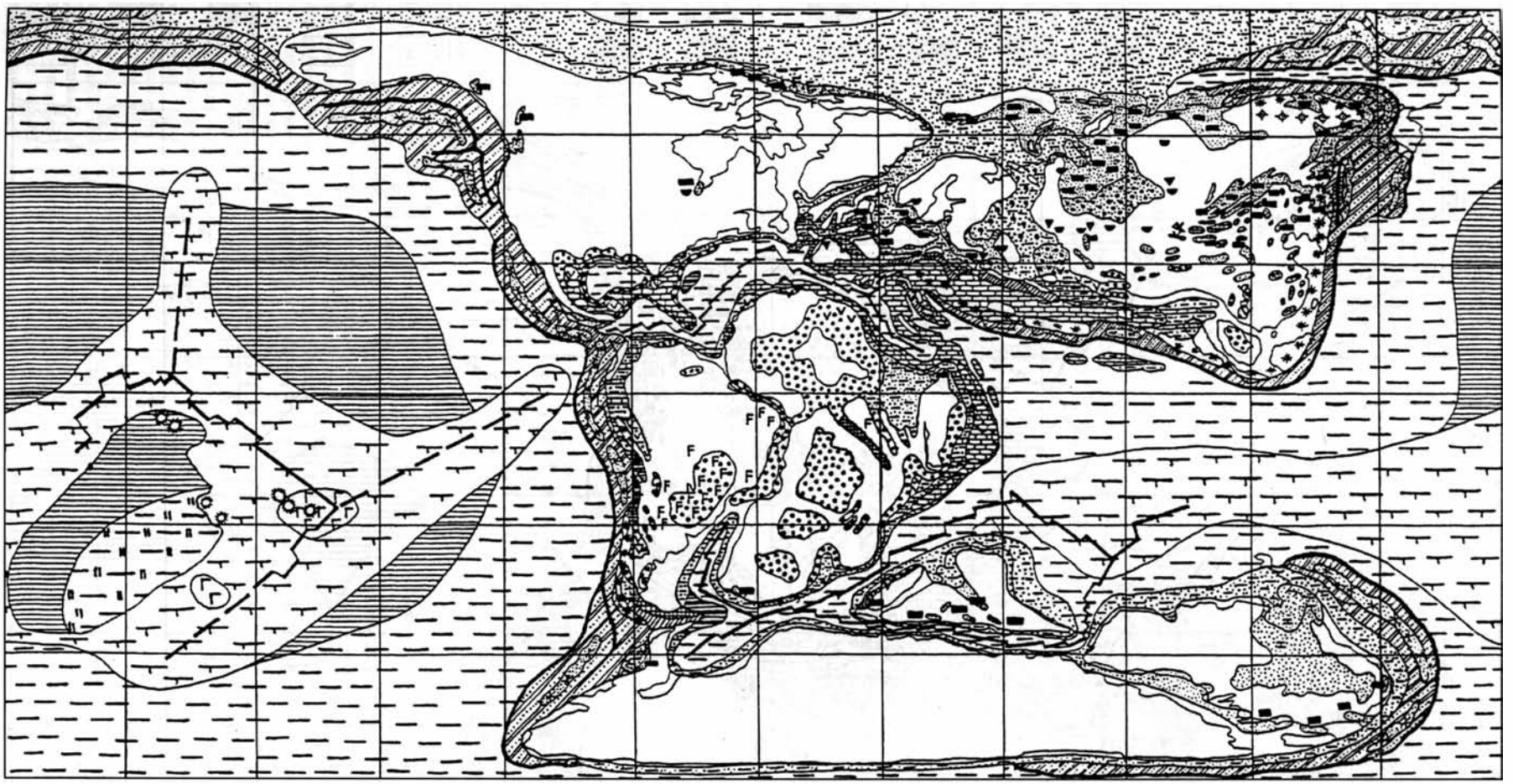


Рис. 8. Литолого-палеогеографическая карта барремского века мелового периода
Условные обозначения см. на рис. 5

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45

группы изолированных карбонатных платформ в Багамской зоне и вблизи восточной окраины Средиземноморского Тетиса, где они почти пересекают Тетис с севера на юг, создавая барьеры западным поверхностным течениям в тропическом поясе северного полушария. Изолированные карбонатные платформы (Аппенинская, Апулейская, Гаврово, Таврская, Мидийская, Богамская, Майя и др.) отделялись друг от друга и перикратонных карбонатных платформ узкими глубоководными бассейнами, в которых накапливались либо мергельно-известковые осадки, обогащенные планктонным органическим веществом и содержащим пелагическую фауну аммонитов, либо гемипелагические и пелагические известняки, выделяемые в фацию Майолика, либо турбидиты.

В центральной Атлантике, Мексиканском заливе и Карибском секторе на всем протяжении первой половины раннего мела преобладали обстановки глубоководной бассейновой седиментации. Здесь накапливались тонкослоистые серые микритовые известняки и мергели, карбонатные гемипелагиты и пелагические известняки [Мурдмаа и др., 1979; Emery, Uchupi, 1984; Tucholke, McCoy, 1986; Schlee et al., 1988; Stephan et al., 1990; Dercourt et al., 1993]. Глубина бассейнов (судя по разности современных гипсометрических уровней глубоководных фаций и одновозрастных мелководных известняков плато Блейк), достигала 3–3,5 км [Мурдмаа и др., 1979; Emery, Uchupi, 1984]. В некоторых районах на северо-западе Атлантического Тетиса, в Мексиканском заливе и в отдельных небольших участках Средиземноморского Тетиса отмечаются обстановки накопления глинисто-карбонатных осадков, обогащенных органическим веществом, наибольшее количество которых приходится на валанжин и готерив.

Предполагается, что глубоководные гемипелагические фации глинисто-карбонатных осадков были распространены также в Восточном Тетисе [Dercourt et al., 1993], хотя прямых сведений об этом обширном океанском бассейне, впоследствии уничтоженном субдукцией и коллизией Индостана с Азией, почти нет.

В течение раннего мела происходило постепенное раскрытие Южного океана, в ходе проникновения на юго-запад спрединга, расколовшего Гондвану на два крупных континентальных блока – Западную и Восточную Гондваны. С валанжина фиксируется начало раскрытия Южной Атлантики в виде узкого залива Южного океана [Scotese et al., 1988]. В узком, но уже относительно глубоководном бассейне Южного океана накапливались преимущественно терригенные и карбонатно-терригенные гемипелагические осадки. В готериве и барреме на западной окраине выделяется ареал черносланцевых отложений, обогащенных органическим веществом [Крашенинников, Басов, 1985; Malumian et al., 1993]. Начиная с баррема, фиксируется отделение Индостана от Антарктиды и здесь появляется зона спрединга, создавшего глубоководный проход – начало раскрытия Индийского океана, на дне которого накапливались гемипелагические терригенные осадки [Patriat, Segoufin, 1988].

Тихий океан представлял собой в раннем мелу обширный глубоководный бассейн по размерам несколько больше современного. Согласно палеореконструкциям [Зоненшайн,

Рис. 9. 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* – глауконитоносные, *15* – фосфоритоносные, *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, *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 окраинноконтинентальных вулкано-плутонических (*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.

Кузьмин, 1992] и имеющимся новым данным, здесь продолжалось развитие четырех крупных литосферных плит (Кула, Фаралон, Феникс и Тихоокеанской) по системе спрединговых хребтов с двумя тройными сочленениями. Достоверные сведения об обстановках осадконакопления получены (в результате глубоководного бурения) только по Тихоокеанской плите, тогда как о других трех плитах, полностью уничтоженных субдукцией, можно судить лишь по разрозненным блокам (террейнам), включенным в аккреционные структуры обрамляющих континентов.

В течение неокома и апта небольшая Тихоокеанская плита, зародившаяся в юре, располагалась в Южном полушарии, в центре пелагической области океана на большом удалении от континентов, что предопределило развитие здесь типичных пелагических фаций, характеризующихся красноцветностью, доминированием биогенного и аутигенного компонентов, отсутствием терригенного материала (кроме тончайшей глины), низким содержанием органического вещества, малыми мощностями и скоростями осадконакопления.

В центральной, наиболее удаленной от осей спрединга части Тихоокеанской плиты, в течение неокома-апта существовала океанская котловина с глубинами, превышающими критическую глубину карбонатонакопления (КГК), где накапливались красноцветные бескарбонатные глинисто-кремнистые (радиоляриевые) осадки. От берриаса до баррема область развития абиссальных пелагических фаций постепенно расширялась за счет спрединга и погружения плиты. В барреме наряду с радиоляритами, выделялись и типичные пелагические глины, в том числе цеолитовые. Вдоль срединных хребтов и на возникших в юре подводных возвышенностях (Дарвина, Шатского, Магеллана), выше КГК, накапливались пелагические карбонатные (нанно-фораминиферовые) илы. В берриасе-валанжине (?) на возвышенности Шатского локально накапливались обогащенные органическим веществом черные кремнистые осадки.

Известно несколько районов активного внутриплитового вулканизма, наиболее крупный из которых возвышенность Дарвина в течение неокома находилась вблизи оси спрединга, по-видимому, в районе тройного сочленения в восточном углу Тихоокеанской плиты. Возникшие там в готериве-барреме вулканические сооружения составляют ныне скопление подводных гор Мид-Пацифик. Вулканы Японской группы гайотов на севере плиты, а также на возвышенности Шатского, были активны, по-видимому, и раньше. В барреме формировались, в результате внутриплитового вулканизма, возвышенности Онтонг-Джава и Хесса. Многие из вулканов поднимались над уровнем океана в виде вулканических островов, а впоследствии (начиная с готерива-баррема) на них возникали атоллы [Sager et al., 1993].

В раннем мелу Тихий океан почти по всей периферии окаймлялся системами островных вулканических дуг, в отдельных регионах сменявшихся по простиранию окраинно континентальными вулканическими поясами. Латеральный ряд структур в зоне перехода океан-континент чаще всего включал глубоководный желоб, преддуговой прогиб с турбидитами, островную вулканическую дугу с вулканитами известково-щелочных и толеитовых магматических серий, а также с терригенно-вулканогенными образованиями, и задуговой прогиб, заполнявшийся турбидитами. Примыкающие к периферическим зонам края континентов характеризовались различными палеогеографическими обстановками. Участки суши здесь перемежались с областями шельфовых морей с песчано-глинистыми, реже терригенно-карбонатными осадками. Кроме того, определенные сектора Тихоокеанского обрамления были заняты цепочками наземных вулканов, составлявших окраинноконтинентальные вулканические пояса. Такие пояса сопровождались преддуговыми прогибами с турбидитовыми или песчано-глинистыми комплексами.

Близ западных берегов Лавразии в первой половине раннего мела, вплоть до баррема включительно, развивалась сложная сегментированная система островных дуг. Глубоководные желоба, сопровождавшие эти вулканические дуги, располагались частично с океанической, частично с континентальной стороны островных дуг. Гирлянды раннемеловых островных дуг близ берегов западной Лавразии развивались еще с юрского периода, а в поздней юре некоторые их сегменты испытали столкновение, объединившись в более протяженные системы. Кроме активных вулканических островных дуг, в раннем мелу на северо-восточной периферии Тихого океана располагалась подводная гирлянда супертеррейна Талкитна, состоящая из фрагментов потухших вулканических дуг палеозойского и раннемезозойского возраста. В первой половине раннего мела происходило постепенное сближение сегментов островных вулканических дуг с краем Лавразии вплоть до аптского века, когда произошла их амальгамация с континентом [Филатова, 1996; Vaughan, 1995]. В юго-восточной периферийной части Тихого океана

в первой половине раннего мела функционировала сложная система островодужных и окраинно-континентальных вулканических поясов (см. рис. 5–8). Северный сегмент этой системы (10°–15° ю.ш.) включал располагавшуюся близ северо-западного края Гондваны (Колумбия, Эквадор, Перу), вулканическую островную дугу, поставлявшую на поверхность лавы бонинитового и толеитового состава [Megard, 1987; Wallrabe-Adams, 1990; Van Thournout et al., 1992]. Южнее, Чилийско-Аргентинская окраина Гондваны характеризовалась гористым ландшафтом. Здесь функционировал вулканический пояс с мощными вулканитами известково-щелочной серии [Coira et al., 1982]. В тылу пояса возник прогиб с толеитовыми и щелочными базальтами [Dalziel et al., 1974; Suarez, 1979]. Этот вулканический пояс продолжался далее на юг в виде Патагонско-Антарктического сегмента. Однако сопровождавший его тыловой прогиб был представлен окраинноморским бассейном, в котором накапливались турбидиты и базальты со свойствами толеитов срединноокеанических хребтов.

На юго-западной периферии Тихого океана, вдоль Новозеландско-Австралийской окраины Гондваны, протягивалась действующая вулканическая островная гряда [Swarko et al., 1983; Lundbrook, 1978], сопряженная с глубоководным желобом (рис. 5–8) и окаймленная узкими зонами турбидитового осадконакопления. Край континента был занят шельфовым морем.

На северо-западе Тихого океана в первой половине раннего мела существовал узкий Южно-Анюйский морской залив, отделивший систему Чукотских континентальных блоков от Колымо-Омолонской части Лавразии. В этом постепенно сужающемся к середине мелового периода морском заливе располагалась извилистая гирлянда островных дуг [Филатова, 1988; 1995], которая смыкалась с ансамблем островных дуг Корякского и Дальневосточного региона северо-западного обрамления палео-Тихого океана [Богданов, Тильман, 1992; Зоненшайн и др., 1990; Натальин, Фор, 1991; Kojima, 1989].

Китайско-Корейская окраина Лавразии в первой половине раннего мела представляла собой гористую сушу с цепочкой наземных вулканов, составлявших протяженный вулканический пояс [Филатова, 1990]. В его тылу располагались впадины с красноцветными эвапоритовыми и нередко угленосными отложениями. Со стороны океана к вулканическому поясу примыкал преддуговой прогиб и глубоководный желоб.

Южная окраина Лавразии, омываемая водами Западного и Восточного Тетиса, с барриаса по баррем включительно характеризовалась единой тенденцией развития. Непосредственно по краю континента протягивалась Понтийско-Закавказская энсиалическая вулканическая островная дуга, в преддуговом, обращенном к океану, прогибе которой накапливались турбидиты. Наиболее фронтальное положение занимал глубоководный желоб, который с внешней стороны примыкал к области гемипелагических и карбонатно-глинистых отложений Тетиса. В тылу Понтийско-Закавказской вулканической дуги располагались возникшие еще в поздней юре Прото-Черноморский и Южно-Каспийский окраинноморские бассейны [Зоненшайн и др., 1987; Казьмин и др., 1987; Dercourt et al., 1993].

Далее на восток, в Тибетском регионе Понтийско-Закавказский энсиалический пояс сменялся островной вулканической дугой, формировавшейся в периферической зоне океана перед южным краем Лавразии и окруженной зонами турбидитонакопления. Еще восточнее, Лавразийская окраина в пределах Индокитайского региона Юго-Восточной Азии представляла собой расчлененную гористую местность с цепочкой наземных вулканитов, которая со стороны океана примыкала к турбидитовому преддуговому прогибу и глубоководному желобу [Wang, Lin, 1986].

Особенностью ландшафтных обстановок юга Лавразии и примыкающей периферической океанической зоны было наличие в последней подводных поднятий с карбонатным и терригенно-карбонатным накоплением (рис. 5–8), которые обычно рассматриваются в качестве фрагментов, отчленявшихся от Африкано-Аравийской плиты. Эти блоки-поднятия (Центрально-Африканский, Памирский, Южно-Тибетский) в первой половине раннего мела постепенно приближались к краю Лавразийского континента, а в аптское-альбское время испытали коллизию с последним [Allegre et al., 1984].

Рассмотренные обстановки на активных окраинах Гондваны и Лавразии существовали до рубежа 110–105 млн лет, который характеризовался резкой реорганизацией литосферных плит [Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Филатова, 1996; Книппер, 1985; Хаин, Балуховский, 1993]. На протяжении середины мелового периода (альба, сеномана и турона) на Земле сохранялось типичное для позднего мезозоя противостояние двух континентальных масс – Лавразии на севере и Гондванской группы континентов на юге, разделенных акваторией широтного Тетиса (рис. 10, 11, 12). Восточная

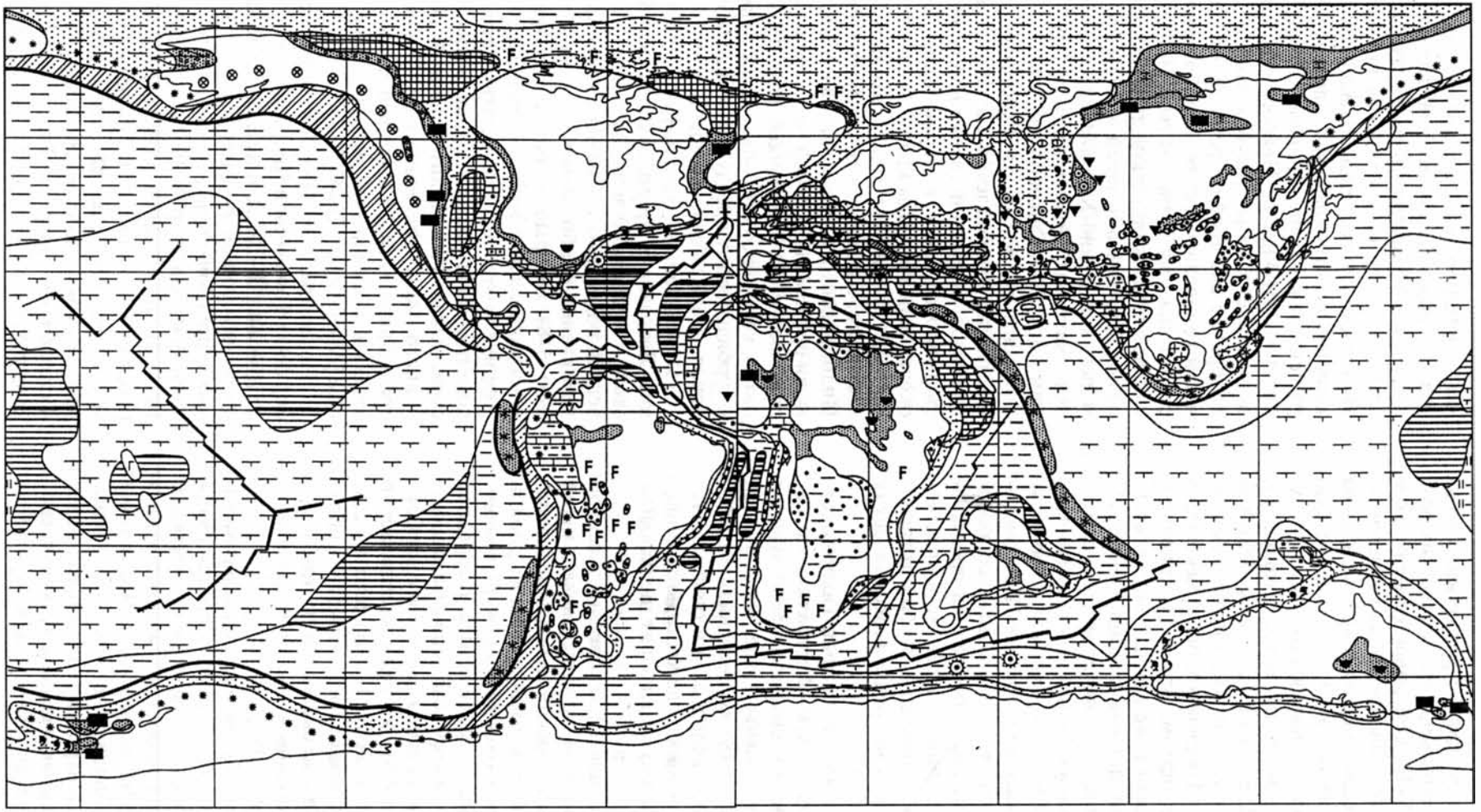


Рис. 10. Литолого-палеогеографическая карта альбского века
Условные обозначения см. на рис. 9

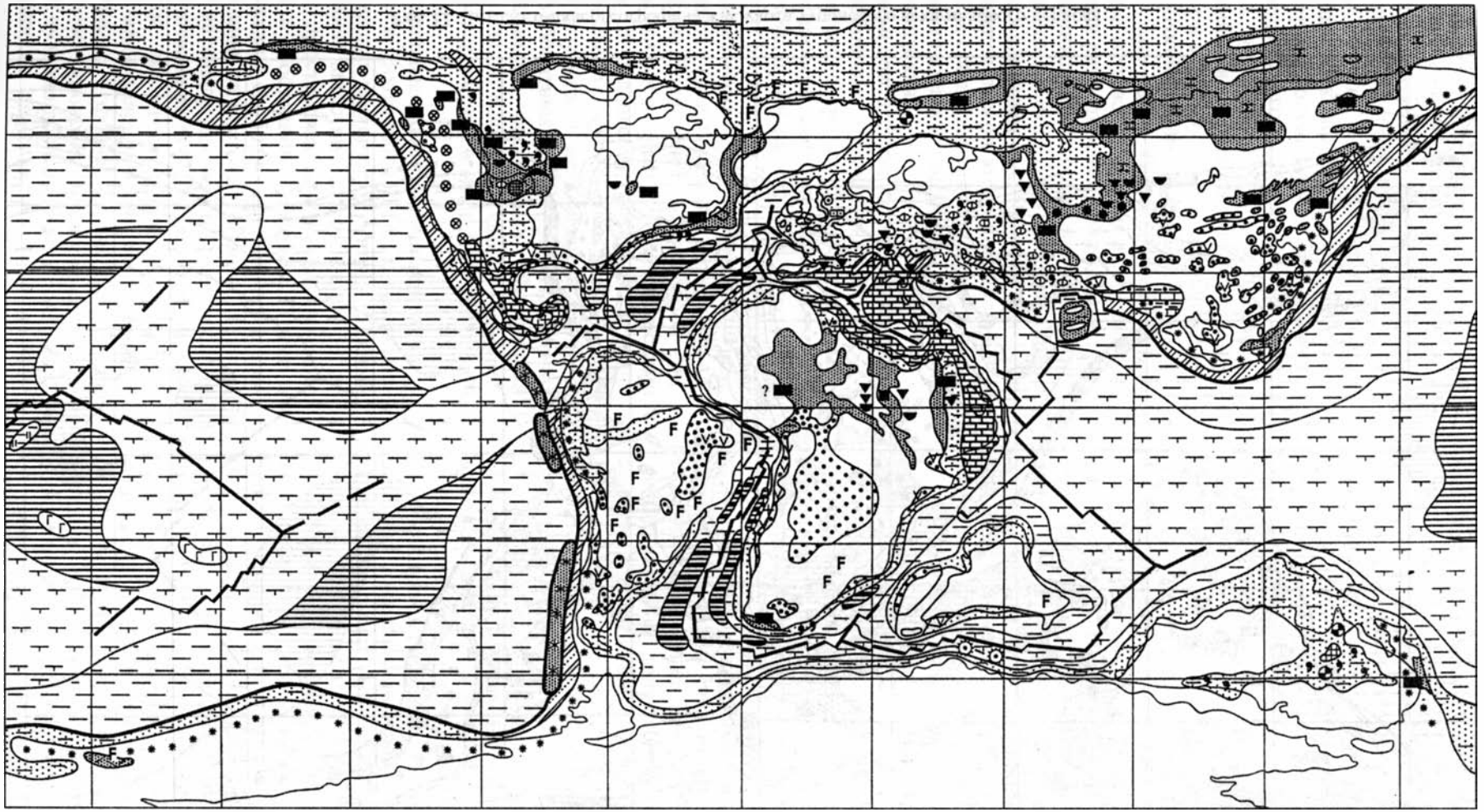


Рис. 11. Литолого-палеогеографическая карта сеноманского века мелового периода
Условные обозначения см. на рис. 9

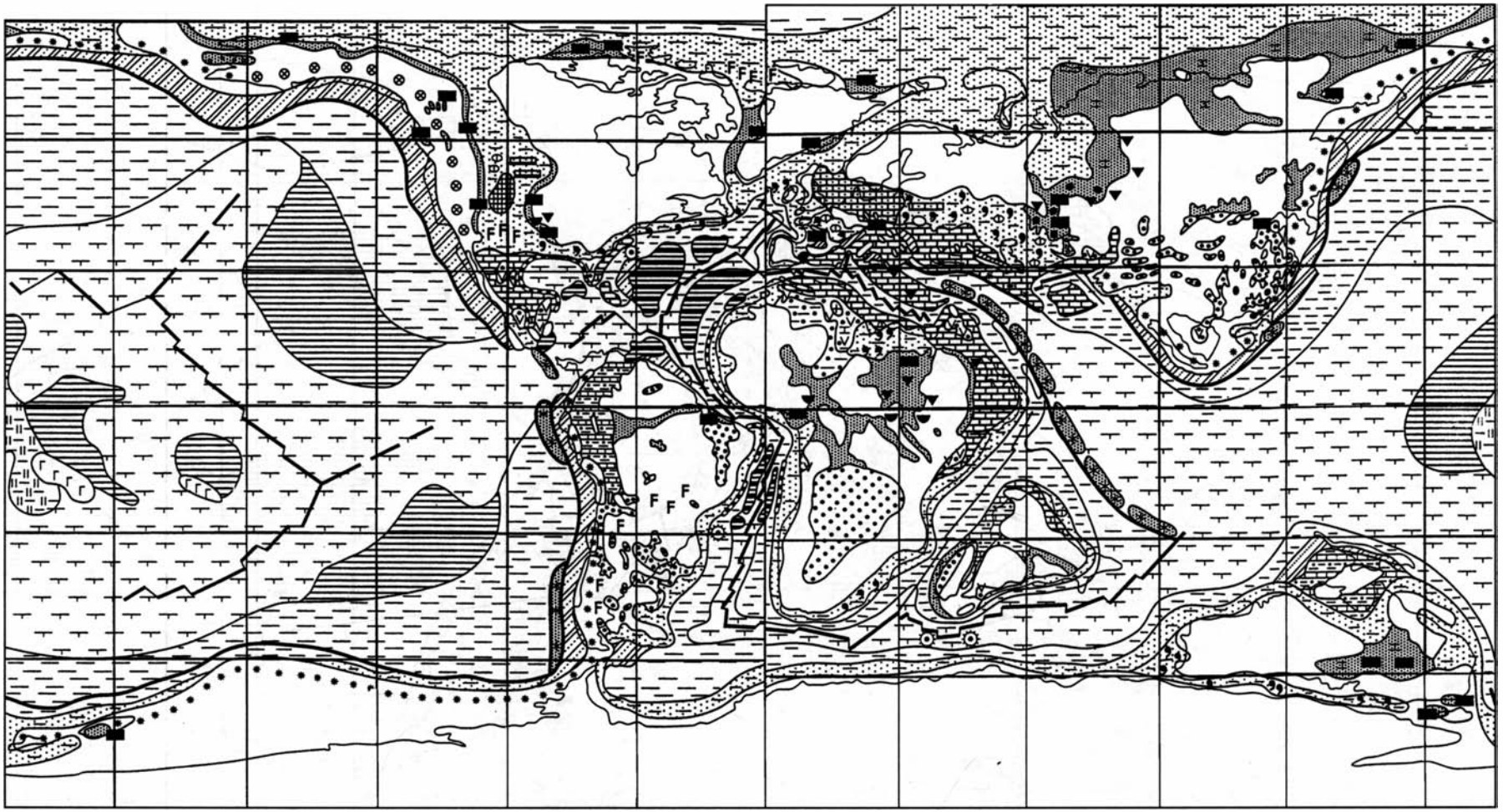


Рис. 12. Литолого-палеогеографическая карта туронского века мелового периода
Условные обозначения см. на рис. 9

Гондвана продолжала находиться в средних и высоких широтах южного полушария, преимущественно южнее 40–45° ю.ш. Западно-Гондванские континенты по-прежнему 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 альбское время в связи с формированием Южно-Атлантического океана и его соединением с Атлантическим Тетисом произошел раскол этого континента, что повлекло за собой ряд значительных изменений в особенностях размещения обстановок осадконакопления.

Среднемеловой Тетис по-прежнему представлял собой систему соединяющихся друг с другом океанических, глубоководных и мелководных морских бассейнов, образующих обширный пояс, протягивающийся более чем на 20 000 км от Карибского региона на западе до Индонезии на востоке, где произошло соединение Тетиса с Тихим океаном. Западный (Атлантический) Тетис представлял собой симметричный океан со срединно-океаническими хребтами. 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.

Значительные акватории Западного, Центрального и Восточного Тетиса располагались в пределах тропического пояса. Южный океан занимал широтное положение (от 30° 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-туронских окраинно-континентальных и вулкано-плутонических 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 комформно структурам океанов Тихого и Тетиса, в целом составляя их обрамление. На предшествующем (поздненеоком-аптском) этапе континентальные окраины Тихого океана и севера Тетиса испытали интенсивные орогенические движения в связи с причленением 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 трансгрессия на континентах.

В южной части Тихоокеанской плиты, на месте "горячей точки" предполагаемого супервала Дарвина в альбе-сеномане продолжался активный субщелочной базальтовый (внутриплитный) магматизм, приведший к формированию систем подводных гор Мид-Пафицики 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 центральных районах Лавразии. На севере этого континента крупнейшие эпиконтинентальные моря (Западно-Сибирское, Баренцево, Лено-Вилюйское, 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.

Коньяк-маастрихтский этап позднего мела был переходной зоной от мезозойской к кайнозойской глобальной палеогеографической организации на Земле. Палеотектоническая и палеогеографическая асимметрия Земли определяла своеобразие многих палеогеографических преобразований, которые происходили в океаническом и континентальном полушариях на протяжении позднемеловой эпохи.

Континентальное полушарие характеризовалось мозаичным расположением континентов, разделенных акваториями океанов субширотного и субмеридионального простирания. Здесь, в свою очередь, сохранялась типичная для мелового периода палеогеографическая асимметрия, выраженная противостоянием громадного Лавразийского континента, расположенного главным образом в средних и высоких широтах Северного полушария, с одной стороны, и разрозненных гондванских континентов Южной Америки, Африки, Индостана и Восточной Гондваны преимущественно в Южном полушарии, с другой (рис. 13–16). Разделяющим элементом между этими асимметричными палеогеографическими секторами продолжал служить океан Тетис, простирающийся в субширотном направлении вблизи северного тропического и субтропического пояса.

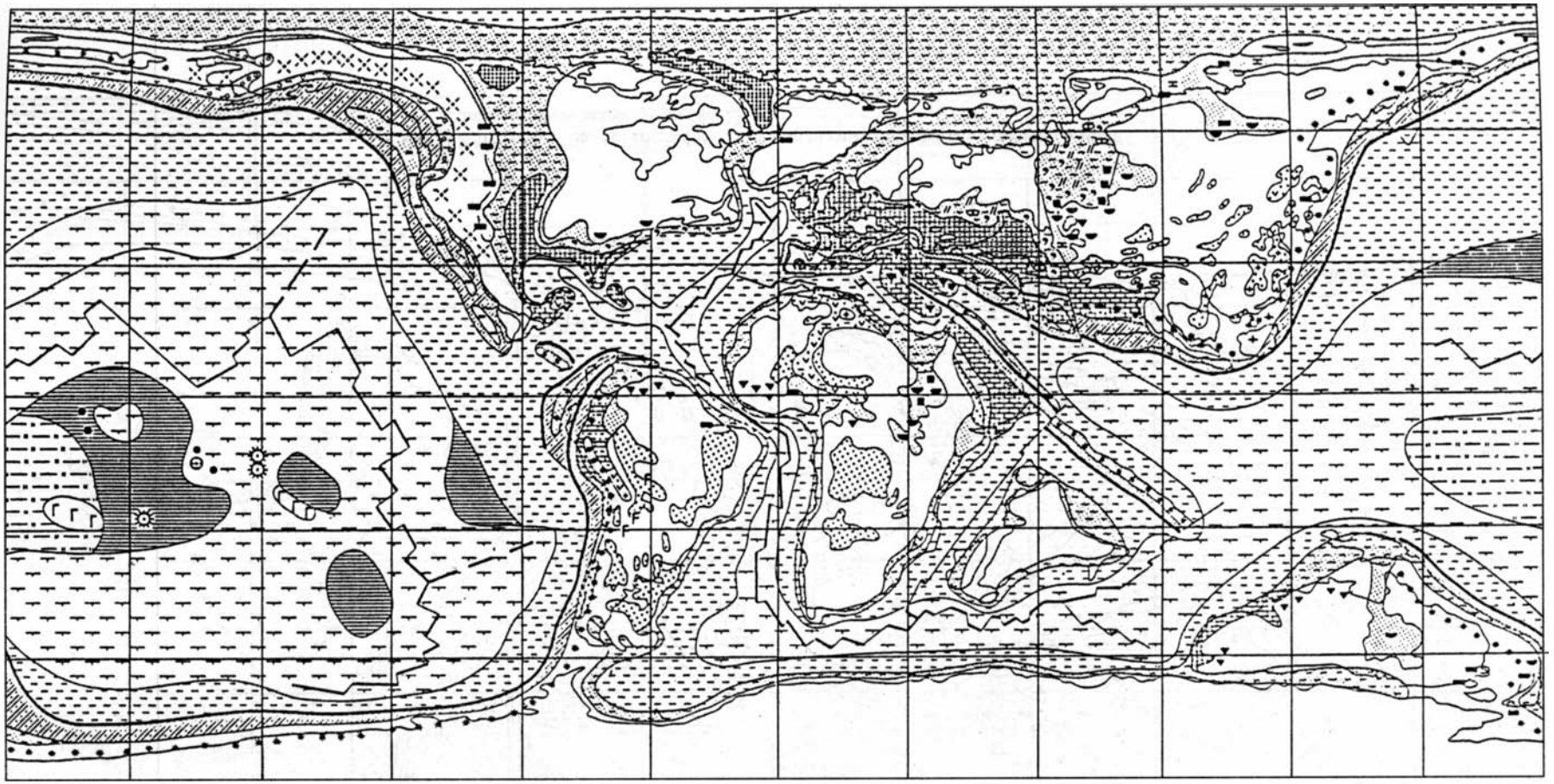
На всем протяжении позднемеловой эпохи в Южном полушарии происходило прогрессирующее расширение Южной Атлантики и Южного океана [Крашенинников, Басов, 1985; Хаин, Балуховский, 1993; Barron, 1987; Emery, Uchupi, 1984; Golonka et al., 1905]. Ширина Южно-Атлантического океана в крайних южных районах увеличилась почти на 2000 км (от 3500 км в коньякском веке до более чем 5500 км в маастрихтском), а в северных районах приблизительно на 1200 км, достигнув в маастрихтском веке около 2500 км. Одновременное расширение Северной Атлантики привело к установлению все более свободных связей между Южной и Северной Атлантикой и к формированию единого субмеридионального Атлантического океана. Южный океан простирался вблизи 60° ю.ш. от Южно-Американского континента на западе до Австралийского на востоке, занимая пространство между Антарктидой, Африкой и Индостаном. Его ширина колебалась от 2000–2500 км до 3000–3500 км. В центральной своей части Южный океан соединялся глубоководным Мозамбик-Сомалийским проливом с Восточным Тетисом, а на востоке – свободно открывался в Гималайско-Индонезийский Тетис и Тихий океан.

В кампанском веке произошло отделение Австралии от Антарктиды в результате проникновения на юго-восток и восток оси спрединга, создавшего еще один глубоководный проход, который соединил Тихий и Южный океан [Veevers, 1984; Patriat, Segoufin, 1988; 1988; Scotese, 1991]. К этому же времени приурочено отделение Новой Зеландии от Австралии, а также Мадагаскара от Индостана.

В Северном полушарии на территории Лавразии в это же время продолжались

Рис. 13. Литолого-палеогеографическая карта коньякского века позднего мела

1–5 – отложения аллювиально-пролювиальных равнин, межгорных впадин, озер, сабх, лагун в аридных зонах: *1* – красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, *2* – красноцветные и пестроцветные песчаники, алевролиты, глины, *3* – песчаники, алевролиты, глины с гипсом (ангидритом), *4* – гипсоносные карбонатные и терригенно-карбонатные, *5* – соленосные; *6–11* – отложения аллювиальных и озерно-болотных равнин, межгорных впадин, приморских равнин, временами заливавшихся морем, и лагун в гумидных зонах: 6 – сероцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, *7* – сероцветные песчаники, алевролиты, глины, *8* – карбонатно-терригенные, *9* – терригенные угленосные (внутриконтинентальные), *10* – карбонатно-терригенные угленосные (приморские), *11* – терригенные красноцветные бескарбонатные; *12–23* – отложения шельфовых и эпиконтинентальных морей: *12* – конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, *13* – песчаники, алевролиты, глины, *14* – глауконитоносные, *15* – фосфоритоносные, *16* – турбидиты склонов шельфа и тыловодужных прогибов, *17* – углеродсодержащие глинистые, глинисто-карбонатные, карбонатно-кремнистые (черные сланцы), *18* – алевролиты, глины, известняки, *19* – глинистые известняки, мергели, *20* – карбонатные мелководные (карбонатные платформы), *21* – рифы, *22* – писчий мел, *23* – опоки; *24* – суша; *25–29* – отложения подножий склонов континентов, островных дуг и периферийных зон океанов: *25* – турбидиты, *26* – терригенные на поднятиях периферийных зон океанов, *27* – известково-щелочные и толеитовые, а также терригенно-вулканогенные комплексы островных дуг, *28* – глубоководных желобов, *29* – гемипелагические глинистые, карбонатно-глинистые, карбонатные; *30–37* – отложения центральных областей океанов: *30* – пелагические глинистые и карбонатно-глинистые (красные глины), *31* – пелагические карбонатные и кремнисто-карбонатные, *32* – пелагические кремнистые, *33* – углеродсодержащие глинистые, карбонатно-глинистые, кремнисто-карбонатные, кремнистые (черные сланцы), *34* – внутриокеанические острова: карбонатные атоллы (*а*), вулканические – щелочные и бимодальные ассоциации (*б*), *35* – гайоты: обнаженные с фосфатными и железомарганцевыми хардграундами (*д*), покрытые пелагическими карбонатными илами, *36* – щелочные и толеитовые базальты внутриплитные, *37* – толеитовые базальты срединно-океанических хребтов; *38* – известково-щелочные магматические породы окраинно-континентальных вулкано-плутонических ассоциаций; *39* – внутриконтинентальные щелочные и толеитовые базальты и бимодальные ассоциации; *40* – угасающие вулканические пояса; *41* – дистальные пеплы; *42* – угасающие плутонические пояса; *43* – гранитоиды в орогенических поясах; *44* – габброиды и базальтоиды в орогенических поясах; *45* – угленосность; *46* – бокситы; *47* – каолинитовые глины; *48* – железные руды; *49* – границы литологических комплексов и палеогеографических областей.



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
21 22 23 24 25 26 27 28 29 30
31 32 33 34 35 36 37 38 39 40
41 42 43 44 45 46 47 48 49

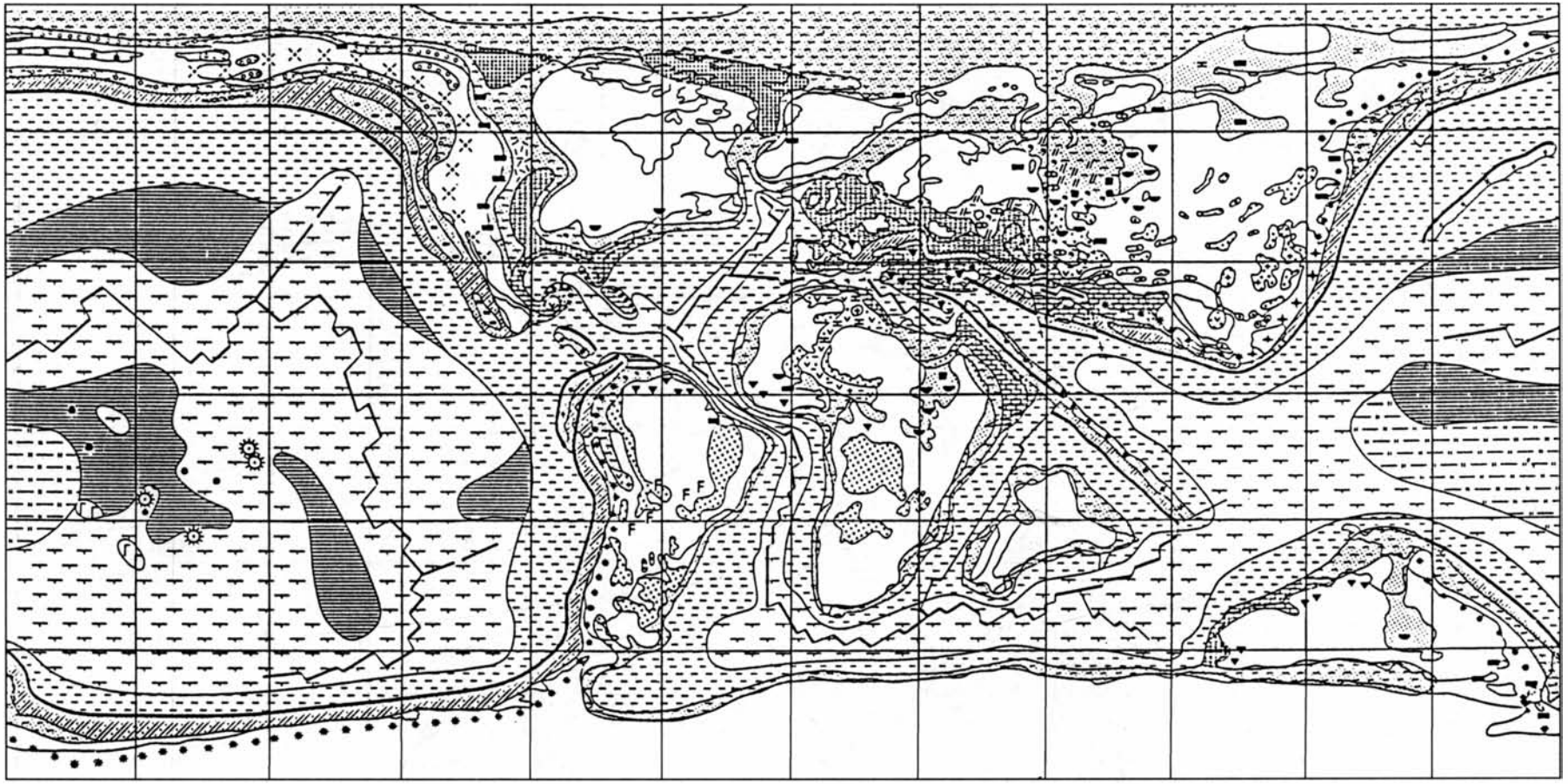


Рис. 14. Литолого-палеогеографическая карта сантонского века позднего мела
Условные обозначения см. на рис. 13

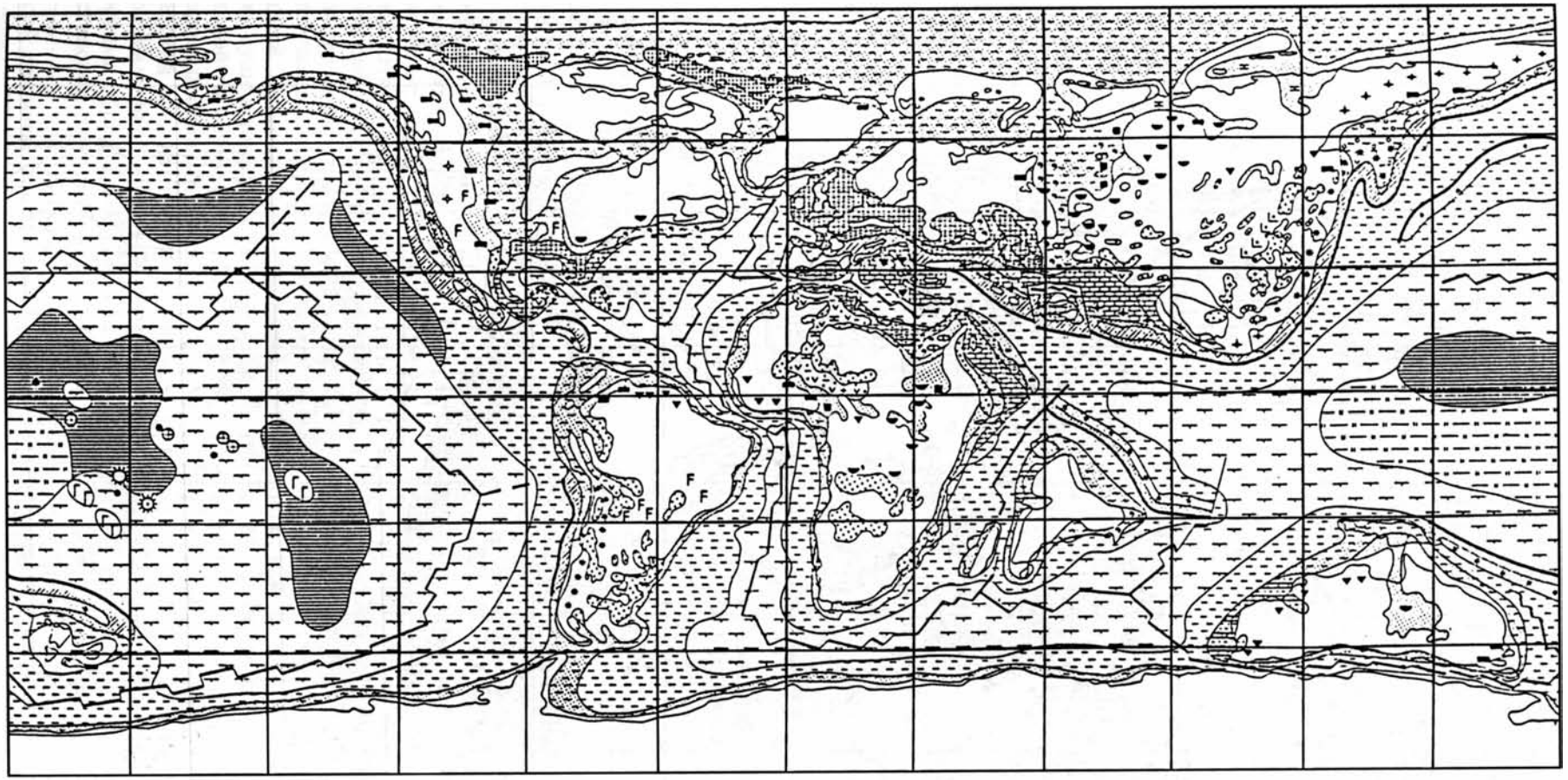


Рис. 15. Литолого-палеогеографическая карта кампанского века позднего мела
Условные обозначения см. на рис. 13

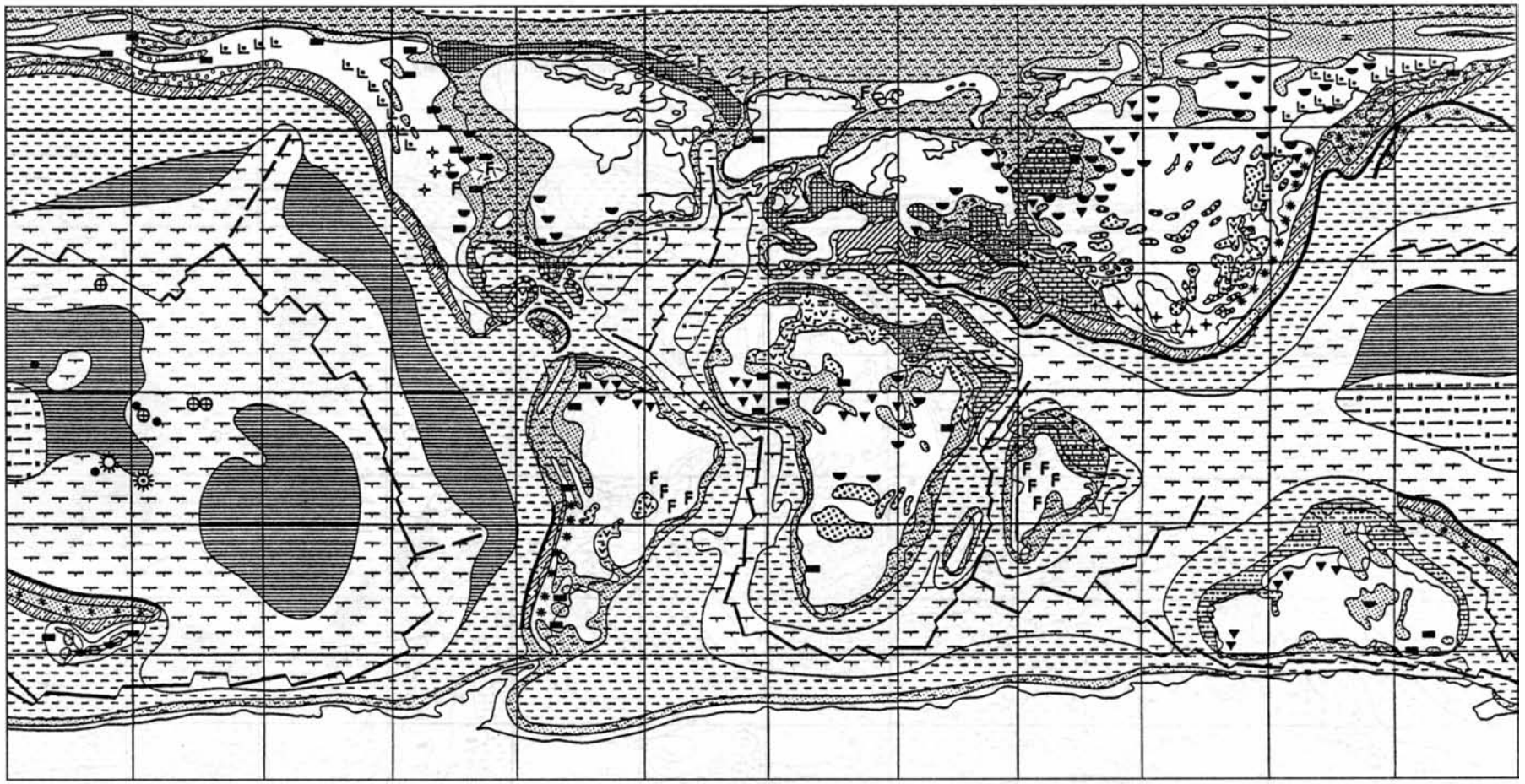


Рис. 16. Литолого-палеогеографическая карта маастрихтского века позднего мела
Условные обозначения см. на рис. 13

радиальные погружения, вдоль которых формировались эпиконтинентальные моря субмеридионального или близкого к нему направления, разделившие Лавразийский континент на ряд изолированных блоков суши. На западе на всем протяжении второй половины позднемеловой эпохи сохранялся Западный Внутренний морской бассейн, соединявший Карибскую зону Тетиса с Амеразийским океаном; он отделял горную сушу Скалистых гор, протягивающуюся вдоль западной периферии Северо-Американской окраины Лавразии, от Канадской низменности. В центральных районах Лавразии между Канадской сушей и Гренландией, а также между Гренландией и Балтией продолжали существовать Лабрадор-Баффинов и Норвежский морские проливы, связывающие Северную Атлантику с Амеразийским океаном. В восточных районах Лавразийского континента всегда располагалось далеко вдающееся в сушу Западно-Сибирское море, которое на юге через Тургайский пролив периодически соединялось с эпиконтинентальными морями, связанными с Тетисом. На востоке Лавразии находилась громадная область суши – Ангарида, восточные и южные окраины которой представляли горные системы, а северные и западные – низменные равнины. За время от коньякского до маастрихтского веков огромные пространства северных и южных районов Лавразии, наряду с отмеченными сумберидиональными морскими проливами, по прежнему представляли собой обширные эпиконтинентальные моря. Южные их окраины занимали связанные друг с другом Североморское, Польско-Литовское, Центрально-Европейское, Восточно-Европейское, Прикаспийское, Туранское и Афгано-Пакистанское моря, а вдоль северной окраины протягивались Свердрупское, Северо-Гренландское, Баренцевское, Карское и другие шельфовые и эпиконтинентальные моря. Лавразийский континент был более чем на 40% покрыт морями. Этим он существенно отличался в палеогеографическом отношении от всех южных континентов гондванской группы, значительная часть которых почти постоянно являлись сушей. Только на севере Африки периодически существовал Транс-Сахарский пролив, в какой-то мере сходный с аналогичными морскими проливами Лавразии. Однако Транс-Сахарский пролив находился в тропической и приэкваториальной зонах и здесь, наряду с морскими обстановками, нередко возникали обстановки эвапоритовой седиментации.

Во второй половине позднего мела, начиная с кампанского века, произошел ряд важных палеогеографических преобразований, которые привели к принципиальным изменениям в конфигурации и протяженности мелового Тетиса. Связаны они были с формированием Атлантики, как единого океана субмеридионального простирания. Северная Атлантика в это время по всем своим палеотектоническим и палеогеографическим параметрам объединилась с Южно-Атлантическим океаном в одну глобальную океаническую акваторию. Ширина Северной Атлантики достигла 5000 км и она представляла собой океанографический глубоководный барьер, изолировавший Карибскую область от Средиземноморской. Именно поэтому Северная Атлантика в конце позднего мела уже могла не являться составным элементом Тетиса, а была структурой Атлантического океана, разделившей меловой широтный Тетис на две изолированные и самостоятельные неравные части: западную – Карибскую и восточную, охватывающую Средиземноморский, Восточный и Гималайско-Индонезийский Тетис. Только эту восточную часть, начиная со второй половины позднего мела следует, по-видимому, считать собственно Тетисом.

Тихий океан, охватывающий океаническое полушарие Земли, представлял собой во второй половине позднего мела обширный глубоководный океанический бассейн, свободно сообщавшийся через широкий проход с Тетисом и Южным океаном на западе, и имевший ограниченную связь с Карибской областью и Атлантикой на востоке.

Преобладающую центральную часть ложа Тихого океана к этому времени заняла Тихоокеанская плита, постепенно расширяющаяся в ходе спрединга. Граничащие с ней плиты Кула (на севере), Фаралон (на востоке) и Феникс (на юго-востоке) сокращались в результате субдукции. На Тихоокеанской плите, и, вероятно, на соседних океанских плитах, с коньяка до маастрихта постепенно расширялись и углублялись океанские котловины с абиссальными глубинами (ниже КГК), достигавшими 4–5 км, что нашло отражение в расширении ареалов распространения бескарбонатных глинистых и кремнисто-глинистых осадков. Наряду с ранее существовавшей Центральной котловиной, появилась Южная, на дне которой развивалось поле красноцветных пелагических глин – индикаторов низкой биопродуктивности ("океанских пустынь"). В Центральной котловине, постепенно смещающейся на север, были развиты два абиссальных фациальных комплекса: пелагических глин и глинисто-радиоляриевых осадков. По имеющимся отрывочным данным, кремнистые осадки

тяготели к юго-западной приэкваториальной части котловины, где к маастрихтскому веку сформировался субширотный пояс кремненакопления, возможно, связанный с системой вышеупомянутого циркумтропического течения. На срединно-океанских хребтах на внутриплитовых возвышенностях (выше КГК) накапливались пелагические карбонатные осадки.

Продолжалась миграция на север подводных гор Мид-Пацифик, которые во второй половине позднего мела достигли экваториальной зоны и погрузились на глубину нескольких сотен метров, превратившись в гайоты. На вершинах гайотов, омываемых придонными течениями, существовали условия неотложения или крайне ограниченного накопления пелагических осадков (сильно конденсированные разрезы); формировались фосфатные и железо-марганцевые хардграунды. На возвышенности Дарвина, к юго-востоку от гор Мид-Пацифик, продолжалась вулканическая деятельность и формировались новые подводные горы нынешнего архипелага Маршалловых островов.

В коньяк-маастрихтском этапе увеличение ширины Атлантического океана [Зоненшайн, Кузьмин, 1992] способствовало тектонически спокойному и стабильному режиму на континентальном его обрамлении с формированием по его периферии сравнительно узкой полосы мелководных терригенных отложений, сменявших в сторону океана гемипелагическими глинистыми и карбонатно-глинистыми комплексами. В противоположность этому, в пределах Тихого океана и Тетиса происходило сближение океанских плит с обрамляющими континентами, что предопределило совсем иные ландшафты в зоне перехода континент-океан.

Большой сложностью обладала зона сочленения континентов с Тихим океаном. Северо-восточная периферическая область во второй половине позднего мела характеризовалась сочетанием субдукции океанических плит под Северо-Американский континент со сдвиговыми перемещениями [Monger et al., 1982; Frazier, Schwimmer, 1987; Plafker et al., 1989; Livaccari, 1991; Undershultz, Erdmer, 1991]. В коньяк-сантонское время в периферической зоне океана протягивался ряд узких подводных гряд с относительно мелководным терригенным осадконакоплением. Они представляли собой террейны, наиболее обширным из которых был террейн Талкитна. Эти гряды с континентальной и океанической стороны были ограничены прогибами с турбидитовым осадконакоплением. Прогиб, расположенный к востоку, обычно рассматривается в качестве краевого по отношению к Северо-Американскому континенту. В горах Врангеля и Толкитна мощность коньяк-кампанского флиша составляет 1000 м [Plafker et al., 1989]. Аналогичный флиш известен и южнее, на западе Калифорнии [Хаин, Белуховский, 1993]. Последующие сдвиговые перемещения вызвали миграцию к северу террейна Талкитна и соответствующей гряды. В кампане произошло причленение последней к западному краю Северной Америки.

Западный край Северо-Американского континента во второй половине позднего мела характеризовался перманентным воздыманием с формированием горной системы Кордильер. Горообразовательный процесс наиболее интенсивным был в кампанском и маастрихтском веках, что нашло отражение в осадках синорогенных бассейнов, с востока примыкавших к Кордильерам. На Аляске в пределах Кордильер, вдоль сдвигов возникли небольшие, но многочисленные бассейны континентального осадконакопления.

Во второй половине позднего мела на западе Северной Америки происходило затухание окраинно континентального плутонического пояса, функционировал он, судя по дискретности датировок магматических пород, пульсационно, на фоне непрерывного подъема края континента и перемещения масс горных пород по надвигам на восток и по сдвигам вдоль границы континент-океан.

Формирование в кампане-маастрихте орогенного пояса ларамид (соответствующей горной системе Кордильер) привело к смене характера магматизма и появлению мусковитовых гранитоидов на территории Калифорнии. В ходе дальнейшего развития ларамийского орогенеза, в зонах сдвигов произошли излияния базальтов [Plafker et al., 1989].

В юго-восточной периферической области Тихого океана и на западе Южной Америки в позднемеловое время выделялось три сегмента (северный, центральный и южный), имевших определенные различия в истории развития. Наибольшей спецификой обладал северный, Венесуэльско-Эквадорский сегмент, где в позднем мелу реконструируется синхронное формирование периокеанического островодужного и окраинноконтинентального вулканических поясов [Van Thtournout et al., 1992; Desmer, 1994 и др.]. В ларамийскую орогению, начавшуюся здесь еще в кампане и продолжающуюся до раннего палеогена включительно, произошло шарьирование островодужного пояса на континент. Это привело к наращиванию северо-западной окраины

Южно-Американского континента с формированием покровно-надвигового лармийского орогенетического пояса, который был представлен мощным горным сооружением Анд. Перед его фронтальным восточным краем возник синорогенный бассейн с мощным терригенным осадконакоплением. На кампан-маастрихтском этапе северо-западный периферический край Южно-Американского континента был вовлечен в морское осадконакопление без сколько-нибудь существенного проявления вулканизма.

Центральный сегмент запада Южной Америки характеризовался развитием Арауканского окраинноконтинентального вулканического пояса, формирование которого началось после перуанской (австралийской) орогении. К западу от центрального сегмента пояса Анд располагалась зона поднятий Берегового хребта, а также преддуговой прогиб с терригенно-вулканогенными отложениями. К востоку протягивалась зона поднятий, к которой восточнее примыкала субмеридиональная цепочка тыловодужных бассейнов с континентальным осадконакоплением и вулканитами. В эту цепочку входят Субандийские и Андийские бассейны Боливии и Перу, а также бассейны Чако-Параненсе и Салта Аргентины.

Окраинноконтинентальный вулканический пояс центрального сегмента развивался в течение всего позднего мела. В коньякском и сантонском веках он имел продолжение в пределы южного сегмента Южной Америки и далее по краю Антарктиды. В южном сегменте, восточнее вулканического пояса, располагалась горная цепь, к которой с востока примыкал Магелланов краевой бассейн. Эта возникшая в позднем альбе зональность южного сегмента запада Южной Америки просуществовала до кампана. Ларамийская орогения привела к подъему края континента, затуханию вулканического пояса, а также к перемещению к востоку Магелланова бассейна.

На северо-западной и западной периферии Тихого океана по краю Азиатского континента на протяжении второй половины позднего мела протягивалась цепочка действующих вулканов, составлявших в совокупности протяженный окраинноконтинентальный вулканический пояс, который распадался на ряд несколько разновременно функционировавших сегментов: Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский, Катазиатский. Последний сегмент включал как вулканиты приморской части Китая, так и аналогичные образования юга Кореи и севера Японии, ныне разобщенные Японским морем [Филатова, 1990; Chang, 1995]. Окраинно-континентальный вулканический пояс сопровождался глубоководным желобом.

Внутренний, прилежащий к континенту, склон желоба имел зональное строение. Непосредственно вдоль континента тянулась широкая полоса мелководного моря, изобиловавшего островами и островными грядами. В начальные этапы второй половины позднего мела здесь накапливались флишоидные толщи, которые позднее сменились грубообломочными олистостромо-молассовыми комплексами [Филатова, 1995; 1996]. Далее в сторону океана, на глубоководном склоне желоба накапливались мощные турбидиты. К ним относятся толщи верхнего мела запада о. Сахалин, а также отложения зон Симанто и Хидака Японии [Kimura et al., 1990]. В периокеанической области располагался ансамбль островных вулканических дуг и окраинных морей [Зоненшайн и др., 1990], одним из сегментов которого была Ирунейская островная дуга. Во времени этот ансамбль перемещался в сторону континента и примкнул к нему в маастрихтском веке [Филатова, 1988; Богданов, Тильман, 1992; Парфенов, 1994]. Фрагменты островных дуг в виде тектонических покровов известны на п-ве Камчатка и на о-ве Сахалин [Пущаровский, Меланхолина, 1992], а также на востоке о-ва Хоккайдо [Kimura, Kensaku, 1986; Maruyama, Seno, 1986 и др.].

На кампан-маастрихтском этапе реорганизация океанических плит в северо-западной и западной периферических частях Тихого океана отмечается многими авторами. Территория Охотского моря представляла в это время поднятую область мелководного моря и надводных гряд, по южному краю которой протягивался вулканический пояс [Maruyama, Seno, 1986]. На окраине континента этот временной интервал характеризовался возникновением впадин бассейнов "pull-apart", в которых накапливались угленосные терригенные отложения. Такие впадины, нередко имеющие форму полуграбенов, известны в Китае, а в последние годы обнаружены и в Японии [Okada, Sakai, 1993]. Движения по разломам, к которым приурочены эти бассейны, привели также к формированию цепочек сравнительно небольших, но многочисленных базальтовых плато [Филатова, 1988].

Что касается юго-западной периферической области Тихого океана, то значительные события здесь пришлись на конец позднего мела. Если в коньякское и сантонское время на Австралийско-Антарктической окраине формировался вулканический пояс, то в кампане началось раскрытие океанического бассейна между Австралией и Антарктидой, а

также развитие Тасманова моря, ограниченного со стороны Тихого океана островной вулканической дугой [Veevers, 1984; Scotese et al., 1988].

В Тетическом регионе в позднем мелу произошло принципиальное изменение в движении плит: Евразия и Африко-Аравия вместо южного дрейфа начали двигаться на север. Происходило раскрытие Бискайского залива, а также отделение Апулии от Африки. Осуществлялась также южнонаправленная субдукция океанической плиты бассейнов Восточных Карпат и Балкан, сопровождавшаяся формированием вулканического пояса по северному обрамлению Тетиса [Казьмин и др., 1987].

Восточное продолжение позднемелового пояса находится в северо-западном Эльбурсе. Далее на восток известково-щелочные вулканиты пояса известны в виде тектонических фрагментов в офиолитовой зоне Мекрана, расположенной между впадинами Джаз Мурман на севере и зоной Баджан-Дурган на юге. Еще восточнее вулканиты мелового возраста развиты в Афганистане.

В начале коньякского века в южной части Тетиса возникла Кипрская энсиматическая островная дуга [Dercourt et al., 1985; Книппер, 1985]. Восточнее, в интервале 90–75 млн лет назад, на Индийской плите сформировалась внутриокеаническая островная дуга Кохистан [Bard, 1983] или Драс, к югу от которой располагался глубоководный желоб. В пределах дуги шло излияние толеитов, а в преддуговом прогибе накапливались вулканогенные комплексы.

В самом конце мела и на рубеже мела-палеогена регион Тетиса испытал интенсивный тектогенез (синхронный в целом ларамийскому), в ходе которого произошло закрытие южной ветви Восточного Тетиса и коллизия Африки с Евразией. Осадочное выполнение Альпийского и Карпатско-Панонского бассейнов были дислоцированы. Прекратился позднемеловой субдукционный вулканизм в Карпатах. В конце позднего мела (около 80 млн лет) окраина Афро-Аравии была затянута в зону субдукции Кипрской дуги и офиолитовые покровы были обдуцированы на край континента. Островная дуга Кохистан в кампане столкнулась с северной окраиной Индии [Bard, 1983].

С позднемеловой коллизией продолжалось начавшееся в позднем кампане затухание Южно-Евразиатского вулканического пояса с почти полным прекращением вулканизма в маастрихте. Явления сжатия и обдукции у южной границы Тетиса сопровождались значительным расширением тыловых бассейнов на Евразиатской континентальной окраине, которые составляли систему морей Паратетиса, протянувшуюся от Балкан до восточного Ирана при ширине 900 км. Раскрылись два Черноморских бассейна (Западный и Восточный), увеличился в размерах Центрально-Иранский океанический бассейн между Лутом, Санандадж-Сирджаном и Эльбурсом.

3.4. Эволюция пространственного размещения обстановки аридного и гумидного осадконакопления

Палеогеографические преобразования, происходившие в меловом периоде, оказывали большое влияние на особенности пространственного размещения обстановок седиментации на континентах и в океанах и, в первую очередь, на расположение поясов, зон и областей аридного и гумидного осадконакопления.

Составленные литолого-палеогеографические карты, на которых показано размещение на континентах эвапоритовых и угленосных бассейнов, областей и бассейнов терригенной красноцветной аридной и сероцветной гумидной седиментации, областей и районов каолинито- и бокситообразования, а также других индикаторов климата позволяют с достаточной степенью определенности оконтурить и проследить пояса аридной и гумидной седиментации для всех веков мелового периода и на этой основе выяснить как изменялось их зональное размещение на Земле во времени. Более подробно установленные особенности зонального положения аридных и гумидных зон и областей изображены на опубликованных схемах поясов и областей аридной и гумидной седиментации [Жарков и др., 1995; 1998]. Учитывая это, в настоящем разделе дается лишь самая общая характеристика и главным образом освещаются основные закономерности происходивших преобразований в зональном размещении гумидных и аридных поясов на протяжении мелового периода.

Особенности пространственного размещения в берриасском веке эвапоритовых бассейнов и областей позволяют установить их приуроченность к двум широтным эвапоритовым поясам: северному – Тетис – Южно-Лавразийскому и южному, выделяемому под условным названием Южно-Западно-Гондванского, которому принадлежали Западно-Южно-Американская и Восточно-Африканская эвапоритовые области. Между этими поясами и областями во многих внутренних районах Западной

Гондваны преобладали обстановки аридного континентального красноцветного осадконакопления. Они охватывали приэкваториальные, тропические и субтропические районы. Выясняется таким образом, что в берриасе почти вся территория Западной Гондваны, за исключением ее крайних южных районов, находилась под преимущественным влиянием аридного климата. В целом, в берриасском веке установился единый очень широкий пояс аридной седиментации, охватывающий не только субтропические и тропические области северного и южного полушарий Земли, но и экваториальные зоны Западной Гондваны. Этот аридный пояс выделяется как межсубтропический эвапоритовый. Северная его граница проходит вблизи 30° с.ш., а южная – примерно между 40° и 50° ю.ш.

Межсубтропический эвапоритовый аридный пояс сохранялся почти в неизменных границах на всем протяжении валанжинского, готеривского, барремского и аптского веков. Изменялись только количество зафиксированных здесь эвапоритовых бассейнов и областей и очень незначительно варьировала площадь распространения обстановок красноцветной аридной терригенной седиментации. Так, начиная с валанжина, прекращается эвапоритовое осадконакопление в пределах Северо-Иберийской области, а с готерива – и в Грузино-Мизийской. Вместо них в пределах Центрального Тетиса фиксируется новая эвапоритовая область – Динаридская. Несколько изменилась конфигурация и границы Северо-Африканской области, которая в барремском веке становится более обширной за счет появления обстановок эвапоритовой седиментации в Тиндуф-Аюнском бассейне. Меняется также местоположение Западно-Южно-Американской эвапоритовой области, центр эвапоритового осадконакопления в которой смещается в готериве и барреме на юг в пределы бассейна Неукен. В аптском веке центр соленакопления находился на севере Южной Атлантики, где сформировался громадный Южно-Атлантический солеродный бассейн, который протягивался более чем на 2500 км вглубь 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 тахгидритовых осадков эвтонической стадии хлоридного соленакопления. Южно-Атлантический солеродный бассейн входил в состав обширной области эвапоритовой седиментации, охватившей центральные районы Западной Гондваны, где находились также небольшие солеродные бассейны Беррейриньяс и Потигуар и сульфатоносный озеро-аллювиальный бассейн Парнаиба. Протяженные пояса эвапоритовой седиментации Западно-Южноамериканский и Северо-Восточно-Африканский – почти непрерывной полосой протягивались в апте вдоль западной, северо-западной, северной и северо-восточной окраин Западной Гондваны, полукольцом окружая этот континент. Западно-Южноамериканский пояс простирался более чем на 10 000 км вдоль Тихоокеанского побережья Южной Америки от соленосного бассейна Неукен на юге до сульфатоносного 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 10 000 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 и в аптском веке почти во всех центральных и периферических западных, северных и северо-восточных районах Западной Гондваны были распространены обстановки аридного эвапоритового и красноцветного терригенного осадконакопления. Две крупные области эвапоритовой седиментации в аптском веке, как и в остальное время неокома, намечаются в Северном полушарии Земли на территории Лавразии: Мексикано-Флоридская и Юго-Восточной Азии.

Таким образом, несмотря на все изменения, принципиальная картина пространственной приуроченности эвапоритовых бассейнов и областей к двум широтным поясам: северному – Тетис-Южно-Лавразийскому и южному – Южно-Западно-Гондванскому остается неизменной. Обстановки красноцветного аридного осадконакопления в течение валанжинского, готеривского, барремского и аптского веков также продолжали охватывать не только тропические, но и экваториальные районы Западной Гондваны.

Гумидные области и пояса на всем протяжении первой половины раннего мела намечаются с достаточной определенностью по распределению угленосных бассейнов, областей каолинито- и бокситообразования и районов

гумидной сероцветной терригенной седиментации. Наиболее четко особенности зонального размещения обстановок гумидного осадконакопления устанавливают в Северном полушарии в пределах Лавразийского континента. Здесь во все века неокома и апта оконтуриваются два широтных гумидных пояса: северный среднеширотный угленосно-бокситоносно-каолинитовый и северный приполярный угленосный.

Северный среднеширотный угленосно-бокситоносно-каолинитовый пояс прослеживается как в Евроазиатской, так и в Северо-Американской частях Лавразии. На востоке Азии он охватывает огромную Восточно-Азиатскую угленосную провинцию, которая насчитывает более 300 угленосных бассейнов, составляющих систему параллельно и субпараллельно простиравшихся проточных пресноводных озер и речных долин, замкнутых бессточных впадин, разделенных протяженными хребтами. В пределах этой провинции выделяются следующие угленосные области: Западно-Забайкальская (Гусиноозерский, Удинский, Еравнинский, Хилок-Чикойский и другие бассейны), Восточно-Забайкальская (Чикойская, Читино-Ингодинская и многочисленные более мелкие угленосные впадины), Олекмо-Витимская (Укшумский, Витимский и другие бассейны), Северо-Восточно-Китайская (Хайларский, Эрлиан, Шунляо и большое количество других угленосных бассейнов), а также Южно-Якутский, Удский, Амуро-Зейский, Буреинский угленосные бассейны. В готериве и барреме здесь появляются Партизанский и Раздольнинский бассейны, а вблизи южной границы пояса в валанжине и готериве бассейны Вейхэ и Центрально-Циньлинский. Во многих озерных бассейнах (Гусиноозерском, Зазинском, Еравнинском, Ундино-Ононском, Шунляо и др.) периодически на протяжении всего неокома накапливались мощные черносланцевые битуминозные толщи аргиллит-алевролитового и мергельного состава. Система угленосных и черносланцевых озерных бассейнов седиментации простирается далеко на запад в пределы Монголии. В центральных районах Евразии в аптское время обстановки углеобразования охватывали Днепровско-Донецкую впадину, Донецкий бассейн и южную часть Московской синеклизы. На западе Северной Америки угленосные отложения аптского возраста обнаружены в бассейнах Боусер и внутреннего предгорного пояса, а также в пределах Ново-Шотландского побережья.

На остальной территории Евразии среднеширотный гумидный пояс включает не только бассейны континентального и прибрежного угленакопления, но и области и районы каолинито- и бокситообразования. В неокоме и апте здесь располагались пять крупных каолинитовых и каолинит-бокситовых областей, которые со временем только меняли конфигурацию, увеличивая или уменьшая размеры: Мусе-Ривера, Западно-Балтийская, Причерноморская (начиная с готерива – Причерноморско-Донецкая), Среднеазиатско-Западно-Сибирская (в готериве и барреме – Урало-Западно-Сибирская), Восточно-Сибирская. В пределах этих областей почти постоянно или, возможно, периодически формировались латеральные коры выветривания, вторичные каолиниты, бокситоносные отложения, каолинитовые и бокситовые глины, каолинитово-кварцевые пески и другие переотложенные продукты выветривания. Угленосные бассейны в центральных и западных районах Евразии на всем протяжении первой половины раннего мела тяготели к южным зонам среднеширотного пояса. Такое местоположение занимает Кельтский, Бристольский, Уилд, Чаннел, Парижский, Западно-Нидерландский, Нижне-Саксонский, Альтмарк-Бранденбургский и Каракамысский бассейны. В готериве, барреме и апте угленакоплением были охвачены также обширные районы Западно-Сибирского бассейна. На территории Северной Америки неоком-аптский северный среднеширотный гумидный пояс намечается на основе только одного бассейна Мусе-Ривер, в котором среди отложений формации Маттагами выявлены лигнитовые пласты Онакавана, переслаивающиеся с коалинитовыми глинами и кварцевыми песками.

Для рассматриваемого среднеширотного гумидного пояса показательно совместное развитие не только обстановок угленакопления, каолинито- и бокситообразования на континентах, но также и приуроченность к нему обширных эпиконтинентальных морей со своеобразными обстановками седиментации. Наиболее характерными в этом отношении были Восточно-Европейское, Западно-Сибирское и Енисей-Хатангское моря, которые представляли собой типично морские водоемы терригенной седиментации с глауконитовым, фосфатным и железистым аутигенным минералообразованием, а иногда и бескислородным черносланцевым осадконакоплением (Западно-Сибирский бассейн в берриасский и валанжинский века).

Южная граница северного среднеширотного угленосно-бокситоносно-каолинитового гумидного пояса оставалась почти неизменной на протяжении всего неокона и апта и наибо-

лее достоверно устанавливается в центральных районах Лавразии. Здесь она проходит вблизи 28°–30° с.ш. между недалеко расположенными эвапоритовыми областями, с одной стороны, угленосными, каолинитовыми и каолинит-бокситовыми областями, с другой. На востоке Азии граница поворачивает на юг, где в состав пояса входят многочисленные континентальные впадины Восточного Китая с вулканогенным и сероцветным терригенным гумидным осадконакоплением. В Северной Америке южная граница пояса проведена несколько севернее Мексикано-Флоридской эвапоритовой области. Северная граница среднеширотного пояса приблизительно намечена вблизи 57°–60° с.ш. с учетом местоположения как областей угленакопления и каолинитообразования, так и терригенных эпиконтинентальных морей с глауконитовым, фосфатным и железистым осадконакоплением.

Северный угленосный приполярный пояс в барриасском, валанжинском, готеривском, барремском и аптском веках охватывал окраинные северные области Лавразии, расположенные севернее 57°–60° с.ш. Он устанавливался по распространению только угленосных бассейнов. В берриасе и валанжине эти бассейны концентрировались в двух областях, расположенных на противоположных окраинах континента – северо-западе Северной Америки и северо-востоке Азии. В первой области можно отметить угленосные бассейны Сант-Елиас, Вайтхорзе, Боусер, Састус, Скина, Восточный Маккензи, Предгорий, и Передовых хребтов Скалистых гор, а во второй – Ленский, Зырянский и Пегтымельский. В готериве, а особенно в барреме обстановки прибрежного угленакопления распространились почти на всем пространстве прибрежных районов приполярного пояса, где, кроме упомянутых, установлены также Свердрупский, Северо-Баренцевский, Хатангский, Анюйский и Омсукчанский угленосные бассейны. В аптском веке здесь существовали также Южно-Чукотский, Благовещенский, Новосибирский и Предверхоянский угленосные бассейны.

Имеющиеся в настоящее время данные по Южному полушарию Земли также вполне достаточны для установления и прослеживания здесь в неокомское время двух гумидных поясов, аналогичных намеченным в Северном полушарии. В средних широтах Южного полушария можно выделить южный угленосно-каолинитовый гумидный пояс. Он намечается на основе развития в северных районах Восточной Гондваны в пределах южных окраин Мадагаскара и юго-восточной и восточной частях Индостана большого числа угленосных бассейнов, среди которых можно упомянуть Сакоа, Палар, Элури, Онголи, Вардаха, Нагпур, Талчер, Нармада и Домадор, а также по присутствию каолинитовых и каолинитсодержащих образований, распространенных на обширной территории, условно выделенной под названием Южно-Мадагаскарско-Южно-Индостанской области. К этому же угленосно-каолинитовому поясу принадлежит южная окраина Африканского континента, где установлен угленосный бассейн Алгоа. Северная граница пояса уверенно намечается вдоль южной окраины Западно-Мадагаскарской эвапоритовой области, а также по периферии районов развития красноцветных аридных отложений в Африке и Южной Америке. Эта граница располагается вблизи 40°–50° ю.ш. Южная граница пояса проводится с большой долей условности приблизительно около 60° ю.ш., поскольку южнее этой широты на протяжении всех веков неокома отмечены только области и бассейны углеобразования.

Южный угленосный гумидный пояс, выделяется по развитию в Австралии и в некоторых районах Антарктиды континентальных и прибрежных бассейнов сероцветной гумидной седиментации, а также по присутствию изолированных и удаленных друг от друга угленосных бассейнов. На западной окраине Восточно-Гондванского континента выделяется бассейн Александр на одноименном острове вблизи Западной Антарктики, а на востоке континента, в Австралии фиксируются угленосные бассейны Отвей, Басс, Гипсленд, Стрзелеки и др. Особенности пространственного размещения выявленных угленосных бассейнов, несмотря на ограниченное их количество, позволяют достаточно надежно выделить южный угленосный гумидный пояс, северная граница которого располагается вблизи 60° ю.ш., а в апте, возможно 70°–75° ю.ш.

Рассмотренные закономерности пространственного размещения обстановок аридного и гумидного осадконакопления позволяют выделить на протяжении от барриасского до аптского веков раннего мела пять широтных аридных и гумидных поясов: 1) северный приполярный угленосный гумидный, 2) северный среднеширотный угленосно-бокситоносно-каолинитовый гумидный, 3) межсубтропический эвапоритовый аридный, 4) южный среднеширотный угленосно-каолинитовый и 5) южный угленосный гумидный. Обращают на себя внимание две важные особенности аридной и гумидной зональности раннего мела. Во-первых, фиксируется очевидное асимметричное размещение на Земле гумидных поясов. В северном полушарии гумидные зоны занимают

гораздо более обширную площадь, охватывая в Лавразии все пространство севернее 30° с.ш., тогда как в южном полушарии гумидные области смещены на юг за 40°–50° ю.ш. Связано это было, по-видимому, с особенностями пространственного местоположения Лавразии в Северном полушарии Земли и Восточно-Гондванского континента в Южном, а также с широтным расположением океана Тетис преимущественно в северном тропическом поясе. Во-вторых, вполне однозначно устанавливается существование единого очень широкого межсубтропического аридного пояса, простиравшегося между 30° с.ш. и 40°–50° ю.ш., в пределах которого обстановки эвапоритового и красноцветного аридного осадконакопления занимали не только тропические, но и экваториальные области. Распространение аридных обстановок на такой обширной территории было вызвано, вероятно, расположением Западно-Гондванского крупного континента в приэкваториальных областях.

Анализ особенностей пространственного местоположения областей и зон аридной и гумидной седиментации в альбском веке раннего мела и вплоть до конца маастрихтского века позднего мела, показывает, что начиная с конца раннего мела (альбского века) и на всем протяжении позднего мела происходили очень важные изменения в широтной седиментационной зональности на Земле. Они несомненно были связаны с глобальной перестройкой палеогеографических обстановок, которые выразились, как уже отмечалось, в расколе Западной Гондваны, формировании Атлантического океана субмеридионального простирания и его последовательном расширении, что привело к образованию самостоятельных крупных континентов: Южной Америки и Африки, реорганизации океанических плит в пределах Тихого океана, возникновении глобальной системы окраинноконтинентальных вулканических поясов, образовании в южном полушарии мозаичной системы разрозненных континентов, а в северном полушарии в Лавразии – изолированных областей суши, разделенных обширными морскими эпиконтинентальными акваториями.

В результате всех этих преобразований в альбе и позднем мелу на Земле сформировались и на всем протяжении этого времени существовали, несколько меняя свои границы и местоположение, шесть поясов аридной и гумидной седиментации, которые выделяются под следующими названиями: 1) экваториальный гумидный угленосно-бокситоносно-каолинитовый; 2) северный аридный тропическо-субтропический эвапоритовый; 3) южный аридный тропическо-субтропический эвапоритовый; 4) северный среднеширотный гумидный угленосно-бокситоносно-каолинитовый; 5) южный гумидный – бокситоносно-каолинитовый; 6) северный приполярный гумидный угленосный. Ниже приводится краткая общая характеристика этих поясов.

Одна из наиболее примечательных особенностей седиментационной зональности альбского века раннего мела и позднего мела – существование экваториального угленосно-бокситоносно-каолинитового пояса, который достаточно четко прослеживается как на территории Африканского, так и Южно-Американского континентов. На Африканском континенте пояс включает две крупные области каолинито- и/или бокситообразования: Центрально-Африканскую, простиравшуюся от Камеруна на западе через Нигерию, до Судана на востоке, и Лео-Ман, охватывавшую территорию Гвинеи, южной части Мали и северной половины Ганы на юго-западе Центральной Африки. Здесь периодически существовали также гумидные условия благоприятные для угленакопления. В альбское время углеобразование происходило на юго-западе Ирака, в Кувейте и в бассейне Сокото на западе Африки. В сеномане-туроне угленосные отложения обнаружены на северо-востоке Африки в бассейне Аин-Магфи (юг Египта), в бассейнах Западно-Нигерийском, Сокото и Беррейриньяс на бразильской окраине Южной Америки. В коньякское время углеобразование происходило в бассейнах Сокото и Гао, причем в последнем оно продолжалось вплоть до маастрихта. В кампанском веке сформировался угленосный бассейн Бенин. В маастрихте обстановки угленакопления существенно расширились. Они зафиксированы в Западно-Нигерийском (Догомейском), Южно-Нигерийском, Бенуа и Чад-Нигерийском бассейнах, а также в бассейне Хед-Хед на востоке Африки в Сомали. В Южной Америке в состав пояса входили Гвианская бокситоносная область и угленосные бассейны Баррейриньяс, который существовал на протяжении коньякского и сантонского веков, а также Средне-Магдаленский, Западного Маракайбо, Барко, Караре, Богота, Баяка, Чикимос, Хунин и др., в пределах которых углеобразование происходило в кампанское, но, в основном, в маастрихтское время.

Северная граница угленосно-бокситоносно-каолинитового пояса проходила вблизи экватора. Она оставалась почти неизменной на всем протяжении от альба до конца позднего мела. Наиболее определенно эта граница устанавливается на Африканском континенте,

где проходит между сближенными соседними областями и районами угленакопления, каолинито- и/или бокситообразования, с одной стороны, и областями эвапоритовой и красноцветной аридной седиментацией, с другой. Вблизи восточного побережья Африки граница резко сворачивает на юг. Здесь ее положение для маастрихтского века устанавливается между угленосным бассейном Хед-Хед и соленосным бассейном Эль-Мадо на севере Сомали. Аналогичное южное смещение северной границы предполагается и для коньякского, сантонского и кампанского веков, что подтверждается развитием в прибрежных районах Аравийского бассейна красноцветных аридных отложений. Западный отрезок северной границы экваториального пояса намечен условно вблизи северной окраины Южно-Американского континента.

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

Северный аридный пояс сохранял свое местоположение и почти неизменные границы в течение всего альб-маастрихтского этапа меловой истории. Он охватывал южные районы Лавразии, север Африки и почти всю территорию Тетиса. В альбское время здесь существовали три эвапоритовые области: Мексикано-Флоридская, Аравийско-Северо-Африканская и Юго-Восточной Азии. В туронское время прекратилась эвапоритовая седиментация в Мексикано-Флоридской области и существенно сократилась площадь эвапоритовых обстановок на севере Африканского континента. Во второй половине позднего мела в пределах северных и северо-западных районов Африки устойчиво существовали благоприятные условия для эвапоритового осадконакопления в прибрежных бассейнах, связанных с Тетисом (Алжир-Тунисский, Тиндуф, Западно-Ливийский, Сирте и др.) в пределах Транс-Сахарского пролива (Мали-Нигерийский, Сокото, Танезрут). Большие площади длительное время охватывались обстановками континентальной красноцветной прибрежной и озерной, а также, нередко, пустынной седиментации. В кампане и маастрихте возобновилось эвапоритовое осадконакопление в Северо-Аравийской и Северо-Сомалийской областях (бассейны Тайарат, Хед-Хед и др.). Крупный регион аридных обстановок постоянно существовал на юго-востоке Лавразийского континента. Здесь сохранились еще с раннего мела две области эвапоритовой седиментации: Юго-Восточной Азии и Средне-Азиатский. Они включали многочисленные континентальные аллювиально-озерные красноцветные терригенные, а также соленосные и сульфатные бассейны, крупнейшими из которых были Средне-Азиатский, Ланпан-Симао, Диен-Цзу, Цаньханьский, Хэфу, Дитай, Ганца, Наньсян, Субэ, Чаошу-Хетао и др. Начиная с коньякского века, на востоке Лавразийского континента появилась новая эвапоритовая область – Зея-Шуанляо, где обстановки континентального озерного и аллювиального красноцветного и сульфатного осадконакопления зафиксированы в бассейнах Шуанляо на северо-востоке Китая и Зея-Буреинском в Нижнем Приамурье. Аридные условия красноцветной терригенной седиментации существовали также во многих районах Монголии, Забайкалья и Олекмо-Витимского нагорья. В целом, можно отметить, что во второй половине позднего мела на востоке Лавразии произошло существенное расширение обстановок аридного осадконакопления и они продвинулись далеко на север во многих внутренних областях континента.

Крупным регионом северного аридного пояса, в котором периодически существовали аридные обстановки седиментации, была почти вся территория Тетиса. Благоприятные условия для эвапоритового осадконакопления здесь возникали в пределах многих перикратонных карбонатных платформ. Эвапоритовые бассейны такого типа отмечаются в Юкатанской, Центрально-Иберийской, Северо-Аравийской и некоторых других областях. Можно заметить, что они располагались как в северных, так и в южных районах Тетиса. В этой связи следует обратить внимание на глобальную приуроченность карбонатных платформ мелового возраста, в том числе и позднемеловой эпохи, преимущественно к Тетису в северном полушарии Земли и их размещение главным образом в северных тропических

и субтропических зонах, что связывается с циркумглобальными теплыми западными течениями. Отмечается меридионально асимметричное размещение карбонатных платформ в основном на восточных окончаниях континентов (юго-восточная периферия Северной Америки, восток Африкано-Аравийского кратона) и вдоль южной периферии центральных районов Лавразии. Их широтное положение выдерживалось в более или менее определенных рамках, приблизительно между 18° с.ш. и 35° с.ш. в Карибской области, между 18° и 35° с.ш. в Средиземноморском Тетисе, между 18° и 35° с.ш. в Восточном Тетисе. По существу, обстановки мелководного биогенного карбонатонакопления на протяжении альба и позднего мела фиксируются в пределах северного аридного пояса. Это дополнительно позволяет уточнять границы аридного пояса также и по местоположению карбонатных платформ. Вместе с тем, следует иметь в виду, что климатические условия в пределах Тетиса не были повсеместно и постоянно аридными. В ряде районов они периодически становились теплыми и влажными, о чем свидетельствуют обстановки бокситообразования на карбонатных платформах, отмеченные в Лангедок-Прованской, Татро-Динарид-Таврской, Пелагонской и Кубинской (в маастрихтском веке) областях.

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

Южный аридный пояс хорошо выделяется на территории Южно-Американского и Африканского континентов. В Южной Америке в его составе находилось большое число континентальных и прибрежно-морских эвапоритовых бассейнов, количество и пространственное размещение которых существенно менялось во времени. Среди них можно отметить бассейны Потоси, Чита, Северо-Западно-Субандийский, Парана, Чако, Саладо, Неукен. В альбе и сеномане здесь выделяется Южно-Американская эвапоритовая область. В коньякское, сантонское и кампанское время эвапоритовые бассейны преимущественно тяготели к северным районам пояса, тогда как на остальной территории преобладали условия аллювиально-озерного красноцветного и пестроцветного терригенного осадконакопления. В маастрихтском веке эвапоритовые обстановки охватили почти всю территорию пояса вплоть до его южных границ. На Африканском континенте в альбе и сеномане находились Западно-Африканская и Восточно-Африканская области эвапоритовой седиментации. Начиная с коньякского века, в Африке существовала только Восточно-Африканская эвапоритовая область, которая выделяется по присутствию эвапоритов в бассейнах Уанетзе и Мали-Нигерийском. Во многих других внутренних и прибрежных районах (впадины Конго, Окованго, Оранж, возможно, Калахари и др.) преобладали обстановки континентального красноцветного осадконакопления.

Южная граница аридного пояса таким образом в большинстве районов условно намечается между 35°–40° ю.ш. Только в маастрихтском веке она устанавливается достаточно однозначно в Южной Америке между угленосными бассейнами Чубут и эвапоритсодержащим бассейном Неукен. В связи с отмеченным ранее расширением на юг экваториального угленосно-бокситоносно-каолинитового пояса происходило постепенное, но непрерывное сокращение южного аридного пояса, ширина которого уменьшилась, примерно с 4500–7000 км в коньякском и сантонском веках до 2500–3500 км в маастрихтском.

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

На территории Северной Америки в пределах среднеширотного гумидного пояса появилось много новых угленосных бассейнов и значительно расширилась в альбе, сеномане и туроне Западно-Канадская область за счет появления угленосных бассейнов Куин-Чарлотте, Файереберг, Уапауекка. В центре Канадской суши сформировался угленосный бассейн Мусе-Ривер. На территории Евразии в

это время сократилась Монголо-Забайкальская угленосная область. Новая область угленакопления появилась в пределах Тургайского бассейна. В сеноманском веке сформировалась новая зона углеобразования на северной окраине Центрального Тетиса. Она охватывала крупные островные участки суши, окруженные морскими мелководными и глубоководными акваториями, такими как Центрально-Французский, Рейнский, Богемский, в пределах которых нередко возникали обстановки аллювиально-озерного углеобразования.

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

Северный среднеширотный гумидный пояс включал также большое число областей и зон боксито- и каолинитообразования. В альбское, сеноманское и туронское время 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 латеральные коры выветривания, бокситы, каолинитовые и бокситовые глины, каолинито-кварцевые пески и другие переотложенные продукты латеритных кор выветривания. Здесь же формировались бескарбонатные красноцветные отложения. Обстановки боксито- и каолинитообразования сохранялись на всем протяжении середины мелового периода во всей Западно-Сибирской области, за исключением Средней Азии, где они прекратились в сеномане. Донецко-Причерноморская область тоже существовала, возможно, в альбское время. Она выделяется по присутствию бокситоносных и каолинитовых 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. К этой области следует, по-видимому, отнести Припятскую впадину, Белорусский массив, прилегающие участки Московской синеклизы и Балтийского щита, где также отмечаются каолинитовые глины альб-туронского возраста.

Еще одна область альб-туронского 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 Багемском массивах. Формирование бокситоносных отложений происходило либо в карстовых условиях, либо в озерных депрессиях, либо в литоральной зоне морских бассейнов, главным образом, за счет переотложения латеритных кор выветривания.

Среднеширотный северный гумидный пояс на западе Лавразии в коньякское, сантонское и кампанское время включал две каолинитовые области: Прибрежной Равнины и Северо-Востока США. В маастрихте обстановки каолинитообразования распространились также на многие периферийные районы Скалистых Гор и прибрежные окраины Западного Внутреннего морского пролива. Одна из таких каолинитовых областей находилась на юге пояса вблизи бассейнов Сан-Хуан, Ратон и Грин-Ривер, а другая на севере в пределах Виллистонского бассейна. На этой же территории во второй половине позднего мела существовало много угленосных бассейнов. Крупнейшими из них были Сабинас, Охинага, Сан-Хуан, Уинта, Ратон, Денвер, Уинд-Ривер, Грин-Ривер, Биг-Хорн, Хемс-Фок, Джексон-Холе, Альберта. В кампане и маастрихте пояс значительно расширился в северном направлении. За это время его граница сместилась от 55°–57° с.ш. почти до 68° и даже до 75° с.ш.

В Азиатской части Лавразии на территории северного среднеширотного гумидного пояса во второй половине позднего мела значительное развитие приобрели обстановки каолинито- и бокситообразования. Они меняли свою конфигурацию и размеры, и со временем распространялись на все более обширных площадях. В коньякском веке такие обстановки установлены в трех областях: Северо-Казахстанской, Центрально-Сибирской и Вилюйско-Приверхоянской. Начиная с кампана, условия боксито- и каолинитообразования продвинулись до самых восточных районов Лавразии. Они стали концентрироваться в Казахстано-Западно-Сибирской, Восточно-Сибирской, Витимо-Патомской и Сихотэ-Алинь-

ской областях. В маастрихте этими же условиями были уже охвачены не только восточные районы Урало-Балтии, где выделяются две каолинитовые области – Северо-Московская и Уральская, но и все восточные и северные районы Азии, начиная от Казахстана на западе и до Дальнего Востока и Чукотки на востоке, где намечено пять крупных областей каолинито- и/или бокситообразования: Казахстано-Сибирская, Витимо-Патомская, Яно-Индигирская, Колымо-Охотская и Амур-Сихотэ-Алиньская.

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

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

Южный угленосно-бокситоносно-каолинитовый пояс устанавливается только с коньякского века позднего мела на территории Австралии и Новой Зеландии. Здесь он выделяется по совместному или близкому распространению как обстановок каолинито- и бокситообразования, так и угленакопления. Достаточно четко это отмечается на западе и в центре Австралии, где в коньякском веке находились три крупные области каолинито- и бокситообразования: Западно-Австралийская, Северо-Австралийская и Эроманга, а на юго-востоке Австралии и в Новой Зеландии продолжали существовать угленосные бассейны Гипсленд, Стрзелекки, Басс, Греймут, Папароа, Браннер, Каитангата, Охай, а также Новозеландская каолинитовая область. Эти районы в коньякское и в сантонское время находились между 40° и 75°–78° с.ш., а затем в кампане и маастрихте в связи с дрейфом Австралии и Новой Зеландии на север, стали располагаться между 40° и 60° с.ш.

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

Северный гумидный пояс намечается исключительно по распространению в приполярных районах Лавразии обстановок континентального и приморского углеобразования. Они установлены во многих бассейнах на северо-западе Америки, в Гренландии и Азии. Три новых бассейна углеобразования альбского времени (Колвилл, Восточного Маккен-

зи, Свердрупский) выделяется в северных прибрежных районах Северной Америки. Почти неизменной по размерам осталась Северо-Азиатская область углеобразования, где угленосные обстановки продолжали существовать в Южно-Чукотском, Новосибирском, Благовещенском, Зырянском бассейнах.

В сеноманское и туронское время в связи с расширением Южно-Атлантического и Южного океанов, а также эпиконтинентальных морей, связанных с Тетисом, произошли дальнейшие 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, Новосибирской, 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).

Обращает на себя внимание асимметричное размещение обстановок угленакопления в западных и восточных зонах северного угленосного пояса на протяжении второй половины позднего мела. Центр углеобразования находился на территории Северной Америки. Со временем здесь возрастало количество и увеличивалась площадь распространения угленосных бассейнов. Так, если в коньякском и сантонском веках углеобразование было приурочено к бассейнам Колвилл, Скалистых Гор и Предгорий, Западно-Гренландскому и Северо-Гренландскому, то в кампане оно происходило также в бассейнах Пил, Фразер, Састус, Нанаймо, Альберта, а в маастрихте – в бассейнах Стюарт, Чигнина, Долл, Ненана, Западный Маккензи и многих других. Одновременно с этим в азиатской части приполярного пояса углеобразование концентрировалось в небольшом числе бассейнов: Восточно-Хатангском, Новосибирских островах, Пенжинском и Анадырском. Причем в маастрихте все эти бассейны вошли в состав более южного гумидного угленосно-бокситоносно-каолинитового пояса. Следует отметить, что имеющиеся в настоящее время материалы позволяют наметить приполярный угленосный пояс только в северном полушарии Земли. Данных же для прослеживания аналогичного приполярного пояса в южном полушарии сейчас не имеется.

Таким образом, можно заключить, что на протяжении альбского века раннего мела и позднего мела отмечаются закономерные изменения широтного местоположения гумидных и аридных поясов, связанные, по всей вероятности, с процессами глобального изменения климата. Эти преобразования затрагивали в первую очередь широтные пояса гумидной седиментации. Так, в кампане, но главным образом в маастрихте существенно расширился и продвинулся на север северный гумидный угленосно-бокситоносно-каолинитовый пояс. К этому же времени приурочено значительное расширение на юг экваториального гумидного угленосно-бокситоносно-каолинитового пояса. Одновременно с этим отмечается повсеместное сокращение ширины южного аридного эвапоритового пояса. Все эти изменения могут свидетельствовать не только о глобальном потеплении климата, но и, по-видимому, о глобальной его гумидизации в конце позднемеловой эпохи.

Литература

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР: Триасовый, юрский и меловой периоды. М.: Всесоюз. аэрогеол. трест, 1968.

Атлас палеогеографических карт шельфов Евразии в мезозое и кайнозое / Гвинедд Робертсон Групп; ГИН СССР. М., 1992.

Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии. М.: Ин-т литосферы РАН, 1992. 53 с.

Жарков М.А. Мезозойские глобальные пояса эвапоритовой седиментации // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 23–32.

Жарков М.А. Пояса аридной и гумидной седиментации коньяк-маастрихтского времени позднего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 5. С. 3–14.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова И.И. Палеогеография середины мелового периода // Там же. 1995. Т. 3, № 3. С. 15–41.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография берриас-берремского веков раннего мела // Там же. 1998а. № 1. С. 49–72.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела // Там же. 1998б. № 3. С. 3–16.

Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция Тетиса // История океана Тетис / Ин-т океанологии АН СССР. М., 1987. С. 104–115.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит. Т. 2. М.: Недра, 1990. 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. Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис // Там же. 1989. № 5. С. 14–23.

Казьмин В.Г., Сборщиков И.М., Рику Л.Э. и др. Вулканические пояса – индикаторы мезозойско-кайнозойской активной окраины Евразии // История океана Тетис / Ин-т океанологии АН СССР. М., 1987. С. 58–73.

Книппер А.Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: Характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. № 2. С. 3–15.

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.

Мурдмаа И.О., Гордеев В.В., Казакова В.П. и др. Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. 200 с.

Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–25.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1994. 261 с.

Пущаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.

Пущаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазаровин А.О. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника. 1983. № 6. С. 30–45.

Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 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, 1989. С. 146–154.

Стратиграфия СССР. Меловая система / Ред. М.М. Москвин. М.: Недра, 1986. 1-й полутом. 340 с.; 2-й полутом. 326 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. Эволюция меловых обстановок на северо-востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 64–77.

Филатова Н.И. Эволюция активных континентальных окраин в среднем мелу // Геотектоника. 1996. № 2. С. 74–98.

Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника: Мезозой и кайнозой. М.: Авир, 1993. 452 с.

Хаин В.Е., Ронов А.Б., Сеславинский А.Н. Позднемезозойские и кайнозойские литологические формации континентов и океанов: (Ранний и поздний мел) // Сов. геология. 1979. № 117. С. 79–101.

Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б. и др. Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 42–63.

Allegre C.J., Courtillot V., Tapponier P. et al. Structure and evolution Himalaya-Tubet belt // Nature. 1984. Vol. 307. P. 17–22.

Arthur M.A., Dean W.E. Cretaceous paleocenography // Decade of North American geology. Wash. (D.C.): Geol. Soc. Amer, 1986. Western North Atlantic basin synthesis volume. P. 617–630.

Atlas of the palaeogeography of the Chine. Beiging: Cartography publ. house, 1985.

Aubouin J. The West Pacific geodynamic model // Tectonophysics. 1990. Vol. 183, N 1/2. P. 1–7.

Audley-Charlcs M.G. The Indonesian and Philippin Archepelagos // The Phanerozoic geology of the World. Amsterdam etc.: Elsevier, 1978. II: The Mesozoic, A. P. 165–208.

Bard J.P. Metamorphism and obducted island arc: Example of the Kohistan sequences (Pakistan) in the Himalayan collided range // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 65. P. 133–144.

Barron E.J. Cretaceous plate tectonic reconstructions // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1987. Vol. 59. P. 3–29.

Barron E.J., Harrison C.G.A., Sloan J.L., Hay W.W. Paleogeography, 180 million years ago to the present // Eclog. geol. helv. 1981. Vol. 74, N 2. P. 443–470.

Camoin G., Bellion Y., Dercourt J. et al. Late Maastrichtian (69,5–65 Ma) / Ed. J. Dercourt et al. Atlas Tethys palaeoenvironmental maps: Explanatory notes. P.: Gauthier-Villars, 1993. P. 179–196.

Chang K.H. Aspects of geologic hystory of Corea // J. Geol. Soc. Korea. 1995. Vol. 31. P. 72–90.

Chen Pei Ji. Cretaceous paleogeography in China // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1987. Vol. 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. Vol. 18. P. 303–332.

Dalziel I.W.D., De Wit M.J., Palmer K.F. Fossil marginal basin in the Southern Andes // Nature. 1974. Vol. 250. P. 291–298.

Dercourt J., Ricon L.E., Vrieelynck B. (ed.). Atlas Tethys palaeoenvironmental maps: Explanatory notes. P.: Gauthier-Villars, 1993. 307 p.

Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E. et al. Presentation de 9 cartes paleogeographiques au 1/20000000e-setendaut de l'Atlantique an Pamir pour la periode di Lias a l'Actuel // Bull. Soc. geol. France. Ser. 8. 1985. T. 1, N 5. P. 637–652.

Desmet A. Le magmatism ophiolitique de la Quebrada San Juan et les basalts de la serie Pinon (Equateur) // Ophioliti. 1994. Vol. 19, N 1. P. 115–156.

Douglas R.J.W. (ed.). Geological history of Western Canada. Calgary (Alberta): Alberta Soc. Petrol. Geol., 1964.

Emery K.O., Uchupi E. Geology of Atlantic Ocean. B. etc.: Springer, 1984. 1230 p.

Frakes L.A., Burger D., Apthorpe M. et al. Australian Gretaceous shorelines, stage by stage Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1987. Vol. 59. P. 31–48.

Frazier W.J., Schwimmer D.R. Regional stratigraphy of North America. N.Y.; L.: Plenum press, 1987. 719 p.

Funnell B.M. Global and European Cretaceous shorelines, stage by stage // Cretaceous resources, events and rhythms: Background and plans for research / Ed. R.N. Ginsbug, B. Beaudin. Dordrecht etc.: Kluwer, 1990. P. 221–235.

Golonka Jr., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps // Pangea: Global environments and resources. Calgary, 1995. P. 1–47. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; N. 17).

Hutchison C.S. Geological evolution of Sud-East Asia. Oxford: Oxford sci. publ., 1989. 643 p.

Jenkyns H.C. Cretaceous anoxic events: From continents to oceans // J. Geol. Soc. London. 1980. Vol. 137. P. 171–188.

Kimura G., Kensaku T. Collision, rotation, and back-ark spreading in the region of the Ohotsk and Japan Seas // Tectonics. 1986. Vol. 5, N 3. P. 389–401.

Kimura G., Takahashi M., Kono M. Mesozoic collision-extrusion tectonics in Eastern Asia // Tectonophysics. 1990. Vol. 181, N 1/4. P. 15–23.

Klitgord R.D., Schouten H. Plate kinematics of the Central Atlantic // The geology of North America: The Western North Atlantic region / Ed. P.R. Vogt and B.E. Tucholke. Wash. (D.C.), 1986. P. 351–378. (Geol. Soc. Amer. Mem).

Kojima S. Mesozoic terrane accretion in Northeast China. Sikhote-Alin and Japanese regions // Palaeogeogr,, Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1989. Vol. 69. P. 213–232.

Liu Qun, Chen Yuhua, Li Inchai et al. Salt sediments of terrigenous clastic-chemogenic type in Meso-Cenozoic of China. Beijin: Inst. of Mineral Deposits of Chinese Acad. of Geol. Sci., 1987. 154 p.

Livaccari R.F. Role of crustal thickening and extentional collapse in the tectonic evolution of the Sevier-Laramided orogeny, Western Unites States // Geology. 1991. Vol. 19, N 11. P. 1104–1107.

Ludbrook N.H. Australia // The Phanerozoic geology of the World / Ed. M. Moullade, A.E. Nairn. Amsterdam etc. Elsevier, 1978. II: The mesozoic, A. P. 209–249.

Malumian N., Nullo F.E., Ramos V.A. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay // The Phanerozoic geology of the World. Amsterdam etc.: Elsevier, 1993. II: The Mesozoic, B. P. 265–304.

Maruyama Sh., Seno T. Orogeny and relative motions: Example of the Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. Vol. 127, N 3/4. P. 305–329.

Masse J.P., Bellion Y., Benkhelil J. et al. Lower Aptian palaeoenvironments (114–112 Ma) // Atlas Tethys palaeoenvironmental maps / Ed. J. Dercourt et al. Rueil; Malmaison: Beicip-Franlab, 1993a.

Masse J.P., Bellion Y., Benkheiil J. et al. Lower Aptian (114–112 Ma) // Atlas Tethys palaeoenvironmental maps: Explanatory notes / Ed. J. Dercout et al. P.: Gauthier-Villars, 1993b. P. 135–152.

Megard F. Cordilleran Andes and marginal Andes: A review of Andean geology north of the Arica Elbow (18 °S) // Circum-Pacific orogen belts and evolution of the Pacific Ocean basin. Boulder (Colo.): Geol. Soc. Amer., 1987. P. 71–95.

Monger J.W.H. Canadian Cordilleran geosynclines to crustal collage // Canad. J. Sci. 1993. Vol. 30, N 2. P. 209–231.

Monger J.W.H., Price R.A., Tempelman-Kluit D.J. Tectonic accretion and origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera // Geology. 1982. Vol. 10. P. 70–75.

Murdmaa I.O., Kurosov 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. Sci. Results. 1995. Vol. 144.

Okada H., Sakai T. Nature and development of Late Mesozoic and Early Cenozoic sedimentary basins in southwest Japan // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1993. Vol. 105, N 5. P. 3–16.

Parrish J.T., Zeigler A.M., Scotese C.R. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mosozoic and Cenozoic // Ibid. 1982. Vol. 40, N 1/3. P. 67–101.

Patriat P., Segoufin J. Reconstruction of the Central Indian Ocean // Tectonophysics. 1988. Vol. 155. P. 211–234.

Philip J., Babinot J.F., Tronchetti G. et al. Late Cenomanian palaeoenvironments (94–92 Ma) // Atlas Tethys palaeoenvironmental maps / Ed. J. Dercourt et al. Rueil; Malmaison: Beicip–Franlab, 1993a.

Philip J., Babinot J.F., Tronchetti G. et al. Late Cenomanian (94–92 Ma) // Atlas Tethys palaeoenvironmental maps: Explanatory notes / Ed. J. Dercourt et al. P.: Gauthier-Villars, 1993b. P. 153–178.

Plafker G., Nokleberg W.J., Lull J.S. Bedrock geology and tectonic evolution of the Wrangellia Peninsular, and Chugash Terranes along the Trans-Alaska crustal transect in the Chugach Mountains and southern Copper River Basin, Alaska // J. Geophys. Res. 1989. Vo. 94, N B4. P. 4255–4295.

Reyment R.A., Dingle R.V. Palaeogeography of Africa during the Cretaceous period // Palaeogeogr., Palaeoeclimatol., Palaeoecol. 1987. Vol. 59. P. 93–116.

Riccardi A.C. Cretaceous palaeogeography of Southern South America // Ibid. 1987. Vol. 59. P. 169–195.

Roberts L.M., Kirschbaun M.A. Palaeogeography of the late Cretaceous of the western interior of middle North America: Coal distribution and sediment accumulations // US. Geol. Surv. Protf. Pap. 1995. N 1561. P. 1–115.

Rowley D.B., Lottes A.L. Plate-kinematic reconstruction of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present // Tectonophysics. 1988. Vol. 155. P. 73–120.

Sager W.W., Scotese C.R. Mesozoic and Cenozoic plate reconstructions. N.Y.: Elsevier, 1989. 399 p.

Sager W.W., Winterer E.L., Firth J.V. et al. Proc. ODP: Initial Reports. College Station (TX), 1993. Vol. 143. 724 p.

Schlee J.S., Manspeiser W., Riggs S.R. Paleoenvironments: Offshore Atlantic US margin // The geology of North America. Wash. (D.C.): Geol. Soc. Amer., 1988. Vol. 1/2: The Atlantic continental margin. P. 365–385.

Scotese C.R. Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1991. Vol. 87. P. 493–501.

Scotese C.R., Gahagan L.M., Larson R.L. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // Tectonophysics. 1988. Vol. 155. P. 27–48.

Smith G.G. Coal resources of Canada. Ottawa, 1989. 145 p. (Geol. Surv. Canada. Pap.; 89-4).

Stephan J.F., Mercier De Lepinay B., Calais E. et al. Paleogeodynamic maps of the Carribean: 14 steps from Lias to Present // Bull. Soc. geol. France. 1990. Vol. 6, N 6. P. 915–919.

Suarez M. Late Mesozoic Island arc in southern Andes, Chile // Geol. Mag. 1979. Vol. 116, N 3. P. 181–190.

Swarko S.K., Brown C.M., Pigram J.C. Papua New Guinea // The Phanerozoic geology of the World. Amsterdam etc.: Elsevier, 1983. II: The Mesozoic, B. P. 375–398.

Tucholke B.E., McCoy F.W. Paleogeographic and paleobathymetric evolution of the North Atlantic Ocean // The geology of North America: The Western North Atlantic region / Ed. P.R. Vogt, B.E. Tucholke. Wash. (D.C.), 1986. P. 589–602. (Geol. Soc. Amer. Mem.).

Underschults J.R., Erdmer P. Tectonic leading in Canadian Cordillera as recorded by mass accumulation in the foreland basin // Tectonics. 1991. Vol. 10, N 2. P. 367–380.

Van Thournout P., Hertogen J., Quevedo L. Allochthonous terranes in northwestern Ecuador // Tectonophysics. 1992. Vol. 205, N 1/4. P. 205–221.

Vaughan A.P.M. Circum-Pacific Mid-Cretaceous deformation and uplift: A superplume-related event? // Geology. 1995. Vol. 23. P. 491–494.

Veevers J.J. Phanerozoic Earth history of Australia. Oxford: Clarendon press, 1984. 645 p.

Wallrabe-Adams H.J. Petrology and geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes: the basin igneous complex // Tectonophysics. 1990. Vol. 185. P. 163–183.

Wang C., Lin X. Paleoplate tectonics between Cathasia and Angaraland in Inner Mongolia of China // Tectonics. 1986. Vol. 5. P. 1073–1088.

Wilson J.L. Carbonate facies in geologic history. B.: Springer, 1975. 471 p.

Wilson K.M., Hay W.W., Wold C.N. Mesozoic evolution of exotic terranes and marginal seas, Western North America // Mar. Geol. 1991. Vol. 102. P. 311–361.

Ziegler P.A. Geological atlas of Western and Central Europe. Amsterdam: Schell publ., 1982. 130 p.

Глава 4

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ПОЗДНЕМЕЛОВОМ КЛИМАТЕ ЕВРАЗИИ И АЛЯСКИ

А.Б. Герман

4.1. Введение

Многочисленные геологические данные свидетельствуют о том, что в позднемеловую эпоху климат Земли был необычно теплым [Вахрамеев, 1988; Красилов, 1985; Чумаков, 1995; Чумаков и др., 1995; Barron et al., 1993; Frakes, 1979]. Обычно меловой климат характеризуется как теплый и, по сравнению с современным, с меньшими различиями в низких и высоких широтах [Herman, 1994; Herman, Spicer, 1996; 1997; Huber, 1998; Spicer, Parrish, 1990; Spicer et al., 1992]. Это было время, когда ледовые полярные шапки, если и существовали, были значительно меньше современных, а теплолюбивые животные и растения проникали далеко в высокие широты и леса, распространяясь до 85° с.ш. [Буданцев, 1983; Вахрамеев, 1988; Herman, 1994; Spicer, Parrish, 1990].

В течение нескольких последних десятилетий был собран большой объем сведений о климате мелового периода, среди основных источников которых следует упомянуть 1) данные о глобальном распределении литологических индикаторов климатов прошлого, таких, как угли, бокситы, эвапориты, ледниковые отложения, почвы и др.; 2) данные по изотопам кислорода из океанических осадков; 3) данные о глобальном распределении ископаемых животных и растений; 4) компьютерное моделирование мелового климата с использованием моделей общей атмосферной циркуляции (Atmospheric General Circulation Model – AGCM). Наиболее всесторонние количественные климатические параметры были получены в последние годы по результатам изучения морфологии листьев древних древесных двудольных растений [Wolfe, 1993; 1995; Herman, Spicer, 1996; 1997].

Наиболее чувствительными индикаторами неморских климатических условий являются наземные растения. Они взаимодействуют с атмосферой, с которой обмениваются углекислым газом и кислородом и "отдают" воду при дыхании. Растения, в отличие от большинства животных, пространственно неподвижны, и для выживания вынуждены приспосабливаться, эволюционируя таким образом, чтобы по своей архитектуре соответствовать местным условиям среды. У растений отсутствуют гомеостатические механизмы, которыми обладают многие животные и которые эффективно изолируют последние от экстремальных условий среды. Следовательно, растения тесно связаны с атмосферой и должны быть адаптированы к тому климату, в котором они существуют. Поэтому районы со сходным климатом обычно населены растениями со сходной архитектурой, вне зависимости от их таксономической принадлежности. То же самое справедливо и для климатов, разделенных во времени, поэтому мы можем использовать ископаемые растения для реконструкции климатов прошлого. Данный раздел посвящен реконструкции по палеоботаническим данным количественных параметров неморских климатов конца альбского века и позднемеловой эпохи, существовавших на территории Евразии и Аляски.

Приведенные ниже результаты были получены автором в тесном сотрудничестве с проф. Р.Э. Спайсером (R.A. Spicer) из Открытого университета, Великобритания. Флоры Перуц, Грюнбах и сенонская флора Чехии изучались совместно с И. Квачеком (J. Kvacek) из Национального музея, Прага, Чешская республика, а тыльпэгыргынайская флора – совместно с Х. Крэггс (H. Craggs) из Открытого университета. Результаты анализа флоры Юкон-Коюкук были любезно предоставлены Е. Кеннеди (E. Kennedy) из Открытого университета. Автор пользовался консультациями проф. Дж. Вулфа (J. Wolfe) из Университета Аризоны, США и Н.М. Чумакова из ГИН РАН. Этим коллегам автор выражает свою искреннюю признательность.

4.2. Методика реконструкции количественных климатических параметров по палеоботаническим данным

Отдельные морфологические или анатомические признаки древних растений однозначно или с большой степенью вероятности свидетельствуют об особенностях климата, в котором растение существовало. Наиболее надежными по всей видимости являются таксономически независимые методы, в которых учитываются физиономические (или архитектурные) признаки листьев ископаемых растений. Эти методы основаны на выявлении статистической коррелятивной связи между морфологическими (физиономическими) признаками растений и климатическими параметрами. Взаимодействие растений с окружающей средой контролируется главным образом стабильными во времени физическими законами газообмена, поэтому различные виды, произрастающие в одинаковых, но разделенных в пространстве и во времени климатах, вырабатывают конвергентные архитектурные (физиономические) признаки. Следовательно, физиономические признаки древних флор (а не только их систематический состав) можно использовать для того, чтобы охарактеризовать климаты прошлого.

В начале прошлого века ботаники заметили, что среди древесных цветковых растений тропиков больше, чем в умеренных широтах, видов с цельным краем листа [Bailey, Sinnot, 1915], причем удалось установить не только качественную, но и количественную корреляцию между процентным содержанием во флоре видов древесных двудольных с цельнокрайними листьями и среднегодовой температурой. На рис. 17 показана такая корреляция для растений юго-восточной Азии [Wolfe, 1979]. В идеальном случае отношение количества видов двудольных растений с цельным и зубчатым краями листа позволяет вычислить вероятную среднегодовую температуру ее произрастания. Это соотношение использовалось палеоботаниками для оценок (качественных и количественных) климатических изменений в меловом периоде [Красилов, 1972; 1979; Герман, 1985; 1993; Spicer, Parrish, 1986; 1990; Parrish, Spicer, 1988; и др.].

Данная корреляция подразумевает, что количество осадков не является лимитирующим фактором роста растений, используемых для расчета температуры по содержанию во флоре цельнокрайних видов. Однако, помимо температуры, и другие факторы внешней среды могут влиять на морфологию листьев, например, при недостатке воды листья имеют тенденцию уменьшаться в размере и утрачивать краевые зубцы; в этом случае рассчитанная по таким листьям температура будет завышенной. Кроме того, поскольку морфология листа всегда отражает компромисс между функциональной целесообразностью и разными наложенными ограничениями (например, тенденция к увеличению поверхности листа для интенсификации фотосинтеза уравновешивается возрастанием потери им воды при транспирации и затратами растения на формирование крупных листьев), соотношение "один морфологический признак – один климатический фактор" может таить в себе ошибки и давать неверные климатические сигналы.

Для того, чтобы преодолеть такое ограничение, Дж. Вулф [Wolfe, 1993; 1995] разработал методику многомерного статистического анализа комплекса физиономических признаков листьев с точки зрения их корреляции с рядом климатических параметров. Проанализировав более сотни современных флор, растущих вблизи метеостанций, он установил, что наилучшая корреляция наблюдается между десятью климатическими параметрами и 29 морфологическими признаками листьев древесных двудольных растений. Разработанный им подход Вулф назвал CLAMP (Climate-Leaf Analysis Multivariate Program).

Автор использовал усовершенствованный многомерный статистический метод, предложенный Вулфом [Herman, Spicer, 1996; 1997; Spicer et al., 1996]. Первоначально Вулф использовал метод непрямой ординации – корреспондентный анализ, поэтому положение климатических векторов им определялось субъективно (на глаз). В CLAMPe нами был

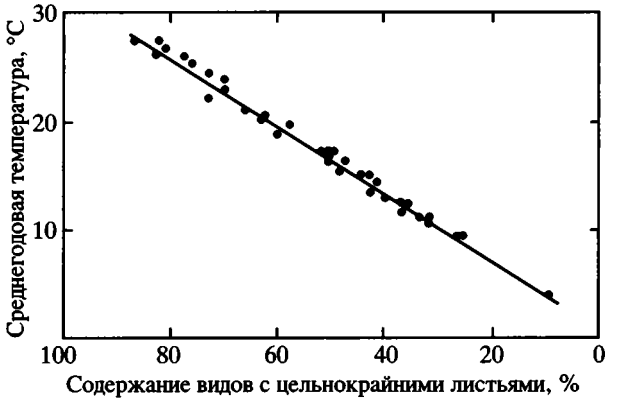


Рис. 17. Зависимость процентного содержания во флоре видов с цельнокрайними листьями от среднегодовой температуры [Wolfe, 1979].

График построен для не испытывающих засухи современных флор Юго-Восточной Азии.

использован канонический корреспондентный анализ (Canonical Correspondence Analysis – CANOCO) [Kovach, Spicer, 1995; Herman, Spicer, 1996; 1997], позволяющий точно определить положение климатических векторов. Он используется нами для того, чтобы установить и прокалибровать корреляции между листовыми признаками покрытосеменных и множеством климатических параметров.

Для каждой из девятнадцати ископаемых флор Евразии и Аляски было проанализировано от 14 до 84 видов (листовых морфотипов) цветковых растений, при этом учитывалось максимально возможное количество экземпляров каждого вида. В анализе мы использовали 31 морфологический признак листьев покрытосеменных. Признаки эти описывают пропорции, форму и размер листовой пластинки, характер края листа, форму его основания и верхушки (подробные дефиниции данных признаков приводятся в работах [Wolfe, 1993; Herman, Spicer, 1997]. В результате для каждой ископаемой флоры были рассчитаны восемь климатических параметров: среднегодовая температура (MAT), температура наиболее теплого и наиболее холодного месяцев (WMMT и CMMT), среднегодовое количество осадков (MAP), среднемесячное количество осадков за вегетационный период (MMGSP), среднее количество осадков за вегетационный период (MGSP), количество осадков за три последовательных наиболее сухих месяца (3DRIM) и продолжительность вегетационного периода (LGS).

CANOCO – это метод прямой ординации, который позволяет одновременно расположить флористические выборки, векторы климатических параметров и морфологические признаки листьев в многомерном пространстве, при этом современные флористические выборки упорядочиваются друг относительно друга в таком пространстве в соответствии с морфологией листьев растений, входящих в эти флоры, а климатические данные на их положение не влияют. Чем ближе в этом пространстве располагаются две точки, отвечающие двум флористическим выборкам, тем последние физиономически более сходны.

На рис. 18*А* показано такое распределение (в проекции на плоскость) 103 современных флористических выборок (точки) в 31-мерном признаковом пространстве. CANOCO позволяет сократить количество измерений в пространстве исходных признаков, при этом сохранив структуру этого пространства. Оси 1 и 2, определяющие плоскость проекции, – это оси, вдоль которых существует наибольшая вариабельность множества (облака) точек, отвечающих флористическим выборкам. При проекции из многомерного пространства на плоскость, заданную этими осями, искажения взаимного расположения флористических выборок в данном пространстве наименьшие.

Хотя климатические параметры сами не влияют на упорядочение флористических выборок в многомерном признаковом пространстве, удается проследить связь между распределением точек (выборок) и некоторыми параметрами климата благодаря определенной корреляции последних с физиономическими признаками флор: на рис. 18*А* флоры, произрастающие при разных среднегодовых температурах, показаны разными значками; упорядоченное распределение последних позволяет наметить вектор среднегодовой температуры: вполне очевидно, что он пройдет как-то из третьей четверти в первую. CANOCO дает возможность точно указать расположение векторов всех восьми указанных выше климатических параметров, коррелятивно связанных с физиономическими признаками листьев двудольных растений, в этом заданном морфологическими признаками 31-мерном пространстве (рис. 18*Б*).

Легко заметить, что векторы климатических параметров образуют две группы: в одну входят векторы, более или менее параллельные оси 1 (векторы CMMT, MAT, LGS, WMMT на рис. 18*Б*), во вторую – близкие по направлению к оси 2 (векторы 3DRIMO, MAP, MMGSP, MGSP на рис. 18*Б*). Векторы первой группы отвечают температурным параметрам климата (включая и продолжительность вегетационного периода, поскольку она определяется сочетанием температурных показателей), второй группы – параметрам количества осадков. Существенно, что температурные векторы близки по направлению оси, вдоль которой разнообразие в признаковом пространстве точек, отвечающих флористическим выборкам, максимально, а влажностные векторы – второй по "значимости" разнообразия выборок оси. Другими словами, близость положения векторов этих двух групп осям 1 и 2 иллюстрирует качественную зависимость физиономических характеристик флор от температурных и влажностных параметров условий их обитания.

На рис. 18*В* показано распределение различных морфологических признаков листьев по отношению к осям 1 и 2. При сравнении этого рисунка с рис. 18*Б* можно видеть, что воображаемая линия, соединяющая признаки "цельнокрайние листья (NoTeeth)" и "зубцы сложные (TthCmd)" располагается близко к вектору MAT (рис. 18Б), подтверждая таким

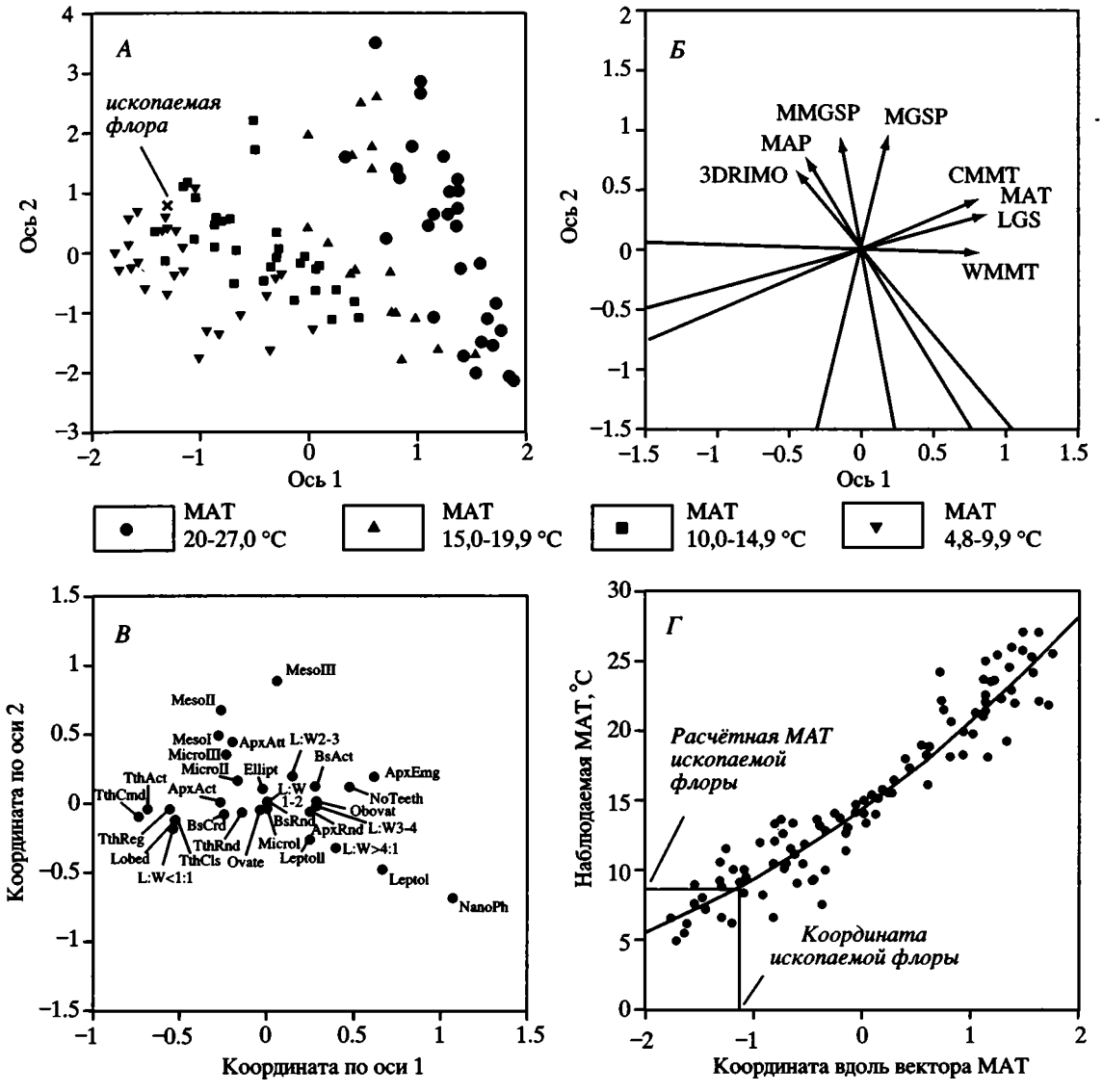


Рис. 18. Методика CLAMP-анализа ископаемой флоры (для примера показана туронская флора о-ва Новая Сибирь)

А – распределение (в проекции на плоскость) 103 современных флористических выборок (различные значки обозначают среднегодовую температуру (MAT) произрастания этих флор) и ископаемой флоры (обозначена крестиком), взятой как "пассивный образец", в заданном морфологическими признаками 31-мерном пространстве; *Б* – расположение в этом же пространстве восьми векторов климатических параметров, коррелятивно связанных с физиономическими признаками листьев двудольных растений: 3 DRIMO – количество осадков за три последовательных наиболее сухих месяца, MAP – среднегодовое количество осадков, MMGSP – среднемесячное количество осадков за вегетационный период, MGSP – среднее количество осадков за вегетационный период, CMMT – средняя температура наиболее холодного месяца, MAT – среднегодовая температура, LGS – продолжительность вегетационного периода, WMMT – средняя температура наиболее тёплого месяца; *В* – распределение в этом же пространстве различных морфологических признаков листьев древесных двудольных: ApxAct – верхушка острая, ApxAtt – верхушка оттянутая, ApxEmg – верхушка выемчатая, ApxRnd – верхушка круглая, BsAct – основание острое, BsCord – основание сердцевидное, BsRond – основание округлое, Ellipt – лист эллиптический, LeptoI – лептофилл I, LeptoII – лептофилл II, Lobed – лист лопастной, L: W < 1 : 1 – отношение длины листа к его ширине меньше 1 : 1, L : W1-2 – отношение длины листа к его ширине от 1 : 1 до 2 : 1, L : W2-3 – отношение длины листа к его ширине от 2 : 1 до 3 : 1, L : W3-4 – отношение длины листа к его ширине от 3 : 1 до 4 : 1, L : W > 4 : 1 – отношение длины листа к его ширине более 4 : 1, MesoI – мезофилл I, MesoII – мезофилл II, MesoIII – мезофилл III, MicroI – микрофилл I, MicroII – микрофилл II, MicroIII – микрофилл III, NanoPh – нанофилл, Noteeth – зубцы отсутствуют, Obovat – лист обратнояйцевидный, Ovate – лист яйцевидный, TthAct – зубцы острые, TthCls – зубцы сближенные, TthCmd – зубцы сложные, TthReg – зубцы регулярные, TthRnd – зубцы округлые; *Г* – распределение современных флористических выборок в зависимости от их координат вдоль вектора среднегодовой температуры и наблюдаемой среднегодовой температуры; статистическая зависимость между этими величинами приближенно описывается линией регрессии второго порядка (кривая на графике), которая используется для расчета, исходя из координаты ископаемой флоры вдоль вектора среднегодовой температуры, среднегодовой температуры, при которой существовала данная ископаемая флора; таким же образом рассчитываются и остальные палеоклиматические параметры.

образом, что характер края листа хорошо коррелируется со среднегодовой температурой и что анализ края листа – это в действительности упрощенный, "одномерный" вариант CLAMP. Линия "размера листьев", идущая от признака "NanoPh" (мелкие листья) к признаку "MesoIII" (крупные листья), как и следовало ожидать, лежит вблизи вектора MAP (рис. 18Б).

На рис. 18*А* показана для примера ископаемая флора (в данном случае это туронская флора о-ва Новая Сибирь), расположенная в признаковом пространстве наряду с современными флористическими выборками. Физиономические признаки ископаемых листьев учитываются точно так же, как таковые признаки современных флор, однако ископаемые флоры участвуют в анализе как "пассивные образцы", т.е. CANOCO позволяет найти их место в указанном признаковом пространстве (в соответствии с физиономическими признаками ископаемых флор), но на структуру этого пространства, задаваемого характеристиками современных флор, и положение основных его осей данные флоры не влияют. Положение ископаемой флоры относительно современных флор позволяет рассчитать, с определенной и также рассчитываемой степенью точности, условия древнего климата, при которой данная флора существовала.

Зная климат районов произрастания современных флор (данные с метеостанций), можно проградуировать векторы климатических параметров и далее, определив по морфологическим признакам ископаемых листьев положение в указанном пространстве соответствующих древних флор и "спроецировав" их на климатические векторы, рассчитать для этих флор вероятные палеоклиматические параметры. На рис. 18*Г* показано соотношение между координатами современных флористических выборок вдоль вектора MAT (в условных единицах) и их наблюдаемыми среднегодовыми температурами. Для описания приближенной статистической зависимости между координатами современных флористических выборок вдоль того или иного вектора климатического параметра и наблюдаемыми значениями этого параметра нами были построены линии регрессии второго порядка. Координату ископаемой флоры вдоль вектора MAT можно далее использовать для определения вероятной древней среднегодовой температуры, проследив, где координата вдоль вектора пересекает кривую графика (рис. 18*Г*). Другой же способ заключается в использовании функции, описывающей кривую регрессии, для расчета неизвестной среднегодовой температуры.

Разброс точек вокруг линии регрессии (рис. 18*Г*) дает представление о статистической ошибке в расчете среднегодовой температуры. В данном случае стандартное отклонение составляет 1,8 °С.

4.3. Материал

Были проанализированы 19 флор (рис. 19) из меловых отложений Европы, Азии и Аляски. Материалом послужили коллекции, содержащие несколько тысяч экземпляров и представленные главным образом отпечатками листьев. Следует напомнить, что примененная нами методика основана на анализе морфологических признаков листьев покрытосеменных; иные палеоклиматически важные признаки растений (анатомия древесины, строение кутикул и проч.) в ней не используются. Палеоширота местонахождений ископаемых флор определялась исходя из реконструкций положения континентов в позднемеловое время [Smith et al., 1981].

Флоры Перуц, Вышехоровице и Мала Хухле (палеоширота 40° с.ш.) происходят из отложений свиты Перуц-Корычаны в Чешской Республике. Флора Перуц насчитывает более 200 видов ископаемых растений [Fric, Bayer, 1902; Bayer, 1920; Knobloch, 1999; Kvacek, 1998; Kvacek et al., 2000]. По находкам морских моллюсков в слоях, перекрывающих флороносные отложения, и по палинологическим данным, возраст флоры Перуц определяется как средний сеноман [Вахрамеев и др., 1970; Pacltova, 1977]. При анализе сеноманской флоры Перуц мы сделали расчеты для флоры в целом (69 морфотипов листьев покрытосеменных) и отдельно для двух тафофлор, входящих в ее состав: тафофлоры Вышехоровице (28 морфотипов листьев) и тафофлоры Мала Хухле (22 морфотипа листьев) [Kvacek et al., 2000]. Эти тафофлоры различаются условиями обитания входящих в них растений: Мала Хухле отражает растительность долины относительно небольшой реки, а Вышехоровице – растительность более крупной долины меандрирующей реки, протекавшей по слабовсхолмленной низменности.

Сенонская флора Чехии (флоры Злив, Кликов и Хлюбока) (палеоширота 40° с.ш.) происходит из нескольких местонахождений на юге Чешской Республики в районах Злив, Кликов и Хлюбока. Сенонский возраст этой флоры устанавливается по палеофлористическим и палинологическим данным [Nemejc, 1962; Nemejc, Kvacek, 1975]. В анализе И. Квачеком и



Рис. 19. Местоположение меловых флор Евразии и Аляски, использованных для расчета количественных палеоклиматических параметров посредством CLAMP-анализа.

автором были использованы признаки листьев 21 вида покрытосеменных, основу классификации которых составила пересмотренная нами таксономия ископаемых растений из монографий [Nemejc, 1962; Nemejc, Kvacek, 1975].

Флора Грюнбах (палеоширота, по-видимому, 32° с.ш.) происходит из свиты Грюнбах (старое название – угленосная серия [Ploechinger, 1961] серии Госау, распространенной в бассейне Грюнбах – Ной Вельт в восточных Известковых Альпах, Австрии. Раннекампанский возраст флоры основывается на находках фораминифер, спорах и пыльце в отложениях свиты Грюнбах и на корреляции флороносных отложений с подстилающими породами свиты Майерсдорф и перекрывающими – свиты Пистинг, из которых известны находки стратиграфически важных остатков морской фауны [Summesberger, 1997; Summesberger et al., 2000; Herman, Kvacek, 2002]. Систематический состав флоры Грюнбах рассмотрен И. Квачеком и автором [Herman, Kvacek, 2002]. Были использованы признаки 28 морфотипов листьев двудольных флоры Грюнбах [Herman, Kvacek, 2000; Herman, Kvacek, 2002], коллекции которых хранятся в музее естественной истории в Вене, Геологической службе Австрии, Университете Вены и Национальном музее в Праге.

Флора Кульденен-Темир (палеоширота 45° с.ш.) в Западном Казахстане происходит из алтыкудукской свиты, позднеальбский или позднеальбско-сеноманский возраст которой устанавливается исходя из ее соотношения с морскими отложениями [Вахрамеев, 1952; Шилин, 1986]. В анализе были использованы признаки 30 морфотипов листьев двудольных этой флоры, причем за основу нами была принята классификация, предложенная В.А. Вахрамеевым [1952]. Изученная коллекция (сборы Вахрамеева) хранится в Геологическом институте (ГИН) РАН, г. Москва.

Флора Теректы-Сай (палеоширота 45° с.ш.) известна из песков и алевритов в верховьях р. Эмба. По мнению В.А. Вахрамеева [1952], геологические данные не противоречат предположению о ее сеноманском возрасте; вместе с тем, сравнение видового состава флоры Теректы-Сай с составом флор, заключенных в заведомо верхнеальбских отложениях, указывает на ее более молодой облик.

Более поздние исследования не внесли коррективов в оценку возраста флоры Теректы-Сай [Шилин, 1986]. Изученная нами коллекция (сборы Вахрамеева) хранится в ГИН РАН. В анализе были использованы признаки 17 морфотипов листьев этой флоры, описание которых приводится в монографии Вахрамеева [1952].

Флоры Вилюй-А и Вилюй-Б (палеоширота 62° с.ш.) происходит из нижней части тимердяхской (аграфеновской) свиты на р. Тюнг (основная коллекция, т. 421) и из одновозрастных отложений Тимердях-Хая на р. Вилюй (тт. 8, 331) и в верховьях р. Кемпендяй [Вахрамеев, 1958]. Ископаемые растения из этих местонахождений В.А. Вахрамеев объединял в нижний комплекс, возраст которого он считал сеноман-туронским. Мы полагаем, что возраст этой флоры, судя по ее составу [Вахрамеев, 1958], скорее сеноманский, хотя не исключено, что он включает какую-то часть позднего альба и/или начала турона. В 1994 г. Л.Б. Головнева в бассейне р. Вилюй из отложений, примерно, по ее мнению, одновозрастных породам местонахождения 421, собрала небольшую коллекцию (т. 6), которую она любезно предоставила автору для ознакомления. В 1999 г. и 2002 г. автор также собрал небольшую коллекцию растительных остатков из местонахождения 421 и примерно одновозрастных отложений в бассейне р. Тюнг.

Анализируя сеноманскую флору Вилюя, мы сделали расчеты отдельно для тафофлоры т. 421 на р. Тюнг (флора "Вилюй-А"), коллекция из которой включает около 50 остатков листьев покрытосеменных, относящихся к 14 морфотипам, и для тафофлор всех местонахождений вместе, которые, по мнению В.А. Вахрамеева и Л.Б. Головневой, примерно одного возраста (флора "Вилюй-Б"). Последняя выборка, помимо коллекции из т. 421, включает по два образца из тт. 8 и 331 (сборы В.А. Вахрамеева) и 23 образца из т. 6 (сборы Л.Б. Головневой) и насчитывает 25 морфотипов листьев покрытосеменных. Коллекции хранятся в ГИН РАН (сборы Вахрамеева и автора) и Ботаническом институте (БИН) РАН, г. Санкт-Петербург (сборы Головневой).

Арманская флора (палеоширота 72° с.ш.) происходит из арманской и нараулийской свит бассейнов рек Армани и Хасына (Примагаданье). Вопрос о возрасте этой флоры долгое время был предметом дискуссии [Самылина, 1974; Филиппова, 1975; и др.], однако последние данные, основанные на пересмотре всех ранее собранных коллекций и изучении вновь собранных материалов, позволили А.Б. Герману и С.В. Щепетову прийти к заключению, что арманская флора примерно одновозрастна позднеальбско-сеноманским гребенкинской флоре и флоре из языков Киллик и Ниакогон Северной Аляски [Герман, Спайсер, 1997]. Автором были изучены коллекции арманской флоры, хранящиеся в СВПГО "Севвостокгеология", г. Магадан, Северо-Восточном комплексном НИИ (СВКНИИ) ДВО РАН и БИН РАН. В анализе были использованы признаки 25 морфотипов покрытосеменных этой флоры.

Пенжинская флора (палеоширота 73° с.ш.) известна из двух местонахождений в нижней части валижгенской свиты Северо-Западной Камчатки (мыс Конгломератовый) и полуострова Елистратова [Герман, 1991]. Отложения, содержащие остатки растений, по простиранию замещаются морскими слоями нижней части свиты пэль-эль, примерно той ее частью, из которой известны находки туронских (возможно, позднетуронских) иноцерамов [Пергамент, 1961], и перекрываются флороносными отложениями, содержащими коньякскую кайваямскую флору (см. ниже). Возраст пенжинской флоры, таким образом, устанавливается как туронский (возможно, исключая начало турона) [Герман, 1991]. Коллекция хранится в ГИН РАН и БИН РАН. В анализе были использованы признаки 21 морфотипа листьев покрытосеменных этой флоры, описанных А.Б. Германом [1991].

Кайваямская флора (палеоширота 73° с.ш.) происходит из средней и верхней частей валижгенской свиты Северо-Западной Камчатки (мыс Конгломератовый) и полуострова Елистратова [Герман, 1991]. Эти отложения латерально переходят в морские слои свиты пэль-эль, содержащие остатки коньякских иноцерамов, и перекрываются породами нижней подсвиты быстринской свиты, в нижней части которой найдены остатки иноцерамов раннесантонского возраста [Пергамент, 1961; 1978]. Флороносные отложения, следовательно, имеют коньякский возраст [Герман, 1991]. Нами были изучены несколько сотен ископаемых растений кайваямской флоры, хранящиеся в ГИН РАН, БИН РАН и СВКНИИ ДВО РАН. В анализе использованы признаки 28 морфотипов листьев покрытосеменных этой флоры, описание которых приводится в монографии А.Б. Германа [1991].

Флора о-ва Новая Сибирь (палеоширота 82° с.ш.) была собрана из деревянногорской свиты в Утесе Деревянных гор на южном побережье острова. И.Н. Свешникова и Л.Ю. Буданцев [1969], собравшие и описавшие богатую коллекцию ископаемых растений этой флоры, считают ее туронской исходя из

совместного нахождения в ней как раннемеловых растений, так и видов и родов, распространенных в сеноман-туронских и, в меньшей степени, в сенонских флорах Арктики [Буданцев, 1983]. Результаты палинологического изучения деревянногорской свиты подтверждают ее туронский возраст [Буданцев, 1983; Бондаренко, 1983]. Анализ туронской флоры о-ва Новая Сибирь основан на коллекции, описанной Свешниковой и Буданцевым [1969]. Она хранится в БИН РАН и включает более 400 образцов. Кроме того, нами были изучены небольшие коллекции из этих же отложений, собранные Э.В. Толлем [Schmalhausen, 1890] и Г.В. Иваненко [Herman, 1994] и хранящиеся в ГИН РАН. В анализе, основанном на предложенной Л.Ю. Буданцевым классификации, были использованы признаки 20 морфотипов этой флоры.

Тыльпэгыргынайская флора (палеоширота 74°–76° с.ш.) происходит из поперечненской и тыльпэгыргынайской свит, известных в северной части хребта Пекульней. Поперечненская свита восточного склона хребта надежно датируется ранним коньяком благодаря находкам морских моллюсков в подстилающих и перекрывающих отложениях. Возраст тыльпэгыргынайской свиты более дискуссионен, однако по находкам морских моллюсков в перекрывающих отложениях и из-за большого сходства ископаемой флоры из этой свиты с таковой из поперечненской свиты возраст их считается идентичным [Терехова, Филиппова, 1983; 1984; Герман, 1999а]. Анализ тыльпэгыргынайской флоры основан на изучении коллекции растительных остатков, хранящейся в СВПГО "Севвостокгеология" (г. Магадан). В анализе были использованы признаки 57 видов покрытосеменных растений.

Флоры гребенкинская, "Гребенка-22" и "Гребенка-смешанная" (палеоширота 76° с.ш.) происходят из нескольких местонахождений в средней подсвите кривореченской свиты бассейнов рек Гребенка, Орловка, Чукотская, Быстрая (правобережье р. Анадырь в его среднем течении). В ряде местонахождений вместе с ископаемыми растениями были найдены остатки морских моллюсков, позволяющие датировать эту флору концом альба–сеноманом и, возможно, ранним туроном [Терехова, 1988; Щепетов и др., 1992; Филиппова, Абрамова, 1993; Герман, 1999б]. Палеомагнитные и палинологические данные и результаты Ar/Ar датирования флороносных пород также говорят в пользу позднеальбско-сеноманского возраста гребенкинской флоры [Щепетов и др., 1992; Герман, 1999б; Spicer et al., 2002]. Автором были учтены все коллекции этой исключительно разнообразной флоры, хранящиеся в ПГО "Севвостокгеология", СВКНИИ ДВО РАН и ГИН РАН. В анализе были использованы признаки 84-х морфотипов листьев покрытосеменных этой флоры [Spicer et al., 2002].

Кроме анализа гребенкинской флоры в целом, мы сделали также расчеты отдельно для тафофлоры местонахождения 22 ("Гребенка-22") и ископаемой флоры из нескольких небольших близко расположенных друг к другу местонахождений ("Гребенка-смешанная") в пределах крупного Елисеевского обнажения кривореченской свиты в среднем течении р. Гребенка [Щепетов и др., 1992; Spicer et al., 2002]. Первая из этих тафофлор, насчитывающая 28 морфотипов листьев покрытосеменных, отражает растительность по берегам небольшого озера, расположенного на слабовсхолмленной низменности, вторая флора, насчитывающая 41 морфотип листьев – растительность хорошо обводненной долины реки, со старичными озерами и меандрами, протекавшей по обширной приморской низменности.

Флора Юкон-Коюкук (палеоширота 72° с.ш.). В бассейне р. Юкон на Аляске богатые местонахождения позднемеловой флоры приурочены к свитам Мелози и Кальтаг [Hollick, 1930]. Было показано [Patton, 1973], что эти свиты находятся на одном стратиграфическом уровне, замещая одна другую, и залегают на морских отложениях свиты Нулато, содержащих остатки альбских и сеноманских моллюсков. Возможно, контакт морских и континентальных отложений в этом районе диахронный. Флора Юкон-Коюкук датируется скорее всего сеноманом или сеноманом–туроном. В анализе были использованы признаки 66 видов покрытосеменных растений. В основу анализа этой флоры была положена классификация ископаемых покрытосеменных, предложенная А. Голликом [Hollick, 1930], а также переизучение коллекций, хранящихся в Открытом университете в Великобритании и Национальном музее естественной истории (Смитсоновский институт) в США.

Флора Тулувак (палеоширота 78° с.ш.) происходит из двух местонахождений, расположенных в центральной части Северной Аляски. Флороносные отложения относятся к языку Тулувак, принадлежащего формации Принс Крик группы Колвилл (турон-маастрихт). Эти отложения подстилаются морскими слоями формации Сиби, содержащими остатки фораминифер и иноцерамов [Detterman et al., 1963], по которым устанавливается их туронский возраст. Флороносные слои пере-

крываются морскими отложениями формации Шрадер Блафф, в нижней части которых содержатся остатки сантонских-раннекампанских иноцерамов. Таким образом, устанавливается коньякский возраст флороносных отложений [Brosge, Whittington, 1966; Герман, Спайсер, 1997; Herman, Spicer, 1997]. Изученная нами коллекция Северной Аляски хранится в Открытом университете в Англии. В анализе были использованы признаки 25 морфотипов листьев покрытосеменных [Herman, Spicer, 1996; 1997].

4.4. Обсуждение результатов

Положение 19-ти ископаемых флор от позднеальбского до сенонского возраста, использованных для расчета палеоклиматических параметров посредством CLAMP, показано на рис. 19. Полученные нами результаты ниже сгруппированы в соответствии с возрастом проанализированных флор.

Поздний альб-сеноман. Были проанализированы 12 ископаемых флор позднеальбского–сеноманского возраста (рис. 19 и табл. 3), которые относятся к двум основным фитохориям позднего мела: Сибирско-Канадской области, характеризовавшейся умеренным климатом, и Евро-Синийской области, климат которой был субтропическим [Вахрамеев, 1988]. Полученные результаты соответствуют как качественным характеристикам этих типов климата, так и палеоширотному положению изученных флор.

Сравнение климатических параметров, рассчитанных для близко расположенных друг к другу флор Кульденен-Темир и Теректы-Сай Казахстана (табл. 3), позволяет сделать вывод о потеплении климата в этом регионе от позднего альба к сеноману: среднегодовые температуры выросли на 5°С, а температуры наиболее холодного месяца – на 7,5 °С. Эти данные хорошо совпадают с выводом В.А. Вахрамеева [1980] о потеплении на указанном временном отрезке в Средней Азии и Южном Казахстане, основанном на распространении пыльцы *Classopollis*. Наши расчеты не подтверждают однако предположения об увеличении засушливости в это время (табл. 3).

Сравнение климатических данных, рассчитанных по одновозрастным (поздний альб–сеноман) и росшим сравнительно недалеко друг от друга гребенкинской и арманской флорам (табл. 3), позволяет заключить, что последняя существовала при более низких температурах (что особенно ярко выражено в разнице температур наиболее холодного месяца), большем количестве осадков за год и несколько меньшей сезонности их распределения в течение года. Эти отличия "гребенкинского" и "арманского" климатов хорошо объяснимы с точки зрения ландшафтных особенностей местообитаний указанных флор: арманская флора существовала на расчлененном нагорье Охотско-Чукотского вулканического пояса, тогда как гребенкинская – в условиях Анадырско-Корякской прибрежно-морской низменности.

Как гребенкинская флора, так и флора Юкон-Коюкук, существовали на прибрежно-морских низменностях, примыкавших к северной Прото-Пацифике. Однако флора Юкон-Коюкук отражает более теплый (разница температурных параметров, однако, находится в пределах возможной ошибки) и существенно более влажный климат, чем тот, в котором обитала гребенкинская флора (табл. 3). Эта разница может быть объяснена более северным положением гребенкинской флоры и/или более теплым и влажным климатом восточной части северной Прото-Пацифики, к которой, вероятно, подходила северная (идущая против часовой стрелки) ветвь теплого течения, пересекавшего в средних широтах Тихий океан с запада на восток (аналог современных Куросио и Северного Тихоокеанского течений).

Две тафофлоры, входящие в состав флоры Перуц–Вышехоровице и Мала Хухле, примерно одновозрастны, но отражают разные условия существования. Ископаемые растения из местонахождения Мала Хухле происходят из отложений реки, долина которой была ограничена склонами, сложенными палеозойскими известняками, а таковые местонахождения Вышехоровице – из речных отложений более крупной реки, широкая долина которой располагалась на обширной приморской низменности [J. Kvacek, устное сообщение, 2000].

CLAMP-анализ этих тафофлор позволяет оценить точность этого метода (табл. 3). Температуры, рассчитанные по этим тафофлорам, близки (одинаковы в пределах допустимой ошибки), но параметры осадков существенно различаются. Это различие можно объяснить двумя причинами. Первая вызвана наличием сравнительно большого числа широколиственных рипарийных видов в тафофлоре Вышехоровице: тафоценозы из речных пойм, старичных озер и болот как правило отличаются минимальным привносом растительного материала с возвышенных местообитаний. Напротив, тафофлора Мала Хухле представляет собой смешанную популяцию рипарийных видов и растений более

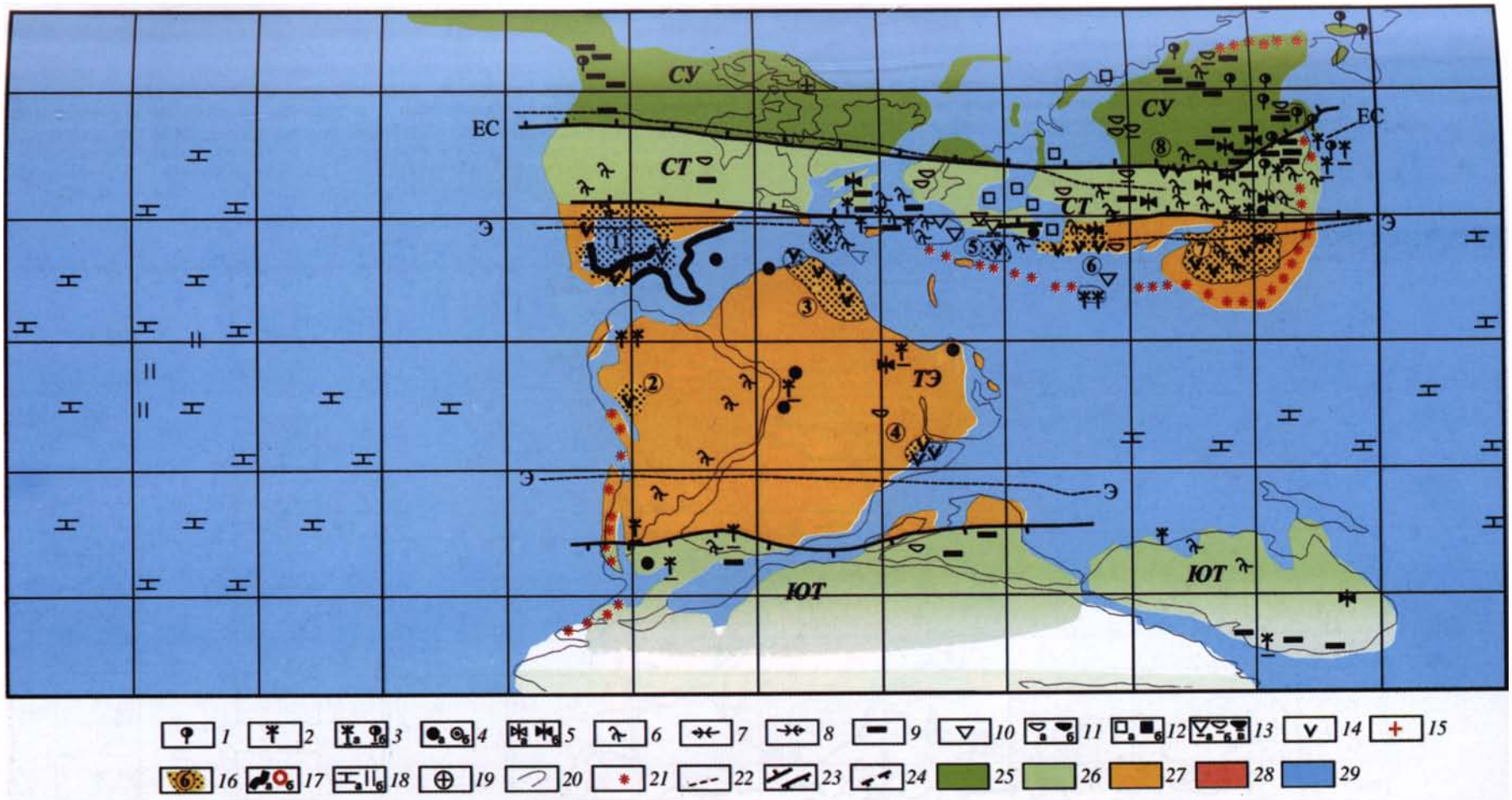


Рис. 21. Палеоклиматическая схема. Берриасский век

Легенда (к рис. 21, 23, 25, 27, 29, 31, 33, 35, 37, 39, 41, 43):

1 – умеренно-теплолюбивая растительность; 2 – теплолюбивая растительность; 3 – растительность данного или смежных веков; 4а – обильная пыльца *Classopollis* (более 50%); 4б – пыльца *Nothofagus*; 5а – умеренно-теплолюбивые насекомые; 5б – теплолюбивые насекомые; 6 – местонахождения остатков динозавров; 7 – местонахождения остатков крокодилов; 8 – местонахождения остатков хампрозавров; 9 – каменные угли и лигниты; 10 – бокситы осадочные и латеритные; 11а – каолинитовые коры выветривания и каолиниты осадочные; 11б – кварц-каолинитовые осадочные породы; 12а – железные руды, прибрежно-морские, оолитовые; 12б – железные руды, континентальные, латеритные и обломочные; 13 – бокситы, каолиниты, железные руды данного или смежных веков; 14 – гипсы и ангидриты; 15 – каменная, калийные и др. соли; 16 – эвапоритовые пояса и области, районы развития терригенных красноцветов, их номера; 17а – барьерные рифы; 17б – рифы-атоллы; 18а – пелагические известковые осадки; 18б – пелагические известково-кремнистые осадки; 19 – сезонные ледовые отложения; 20 – контуры современной суши; 21 – горные краевые вулканические пояса; 22 – 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; А – Австральной или Нотальной; 23 – границы климатических поясов (бергштрихи обращены к полюсам); 24 – тоже предполагаемые; 25–28 – климатические пояса: 25 – высокоширотные умеренные гумидные (*СУ* – северный, *ЮУ* – южный); 26 – среднеширотные теплые гумидные (*СТ* – северный, *ЮТ* – южный); 27 – тропическо-экваториальный жаркий аридный (*ТЭ*); тропические аридные жаркие (*СА* – северный, *ЮА* – южный); 28 – экваториальный гумидный (*Э* и *ЭК*). Эвапоритовые бассейны [Жарков и др., 1998]: 1 – Сабинес, Юкотанский, Южно-Флоридский; 2 – Акра; 3 – Марокканский, Алжиро-Тунисский; 4 – Мандера; 5 – Мизийский, Грузинский; 6 – Средне-Азиатский; 7 – Ланпан-Симао; 8 – Дзабханский, Бенернурский

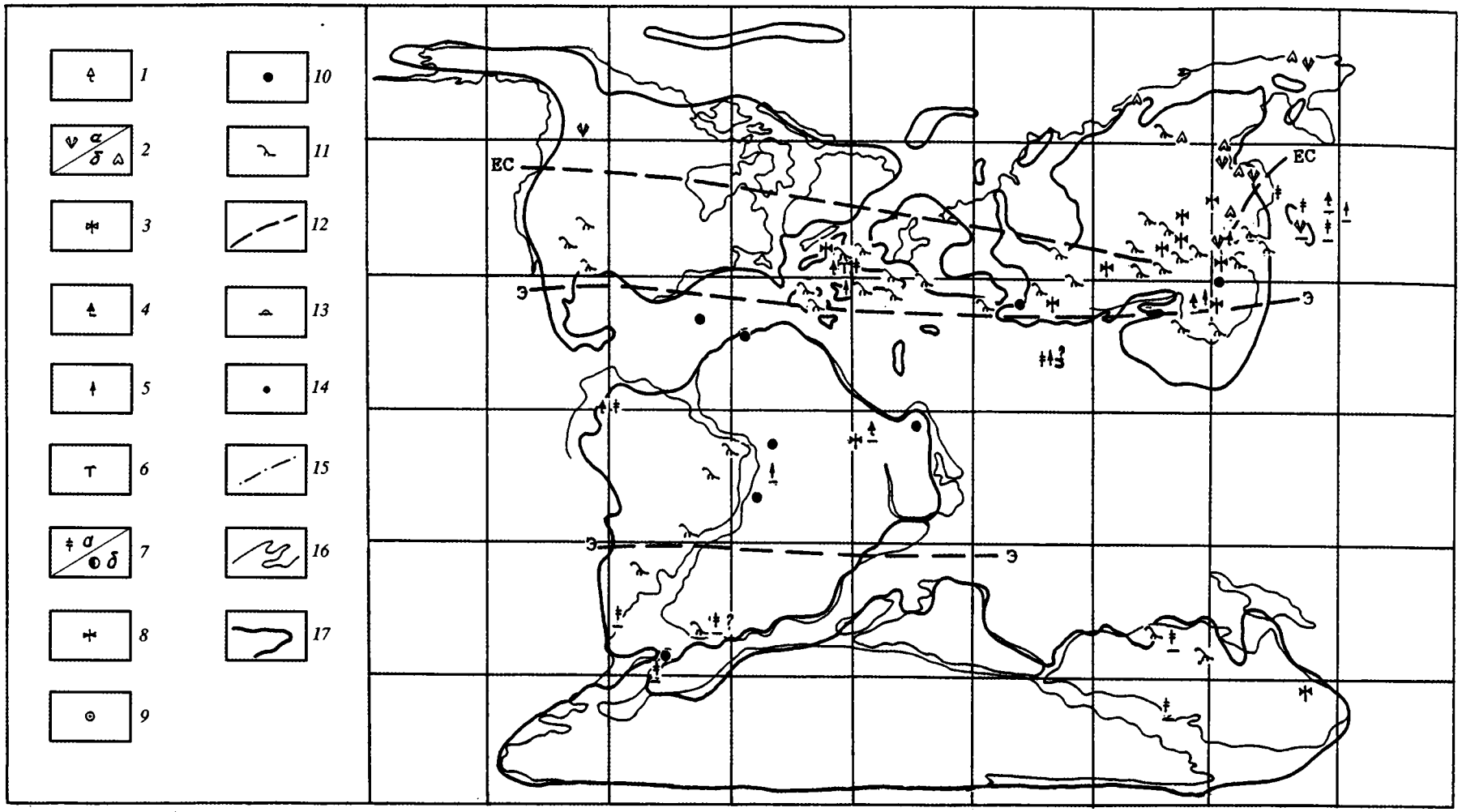


Рис. 22. Элементы палеобиографии берриасского века (палеонтологические индикаторы климата и некоторые черты биогеографии)

Легенда неокома, баррема, апта и альба. 1–2: растения-индикаторы умеренного климата Сибирской флористической области; 1 – папоротники *Birisia, Arctopteris*; 2а – чекановскиевые *Phoenicopsis*; *Czekanowski*; 2б – цикадофиты *Heilungeia, Neozamites*; 3 – умеренно-теплолюбивые насекомые; 4–7: растения-индикаторы теплого климата Евро-Синийской, Экваториальной и Австральной областей; 4 – папоротники *Phlebopteris, Mantonidium, Weichselia*; 5 – хвойные *Frenelopsis*, Sphenolepidium, *6* – древовидные папоротники Tempskya, Cycadeoida, *7а* – цикадофиты Otozamites, Dictyozamites, Ptilophyllum, *7б* – 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 фитохорий 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 Австральным [Koutsoukos, 1992]; *15* – границы Бореального и Тетического, Австрального и Тетического царств белемнитов [Stevens, 1973]; *16* – контуры современной суши; *17* – береговые линии характерные для данного века. Составлена при участии М.П. Долуденко, Н.Н. Каландадзе, Е.Л. Лебедева, А.Г. Пономаренко, А.С. Раутиана.

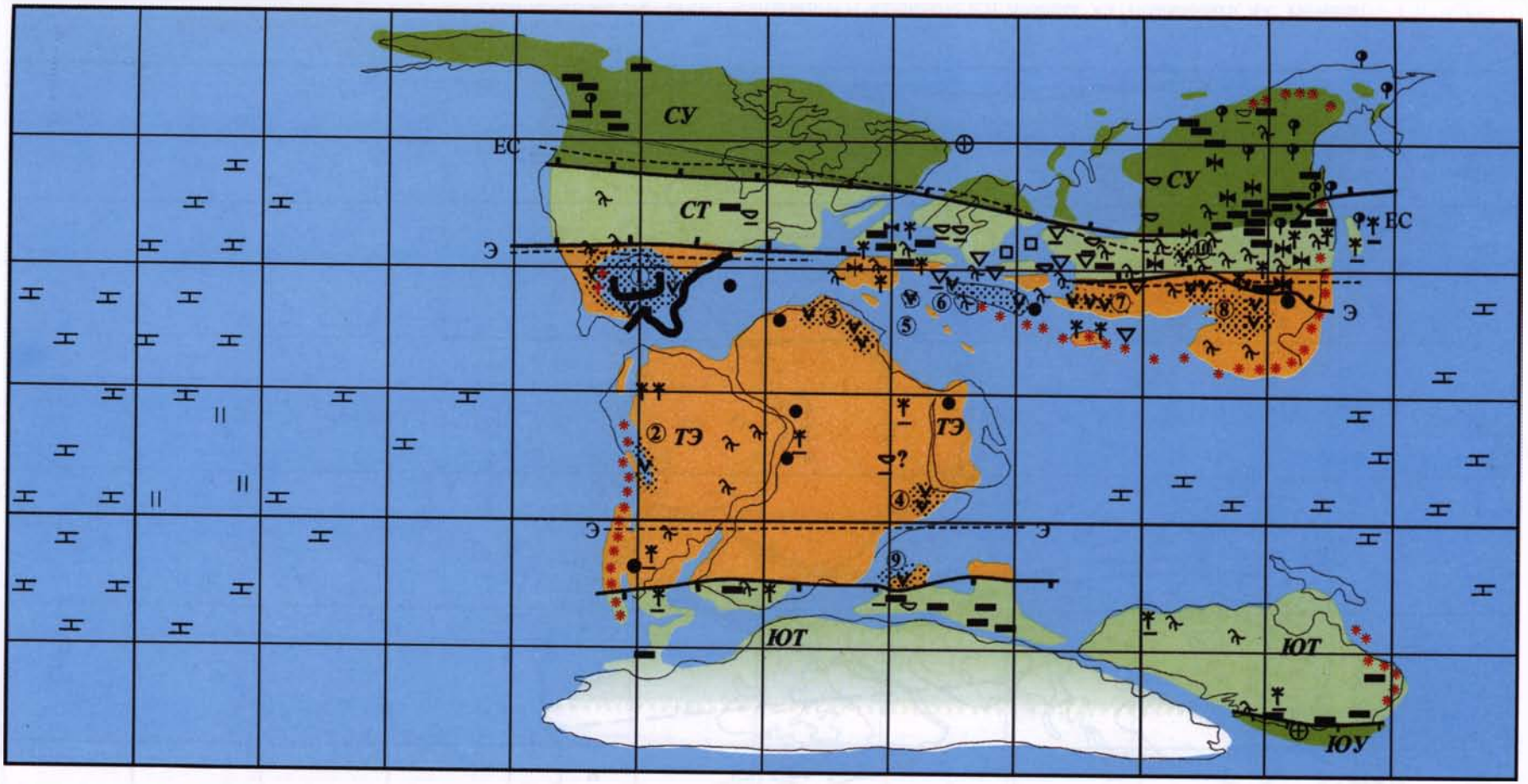


Рис. 23. Палеоклиматическая схема. Валанжинский век

Условные обозначения см. рис. 21. Эвапоритовые бассейны [Жарков и др., 1998а]: 1 – Сабинес, Юкотанский, Южно-Флоридский; 2 – Альтиплано; 3 – Марокканский, Алжиро-Тунисский; 4 – Мандера; 5 – Динаридский; 6 – Мизийский, Грузинский; 7 – Средне-Азиатский; 8 – Вейхе, Ланпан-Симао; 9 – Мурундава, Мажунга; 10 – Дзабханский

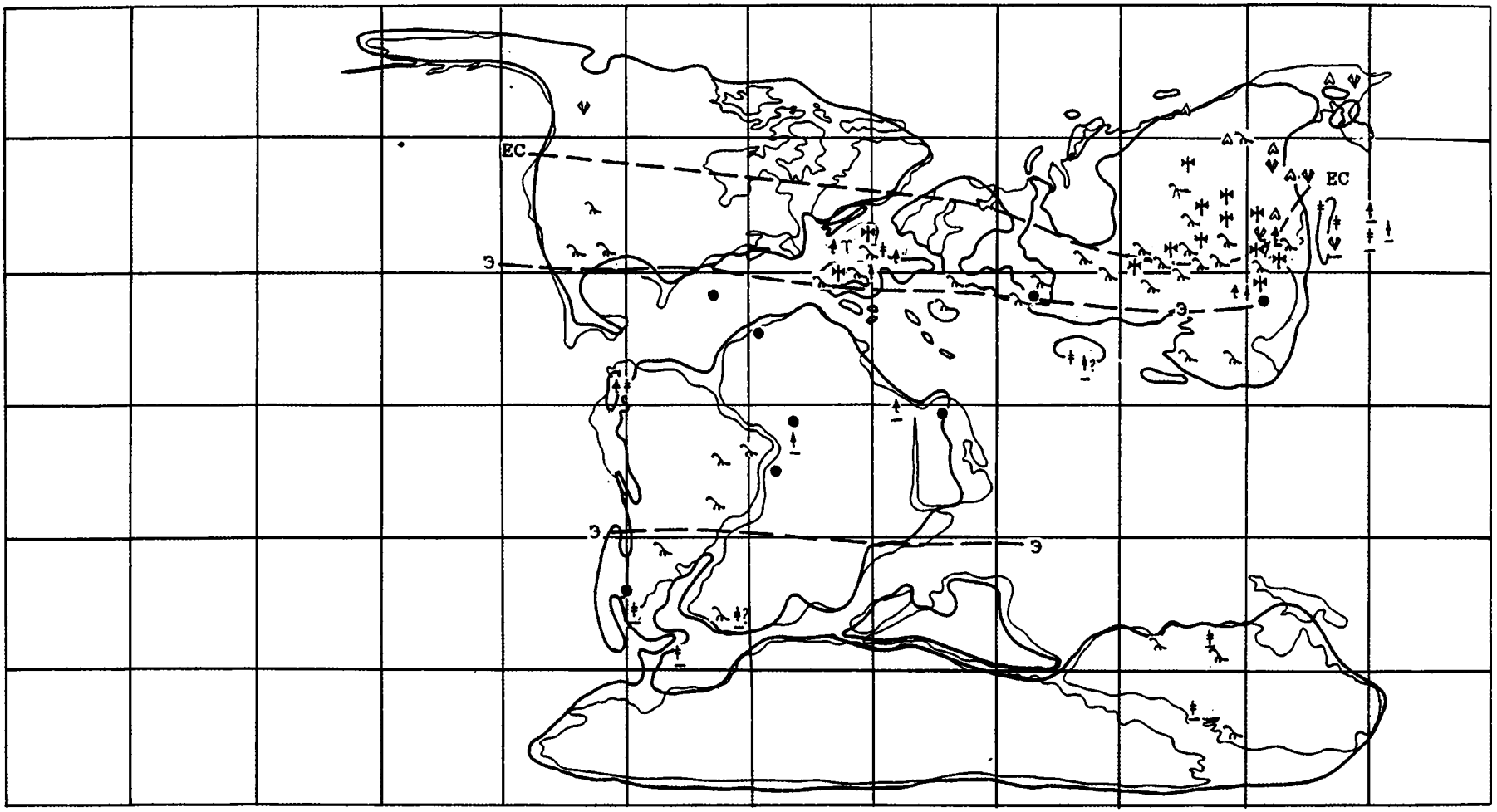


Рис. 24. Элементы палеобиографии валанжинского века
Условные обозначения см. рис. 22 (составлена при участии М.П. Долуденко, Н.Н. Каландадзе, Е.Л. Лебедева, А.Г. Пономаренко, А.С. Раутиана)

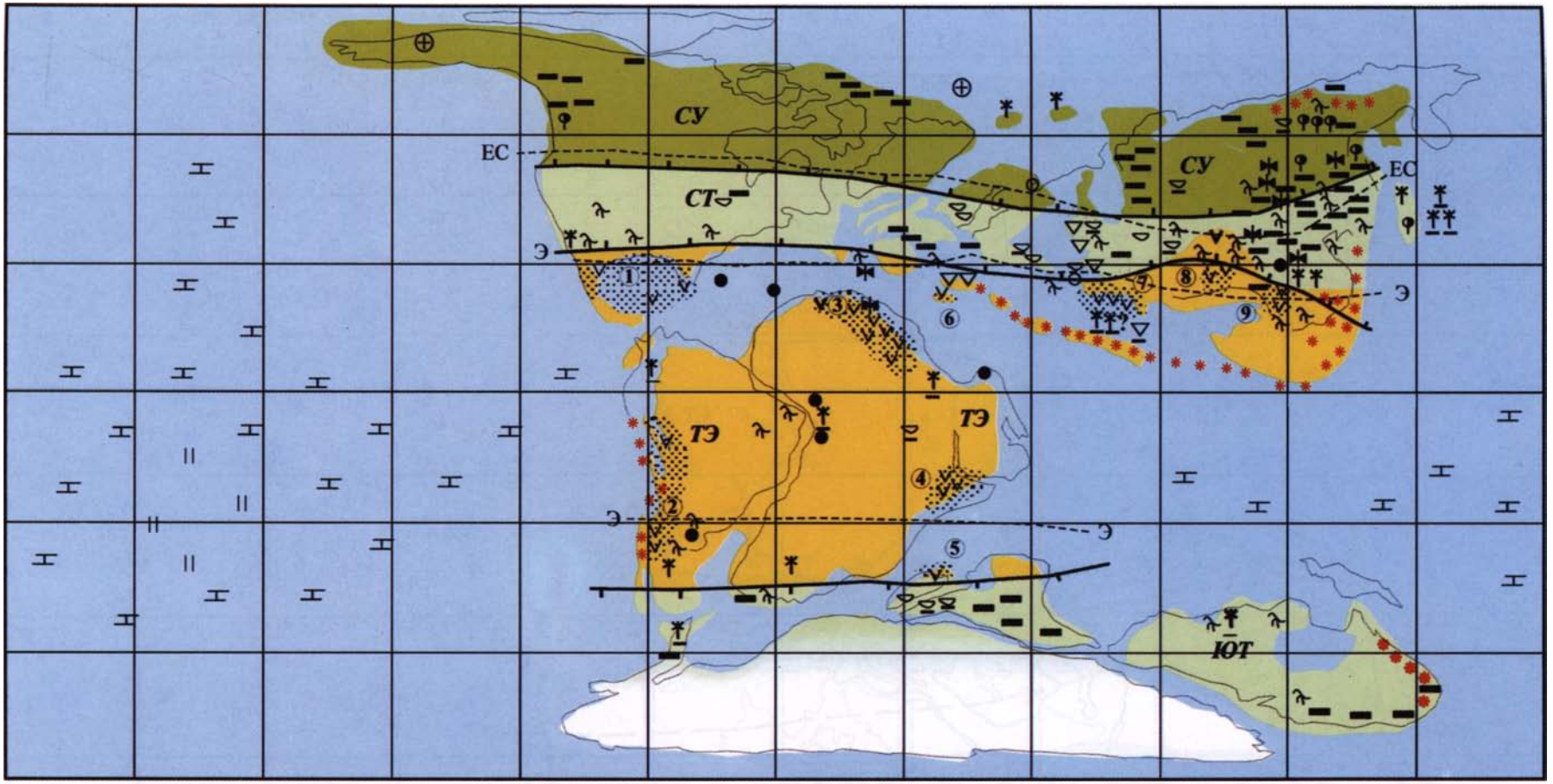


Рис. 25. Палеоклиматическая схема. Готеривский век

Условные обозначения см. рис. 21. Эвапоритовые бассейны [Жарков и др., 1998а]: 1 – Сабинес, Юкотанский, Южно-Флоридский; 2 – Альтиплано, Неукен; 3 – Марокканский, Альжиро-Тунисский; 4 – Мандера; 5 – Мурундава; 6 – Динаридский; 7 – Средне-Азиатский; 8 – Цайдамский; 9 – Ланпан-Симао

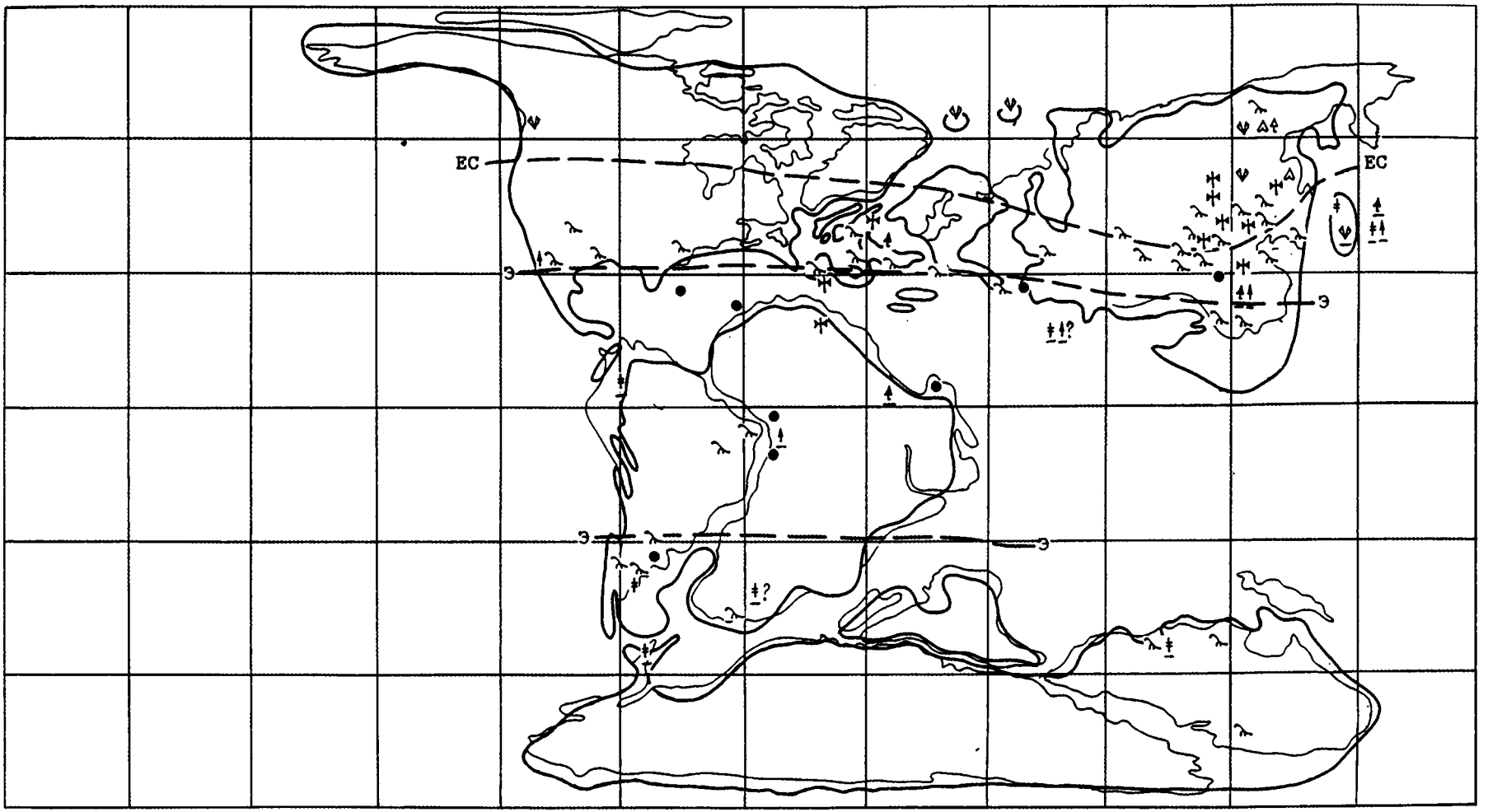


Рис. 26. Элементы палеобиографии готеривского века
Условные обозначения см. рис. 22 (составлена при участии М.П. Долуденко, Н.Н. Каландадзе, Е.Л. Лебедева, А.Г. Пономаренко, А.С. Раутиана)

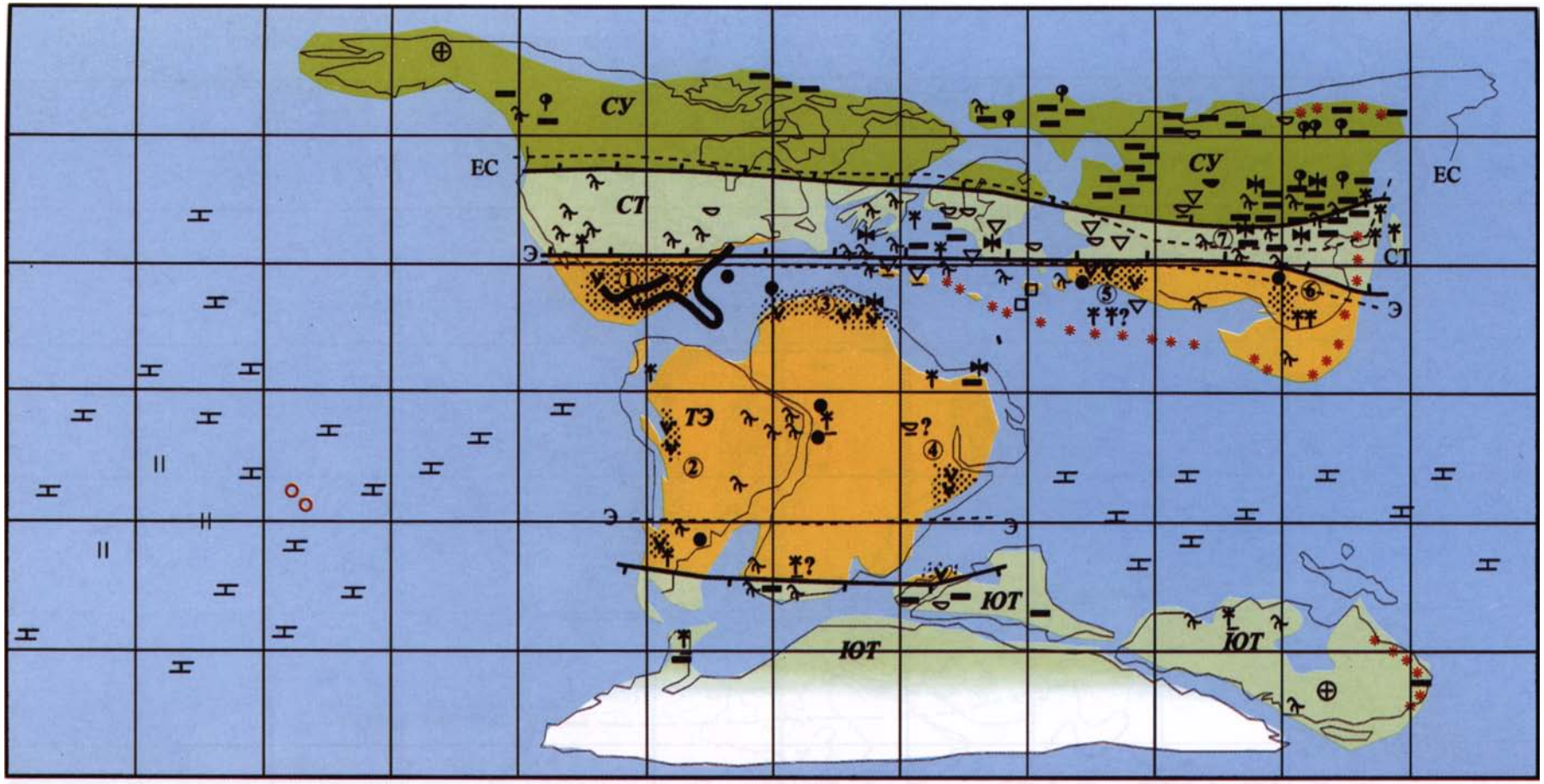


Рис. 27. Палеоклиматическая схема. Барремский век

Условные обозначения см. рис. 21. Эвапоритовые бассейны [Жарков и др., 1998а]: 1 – Сабинес, Юкотанский, Южно-Флоридский; 2 – Альтиплано, Неукен; 3 – Тиндуф-Аюнский, Марокканский, Алжиро-Тунисский; 4 – Мандера; 5 – Средне-Азиатский; 6 – Ланпан-Симао; 7 – Дзабханский, Бэнернурский; 8 – Мурундава

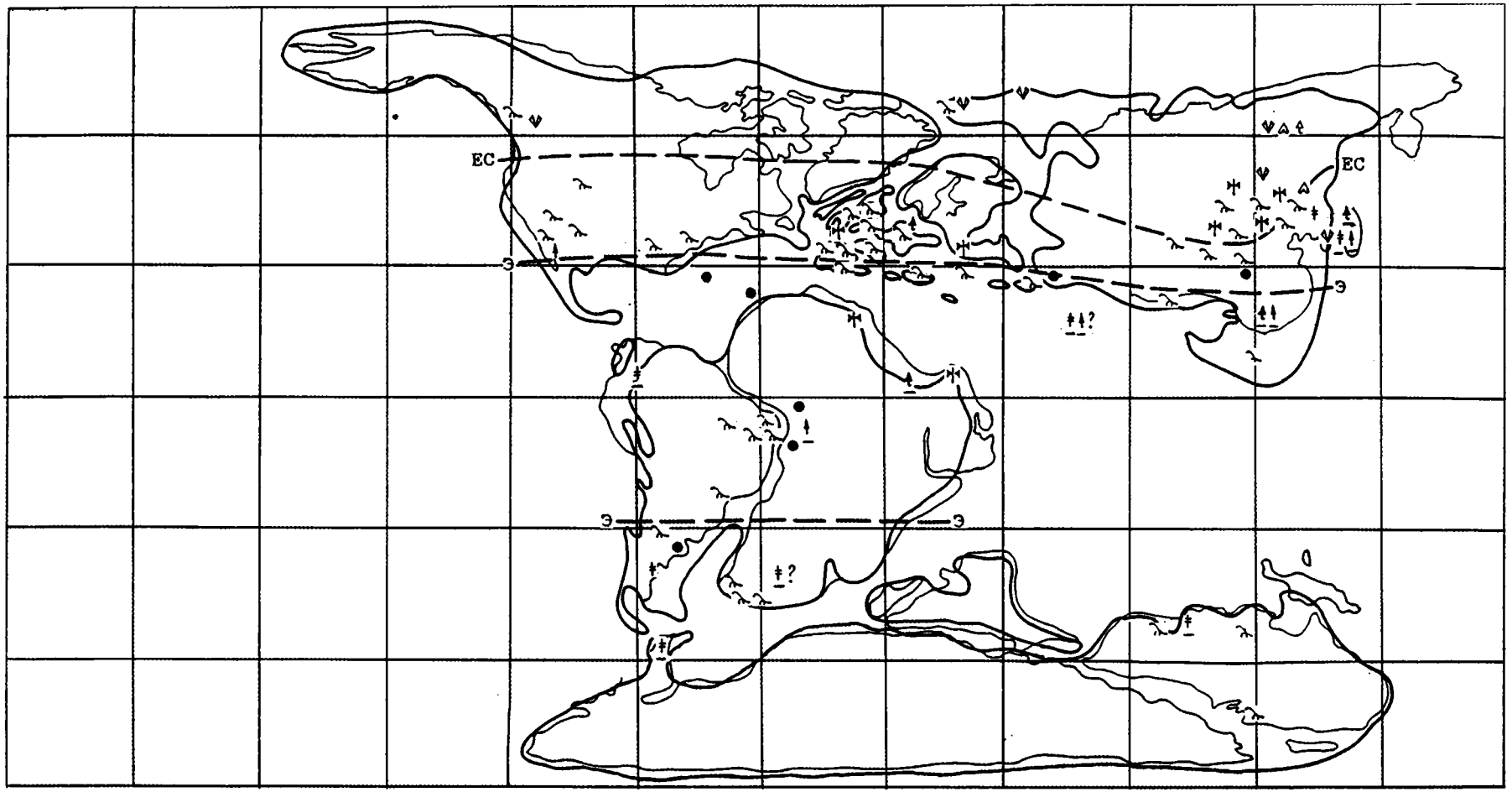
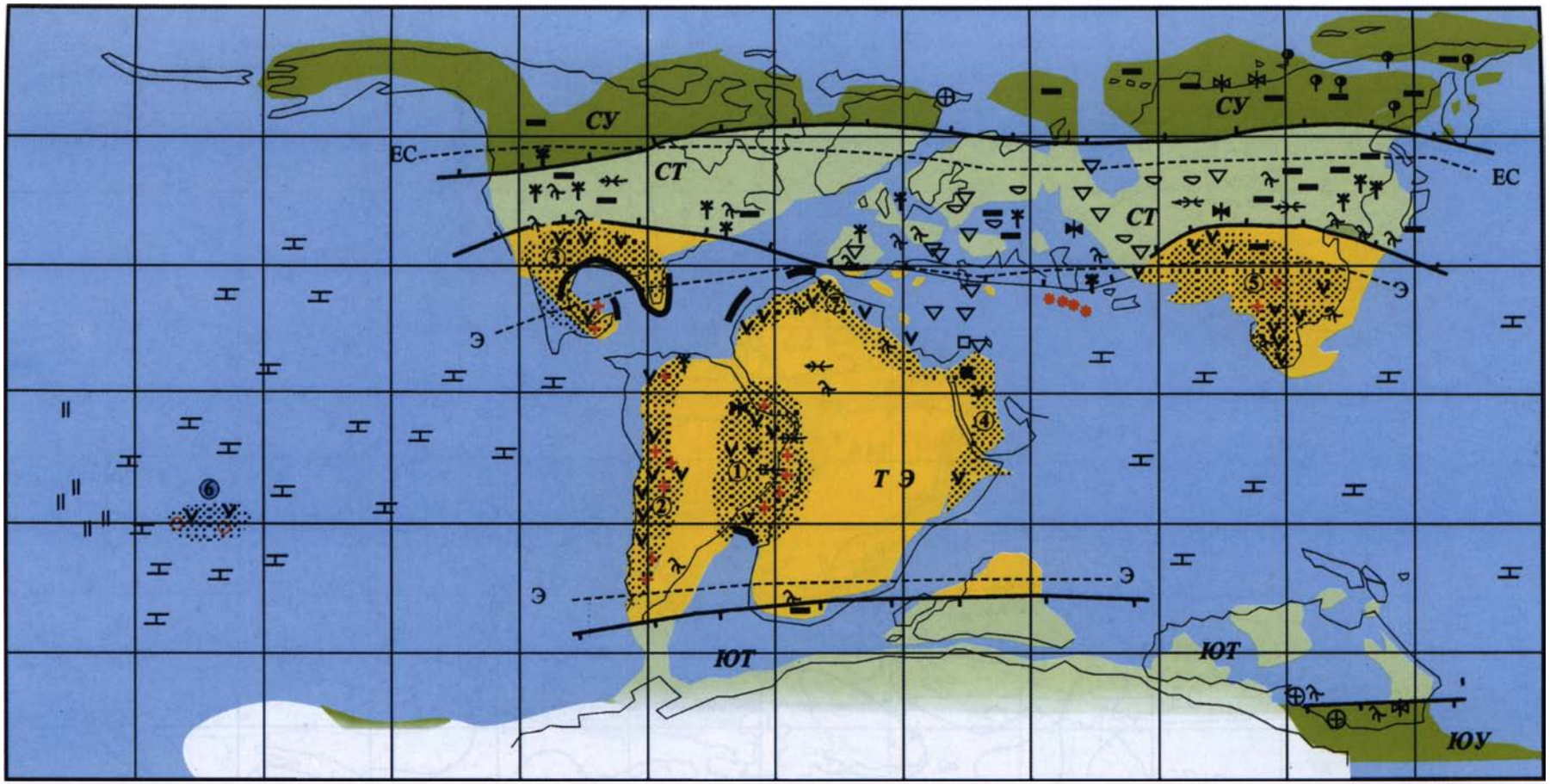


Рис. 28. Элементы палеобиографии барремского века
Условные обозначения см. рис. 22 (составлена при участии М.П. Долуденко, Н.Н. Каландадзе, Е.Л. Лебедева, А.Г. Пономаренко, А.С. Раутиана)


СУ
СУ
ЕС
ЕС
СТ
СТ
Э
Э
Э
Э
Т Э
ЮТ
ЮТ
ЮУ
Н
Н
Н

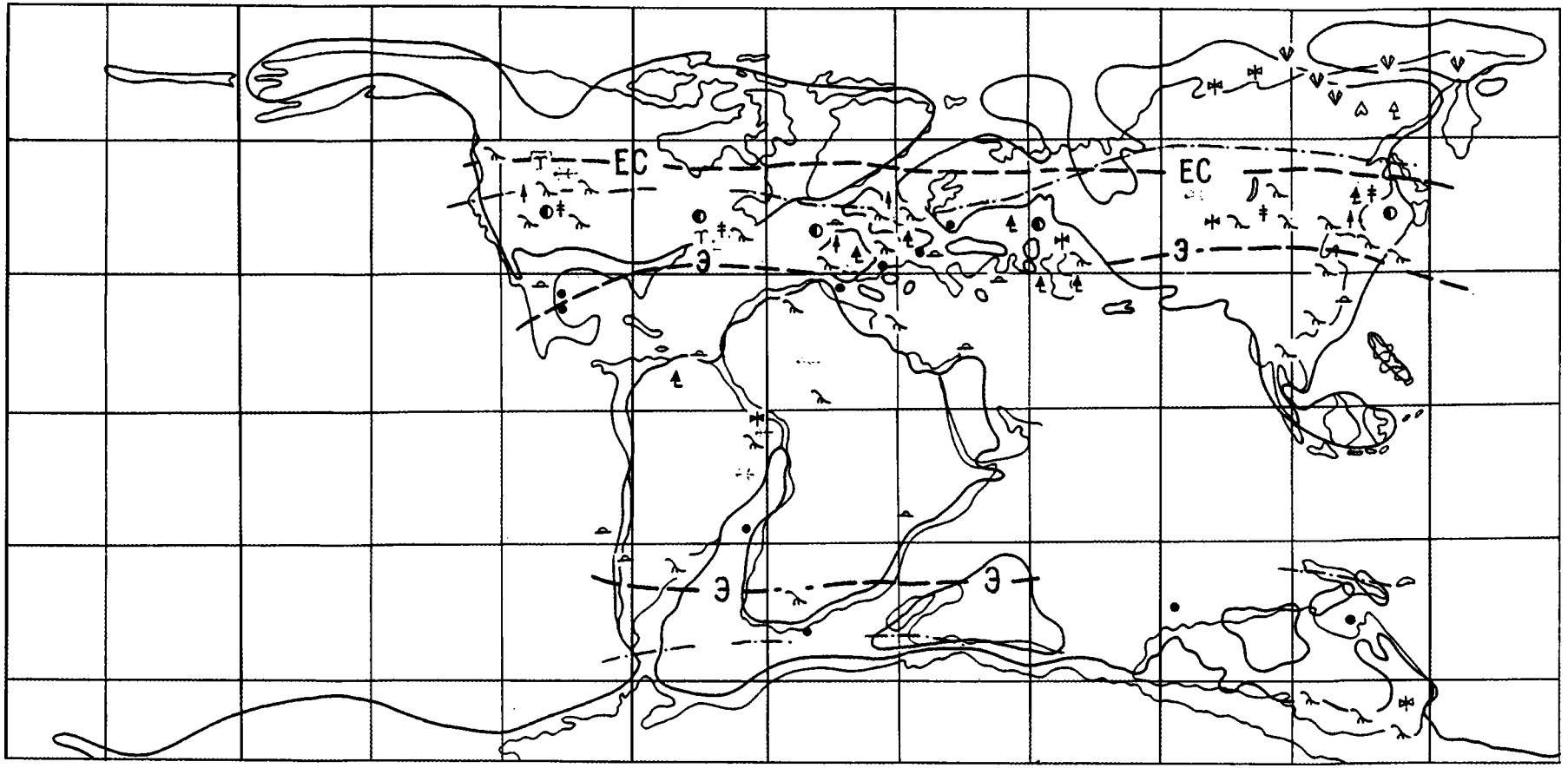


Рис. 30. Элементы палеобиографии аптского века
Условные обозначения см. рис. 22 (составлена при участии М.П. Долуденко, Н.Н. Каландадзе, Е.Л. Лебедева, А.Г. Пономаренко, А.С. Раутиана)

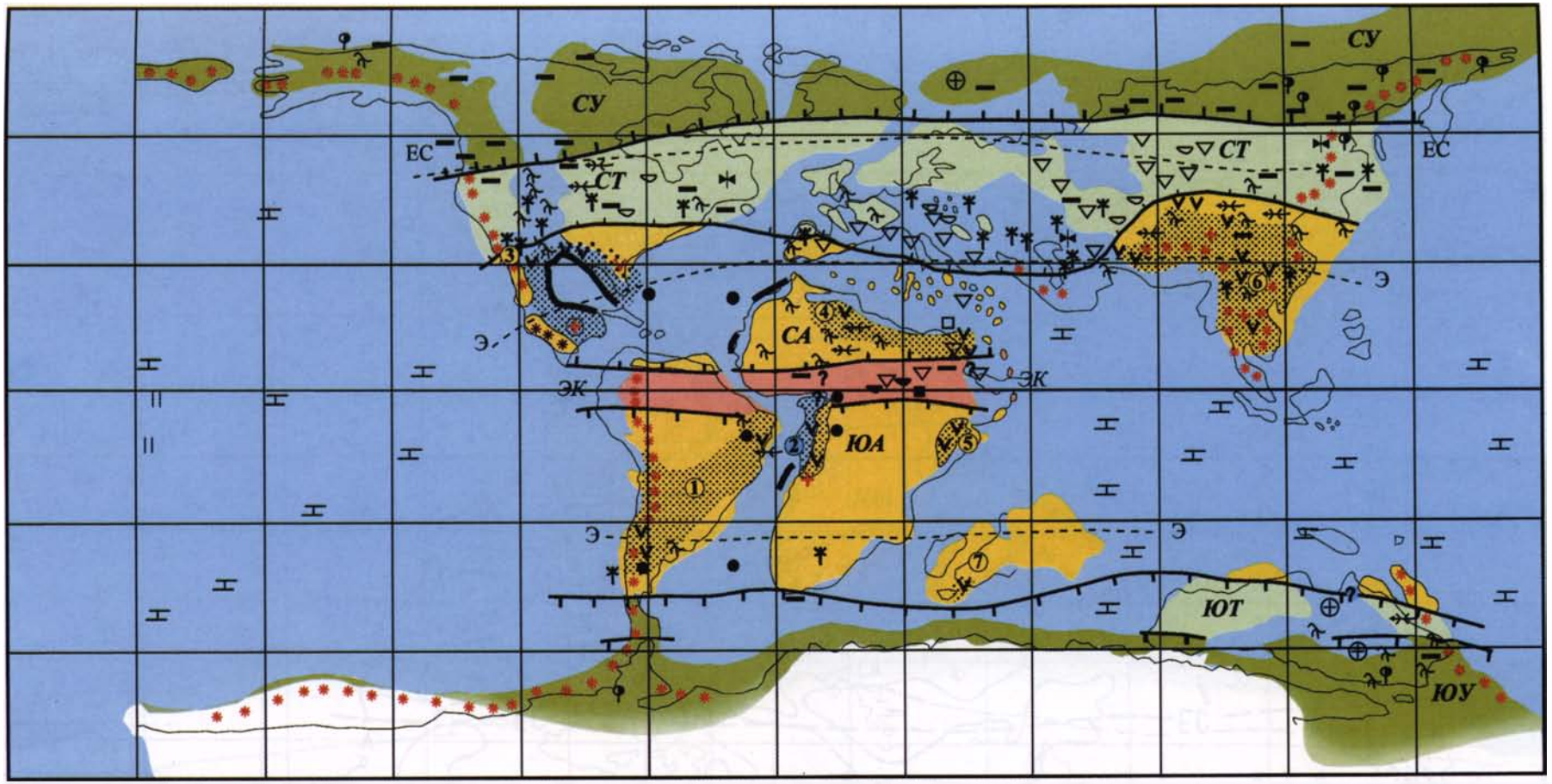


Рис. 31. Палеоклиматическая схема. Альбский век

Условные обозначения см. рис. 21. Альбские эвапоритовые пояса и области, районы развития терригенных красноцветов [Жарков и др., 1995] (цифры в кружках): 1 – Южно-Американская; 2 – Западно-Африканская; 3 – Мексикано-Флоридская; 4 – Аравийско-Североафриканская; 5 – Восточно-Африканская; 6 – Юго-Восточная Азия; 7 – Южно-Индийская

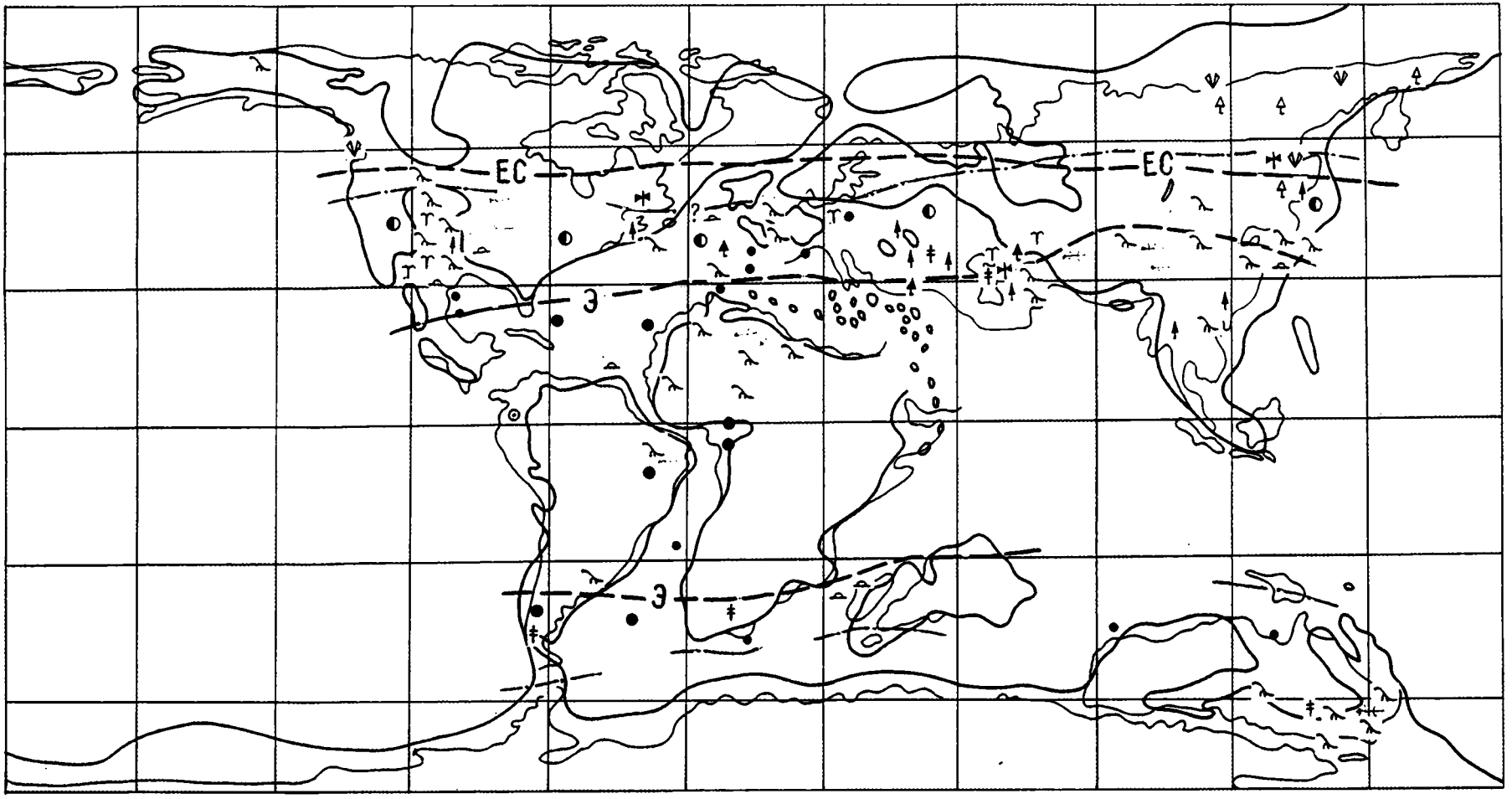


Рис. 32. Элементы палеобиографии альбского века
Условные обозначения см. рис. 22 (составлена при участии М.П. Долуденко, Н.Н. Каландадзе, Е.Л. Лебедева, А.Г. Пономаренко, А.С. Раутиана)

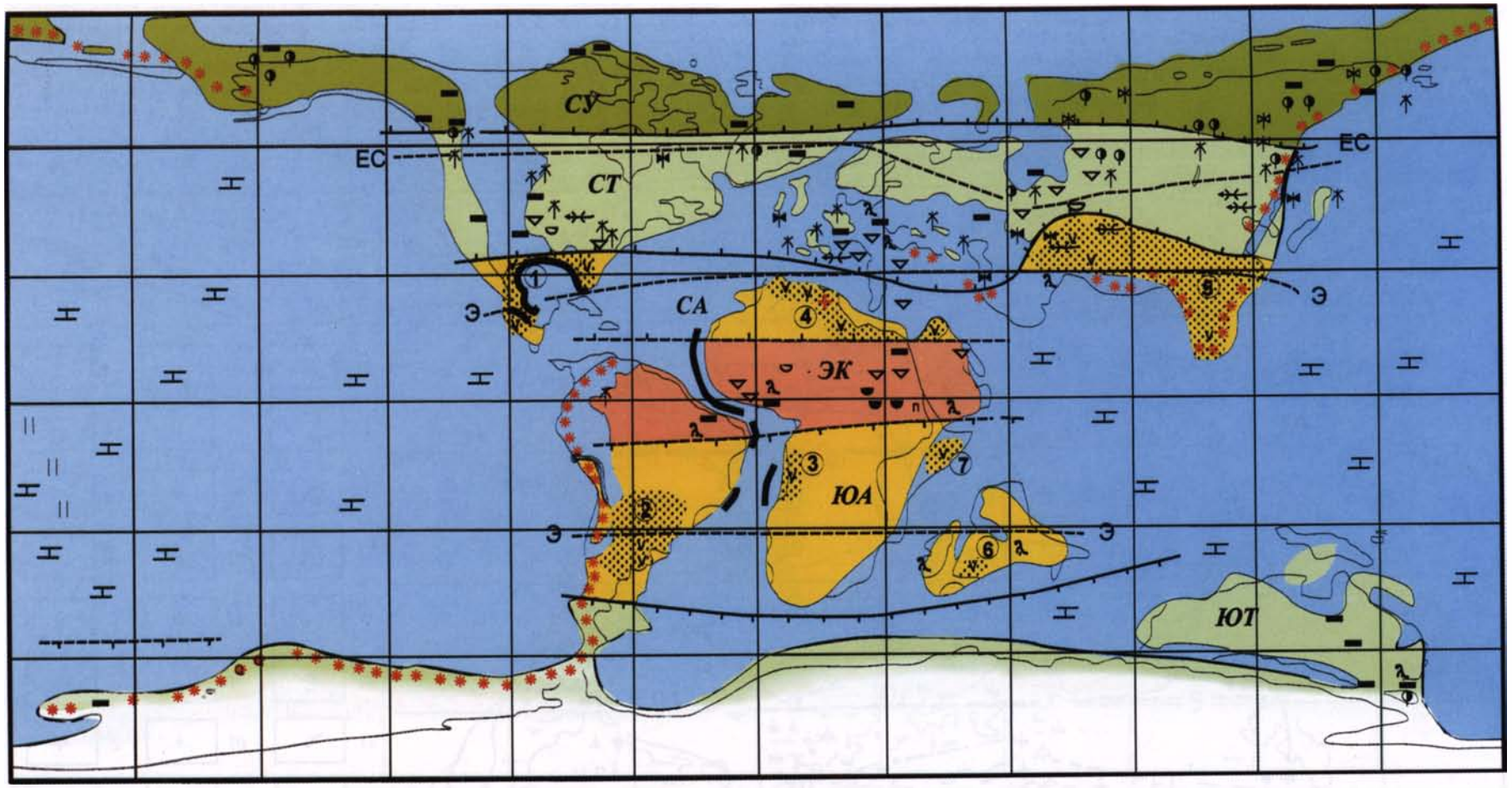


Рис. 33. Палеоклиматическая схема. Сеноманский век

Условные обозначения см. рис. 21. Сеноманские эвапоритовые пояса и области, районы развития терригенных красноцветов [Жарков и др., 1995] (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

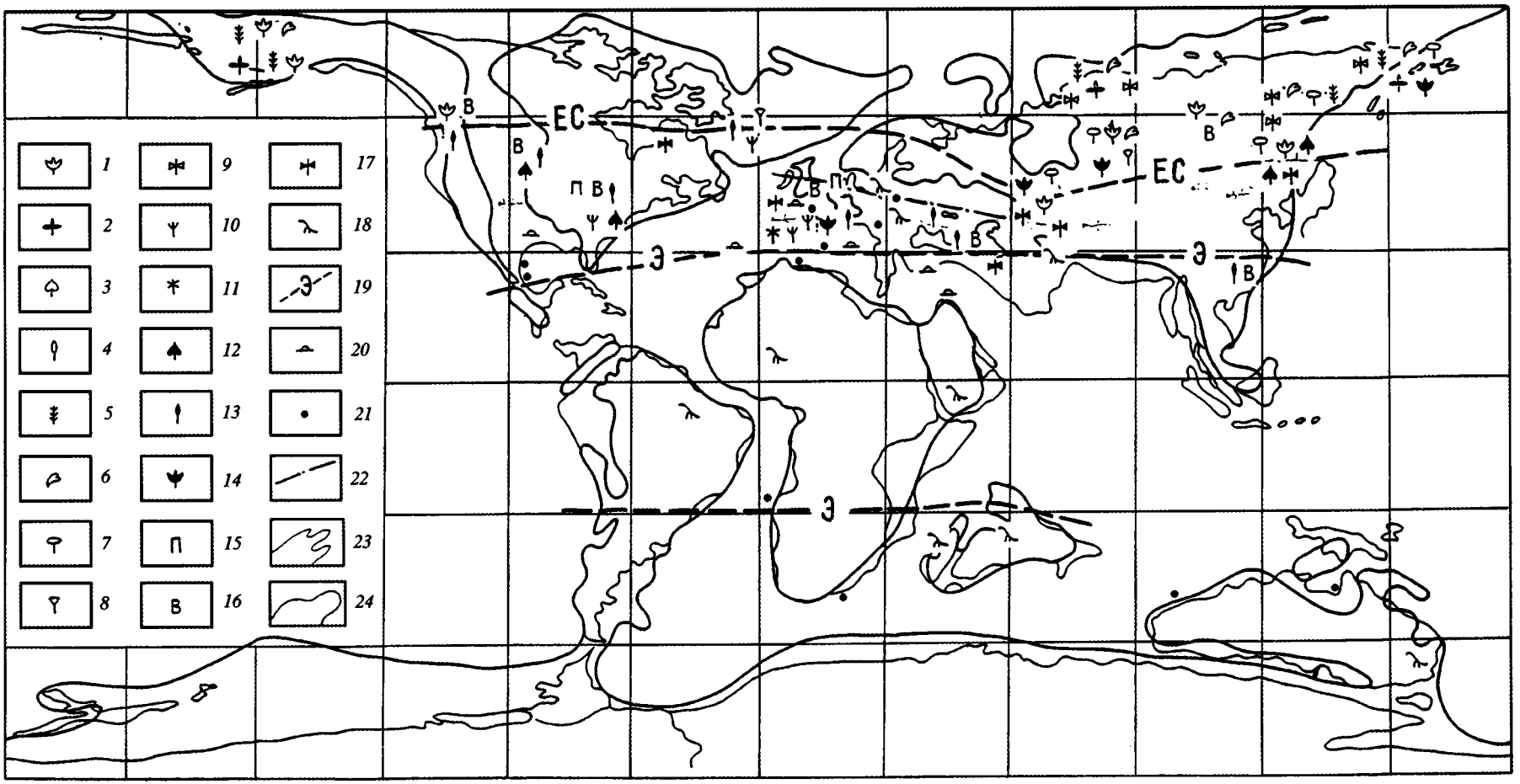


Рис. 34. Элементы палеобиографии сеноманского века. Палеонтологические индикаторы климата и некоторые черты биогеографии сеномана

Легенда (к рис. 34, 36, 38, 40, 42, 44). 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 Macclintockia; 9 – умеренно-теплолюбивые насекомые; 10–16: растения-индикаторы теплого климата Евро-Синийской и Экваториальной областей, 10 – сложные 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 фитохорий среднего мела по В.А. Вахрамееву [1988, с некоторыми изменениями]: Э – Экваториальной, ЕС – Евро-Синийский; 20 – главные местонахождения герматипных кораллов [Beauvais, 1992]; 21 – главные местонахождения фораминифер, принадлежащих к среднемеловым царствам переходным между Тетическим и Бореальным, Тетическим и Австральным [Koutsoukos, 1992]; 22 – южная граница распространения бореальных и северная граница распространения австральных белемнитов [Doyle, 1992]; 23 – контуры современной суши; 24 – береговые линии характерные для данного века. Составлена при участии А.Б. Германа, Н.Н. Каландадзе, А.Г. Пономаренко, А.С. Раутиана

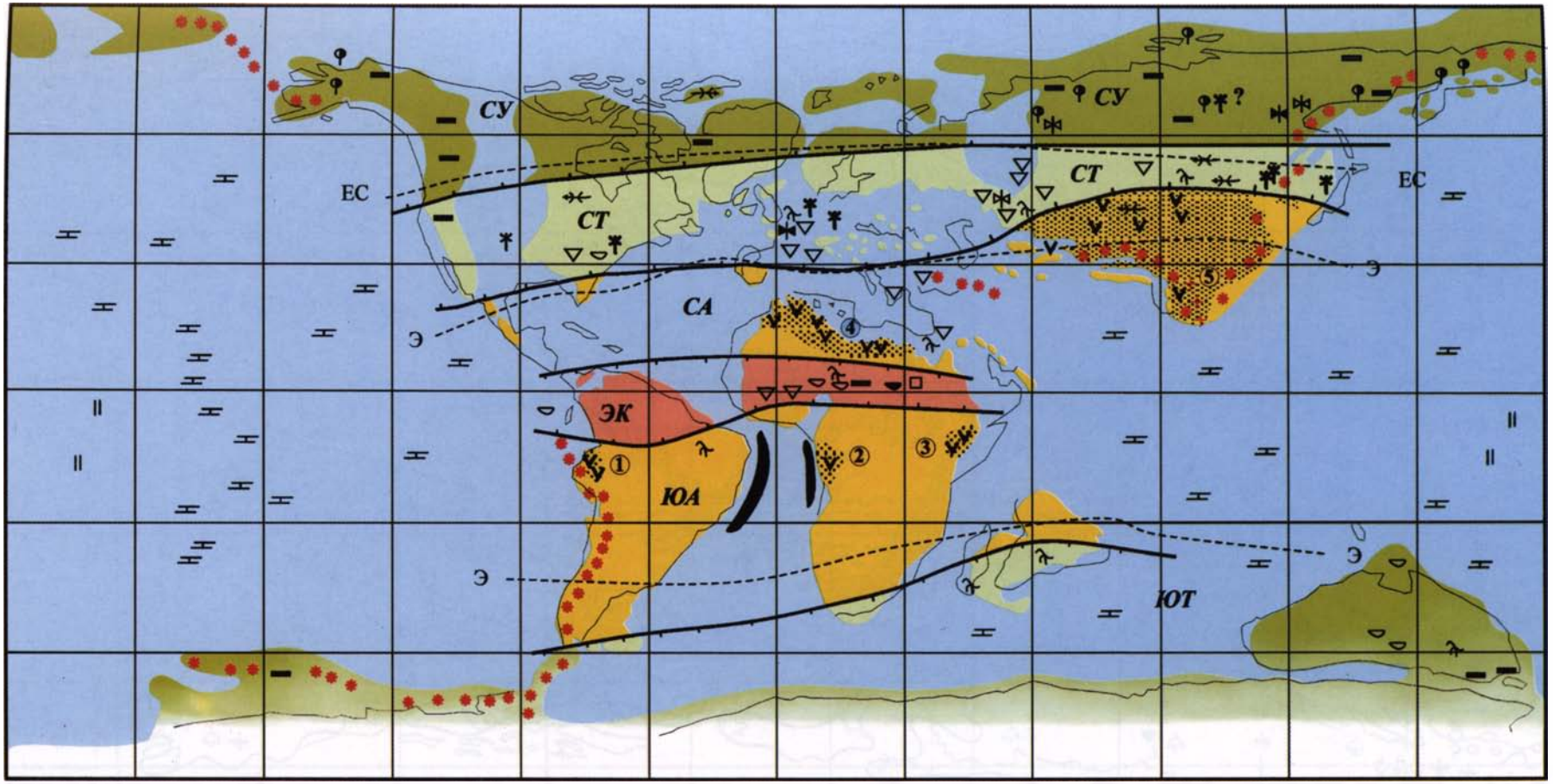


Рис. 35. Палеоклиматическая схема. Туронский век

Условные обозначения см. рис. 21. Туронские эвапоритовые пояса и области (цифры в кружках) [Жарков и др., 1995]: 1 – Южно-Американская; 2 – Западно-Африканская; 3 – Восточно-Африканская; 4 – Северо-Африканский; 5 – Юго-Восточной Азии

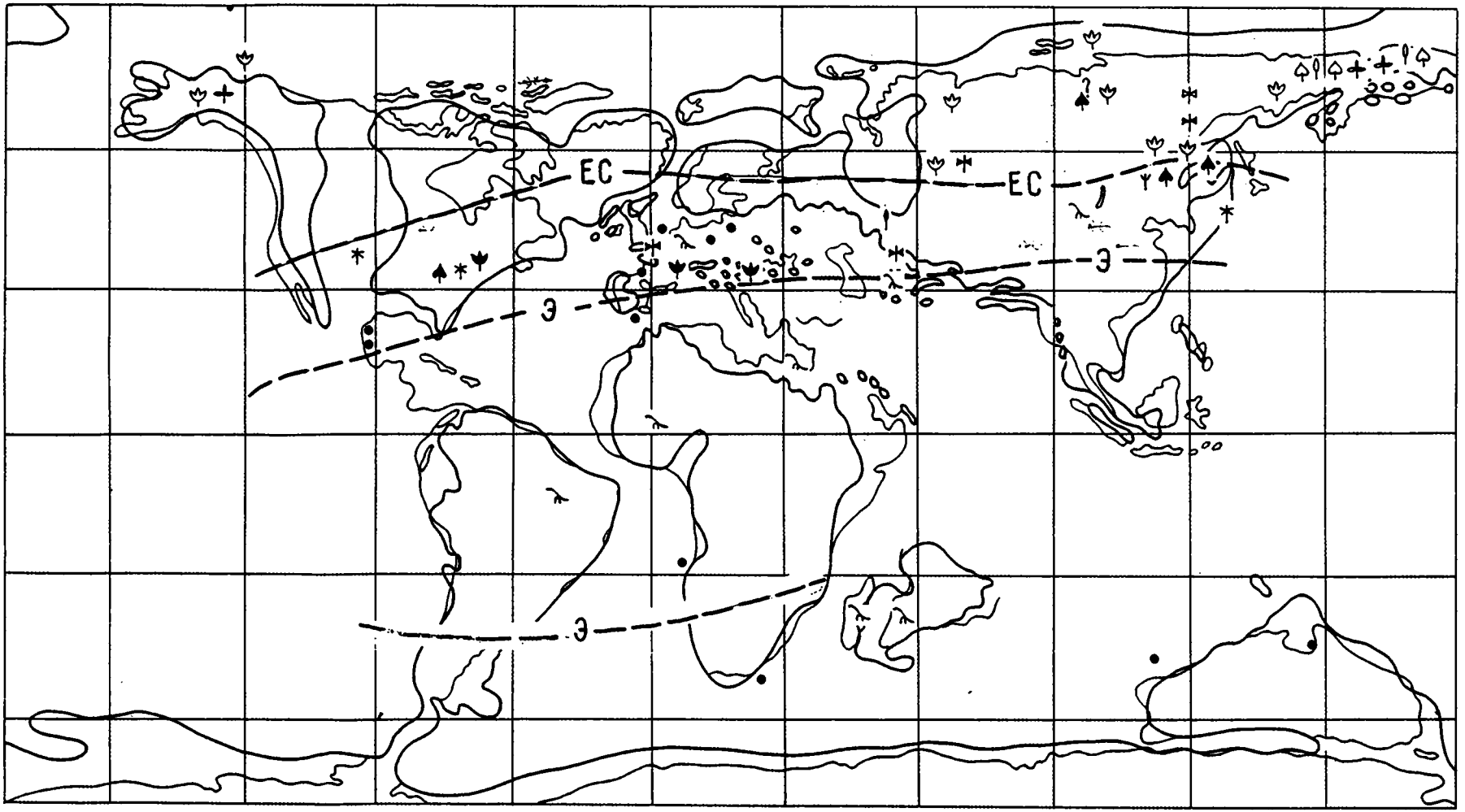


Рис. 36. Элементы палеобиографии туронского века
Условные обозначения см. рис. 34 (составлена при участии А.Б. Германа, Н.Н. Каландадзе, А.Г. Пономаренко, А.С. Раутиана)

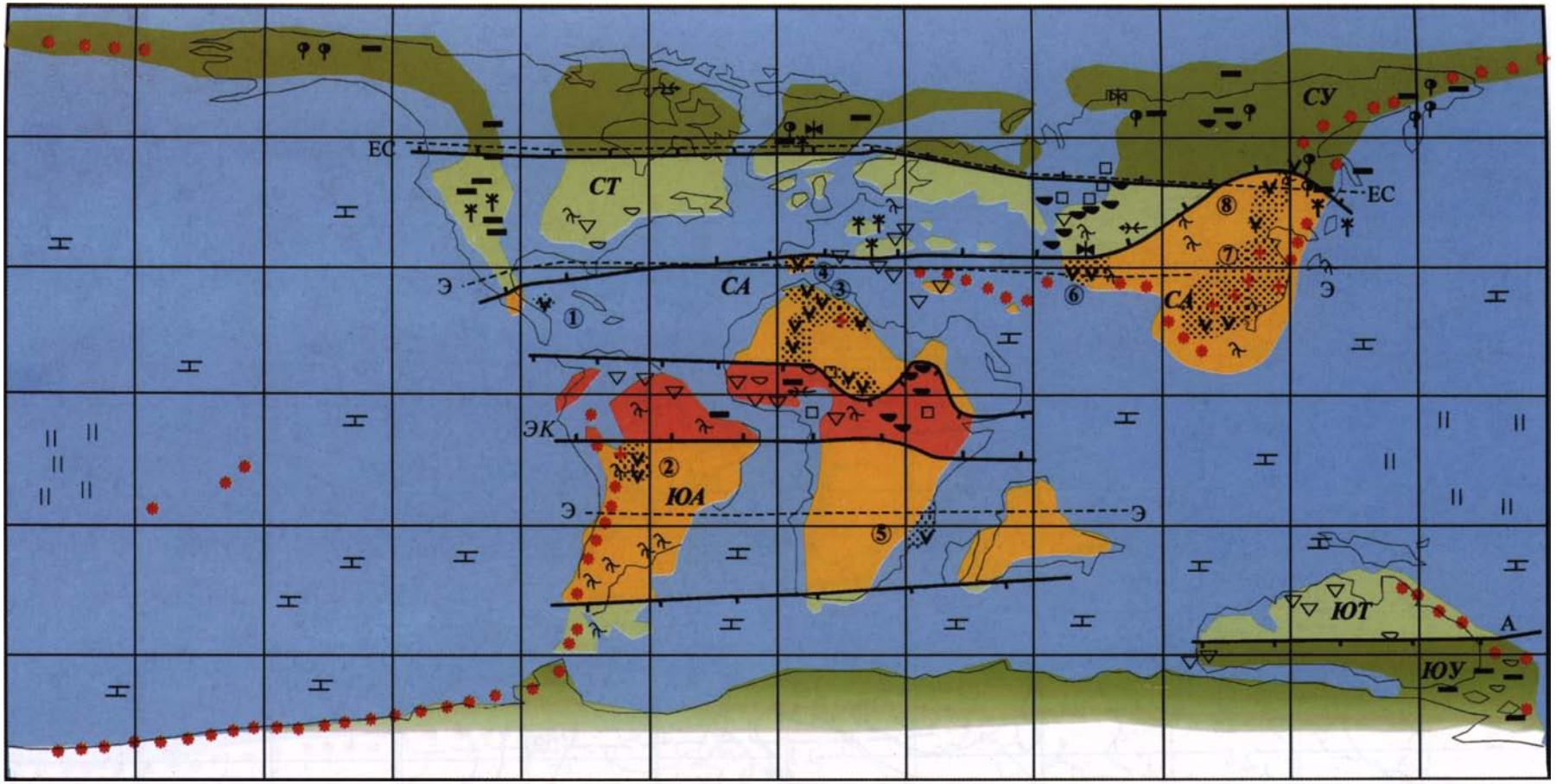


Рис. 37. Палеоклиматическая схема. Коньякский век

Условные обозначения см. рис. 21. Эвапоритовые бассейны и районы развития терригенных красноцветов [Жарков и др., 1998б]: 1 – Юкотанский; 2 – Альтиплано; 3 – Алжиро-Тунисский, Тиндуф, Танезрут, Мали-Нигерийский; 4 – Центрально-Иберийский; 5 – Уанетзе; 6 – Средне-Азиатский; 7 – Ланпан-Симао, Диен-Цзу, Цаньхфньский, Хефу, Дитай, Ганцан, Нансян, Субэ, Северо-Китайский, Шуанляо; 8 – Зея-Буреинский

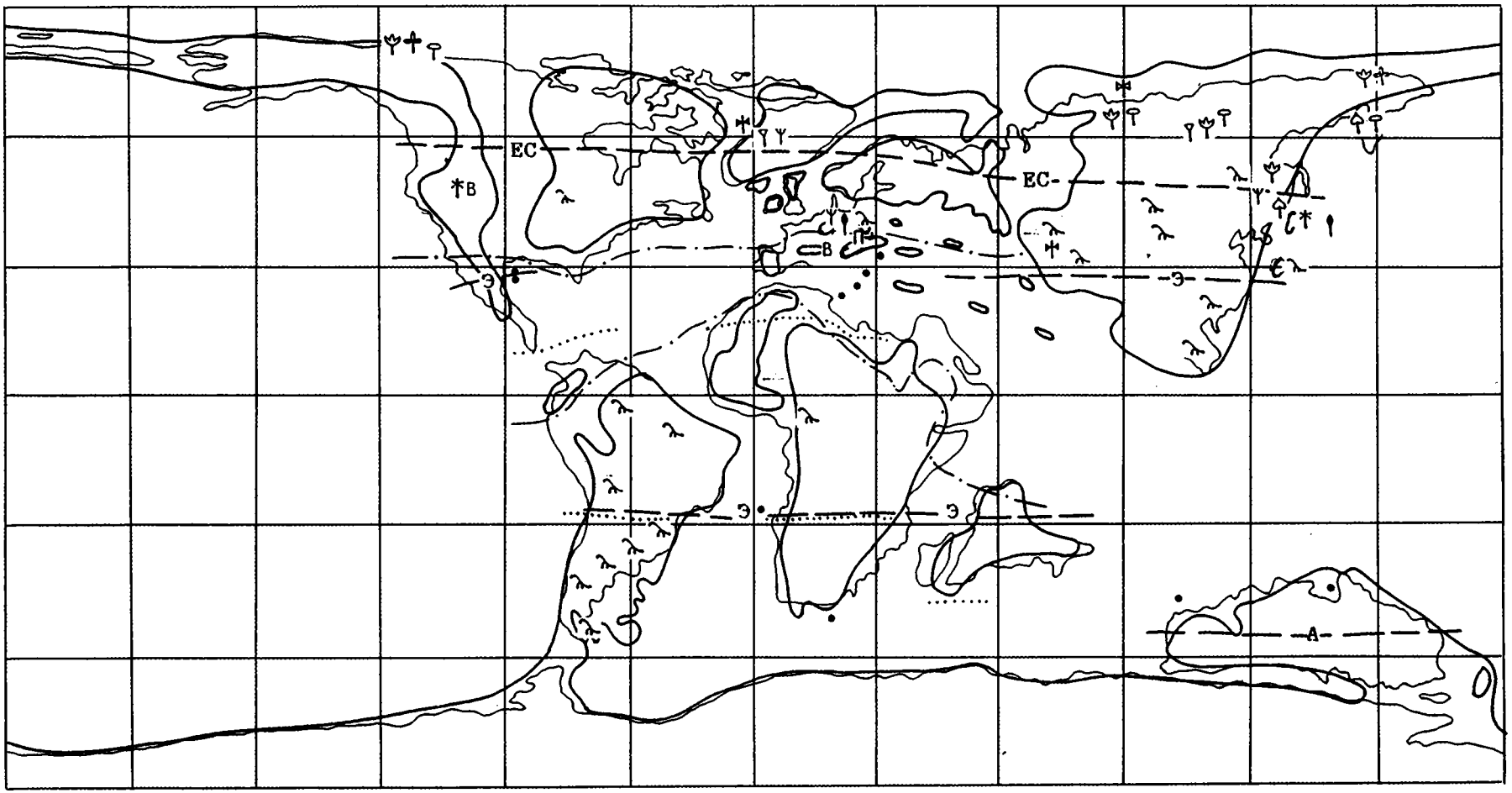


Рис. 38. Элементы палеобиографии коньякского века
Условные обозначения см. рис. 34 (составлена при участии А.Б. Германа, Н.Н. Каландадзе, А.Г. Пономаренко, А.С. Раутиана)

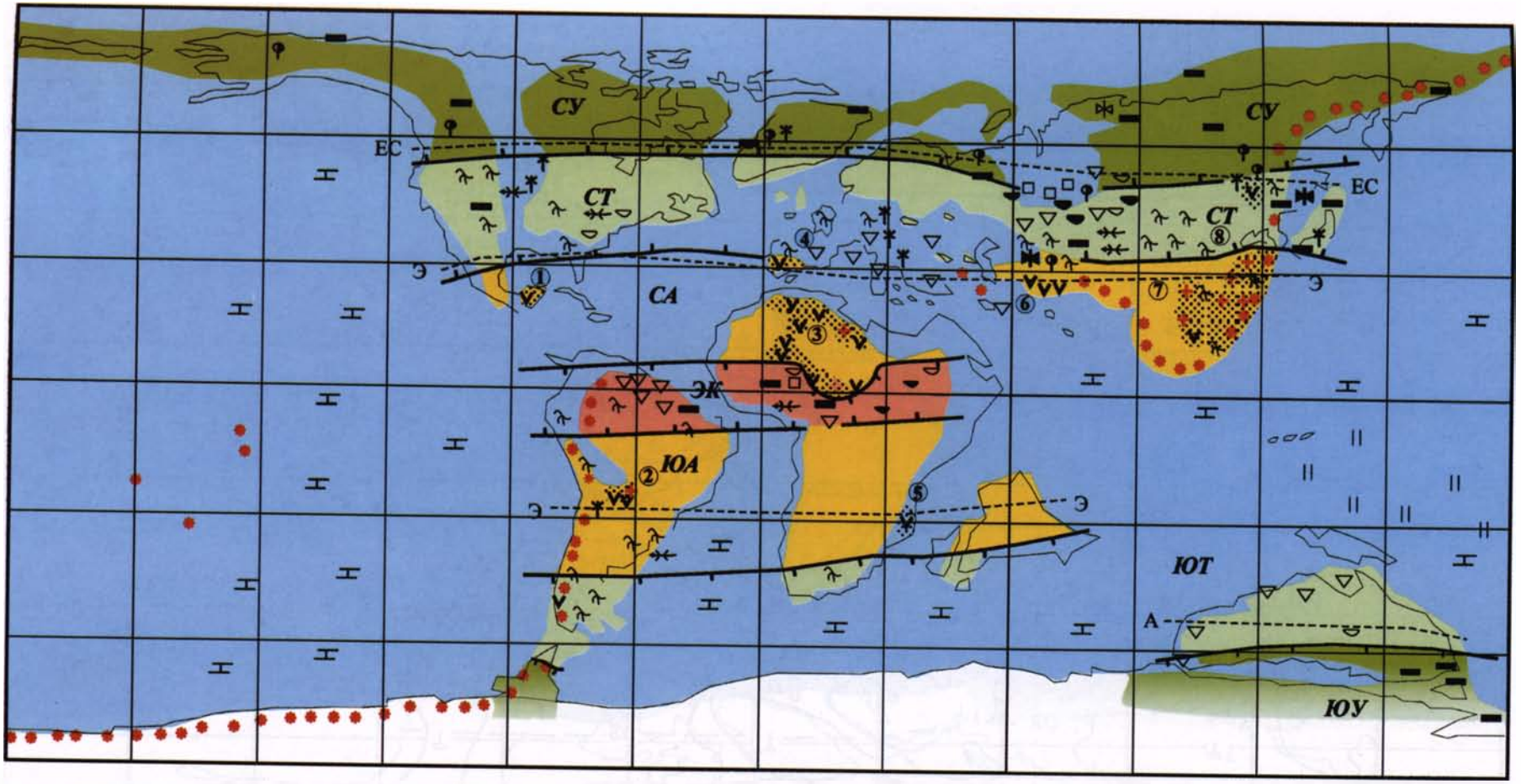


Рис. 39. Палеоклиматическая схема. Сантонский век

Условные обозначения см. рис. 21. Эвапоритовые бассейны [Жарков, 1998]: 1 – Юкотанский; 2 – Альтиплано; 3 – Тиндуф, Алжиро-Тунисский, Танезрут, Мали-Нигерийский; 4 – Центрально-Иберийский; 5 – Уанетзе; 6 – Средне-Азиатский; 7 – Ланпан-Симао, Диен-Цзу, Цаньханьски, Субэ; 8 – Зея-Буреинский

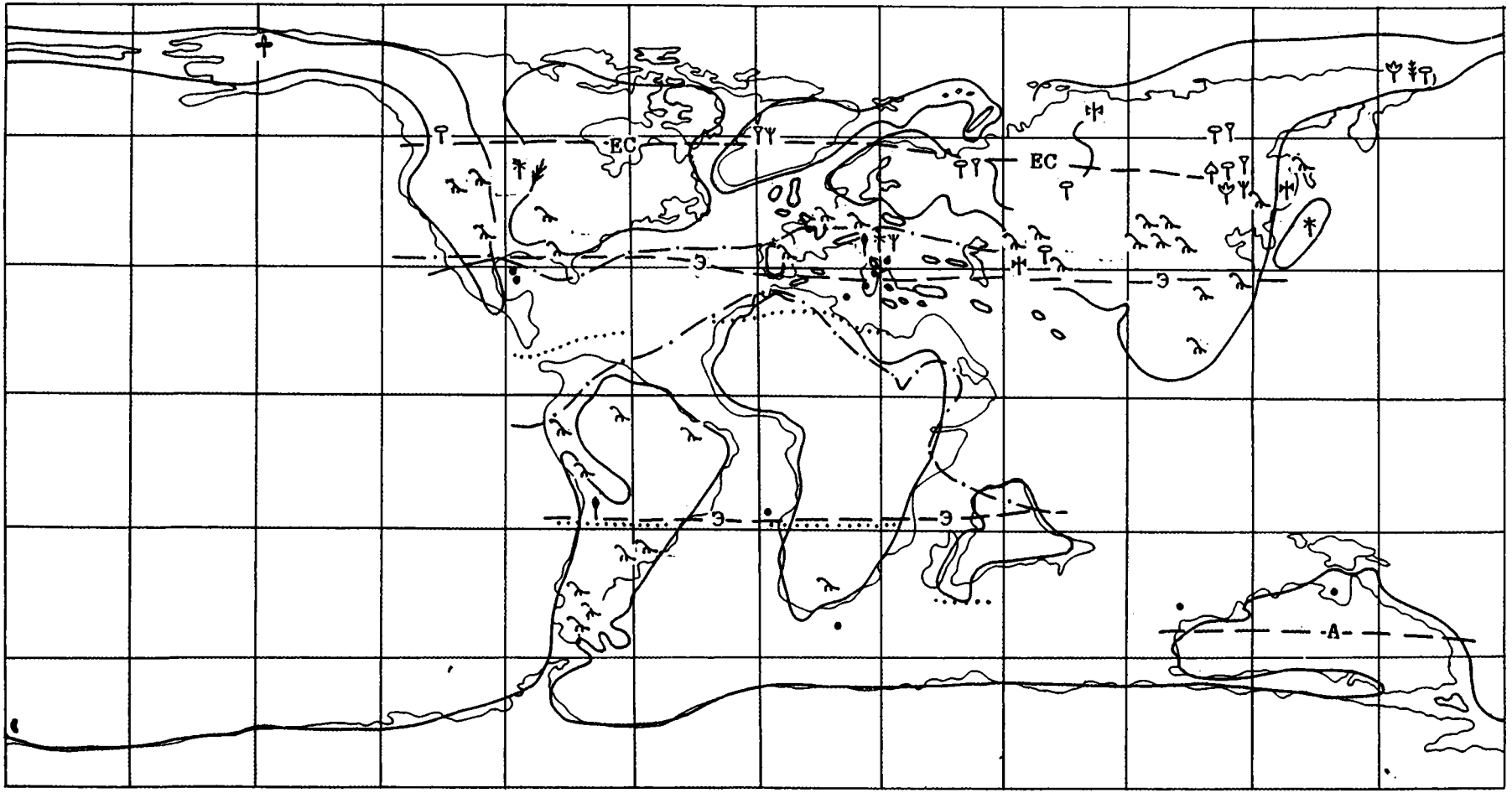


Рис. 40. Элементы палеобиографии сантонского века
Условные обозначения см. рис. 34 (составлена при участии А.Б. Германа, Н.Н. Каландадзе, А.Г. Пономаренко, А.С. Раутиана)

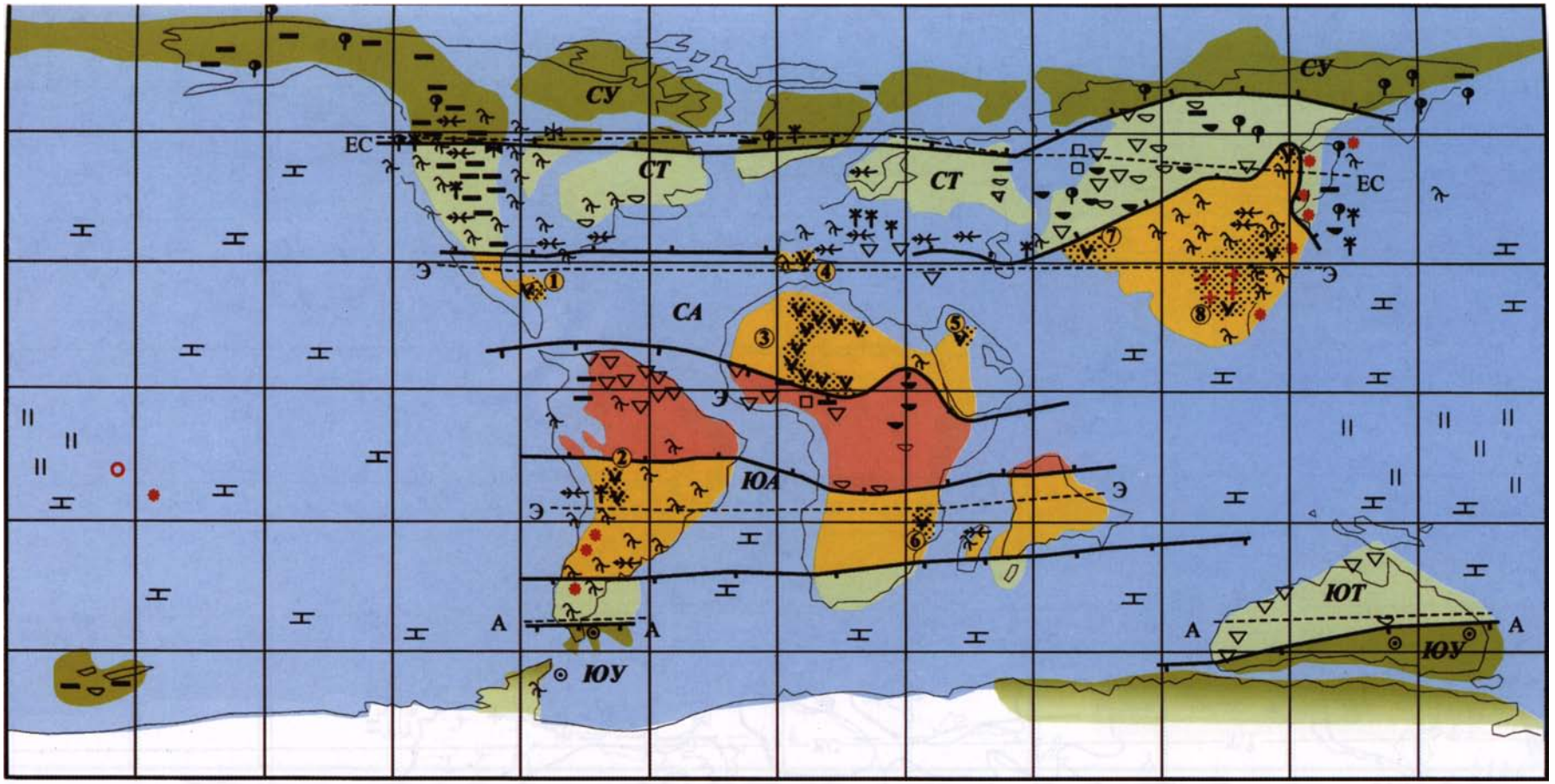


Рис. 41. Палеоклиматическая схема. Кампанский век

Условные обозначения см. рис. 21. Эвапоритовые бассейны [Жарков, 1998]: 1 – Юкотанский; 2 – Альтиплано; 3 – Тиндуф, Алжиро-Тунисский, Ливийский, Танезрут, Мали-Нигерийский; 4 – Центрально-Иберийский; 5 – Северо-Аравийские; 6 – Мозамбик-Танзанийский; 7 – Средне-Азиатский; 8 – Ланпан-Симао, Цаньханьский, Хэфу, Дитай, Субэ, Зея-Буреинский

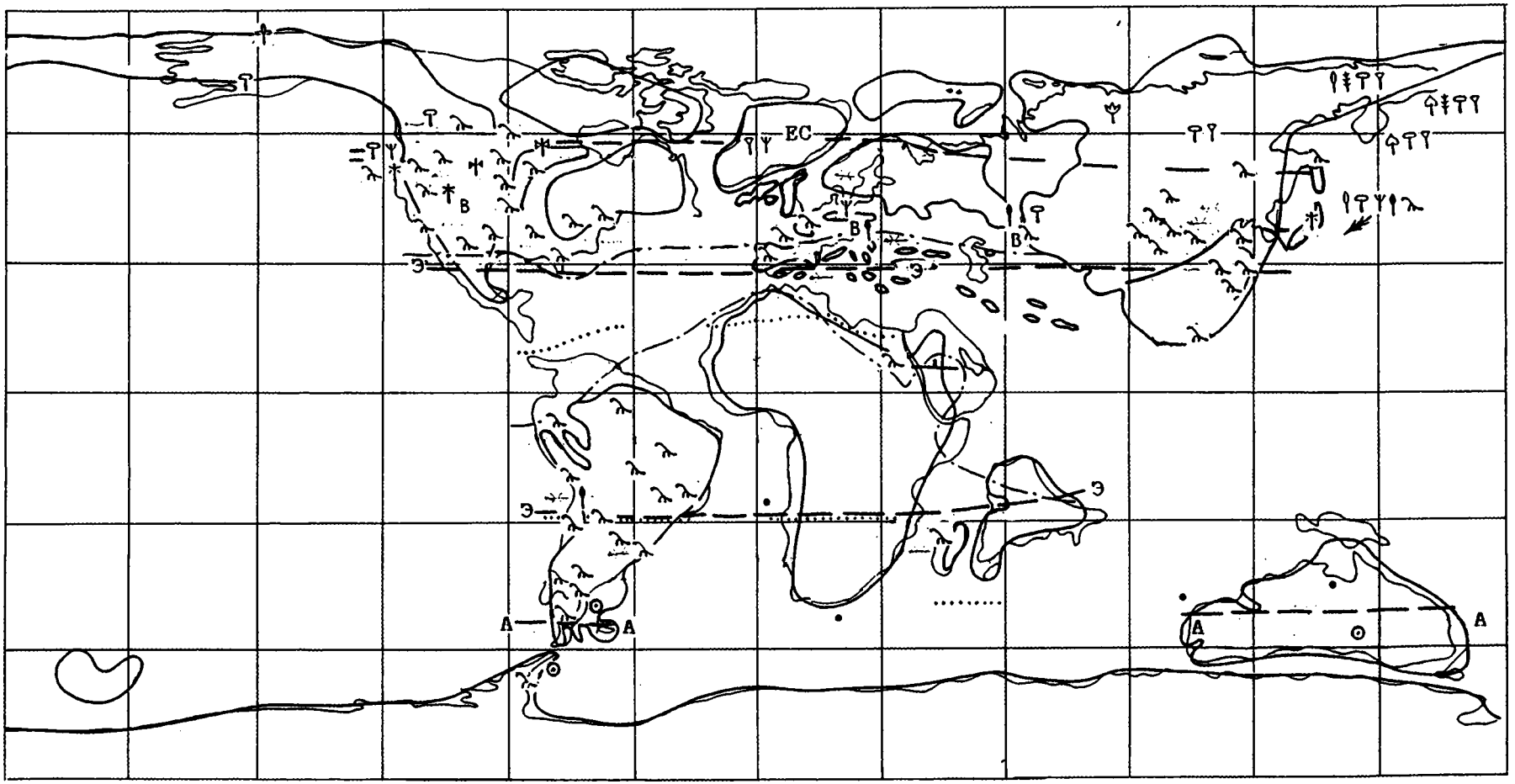


Рис. 42. Элементы палеобиографии кампанского века
Условные обозначения см. рис. 34 (составлена при участии А.Б. Германа, Н.Н. Каландадзе, А.Г. Пономаренко, А.С. Раутиана)

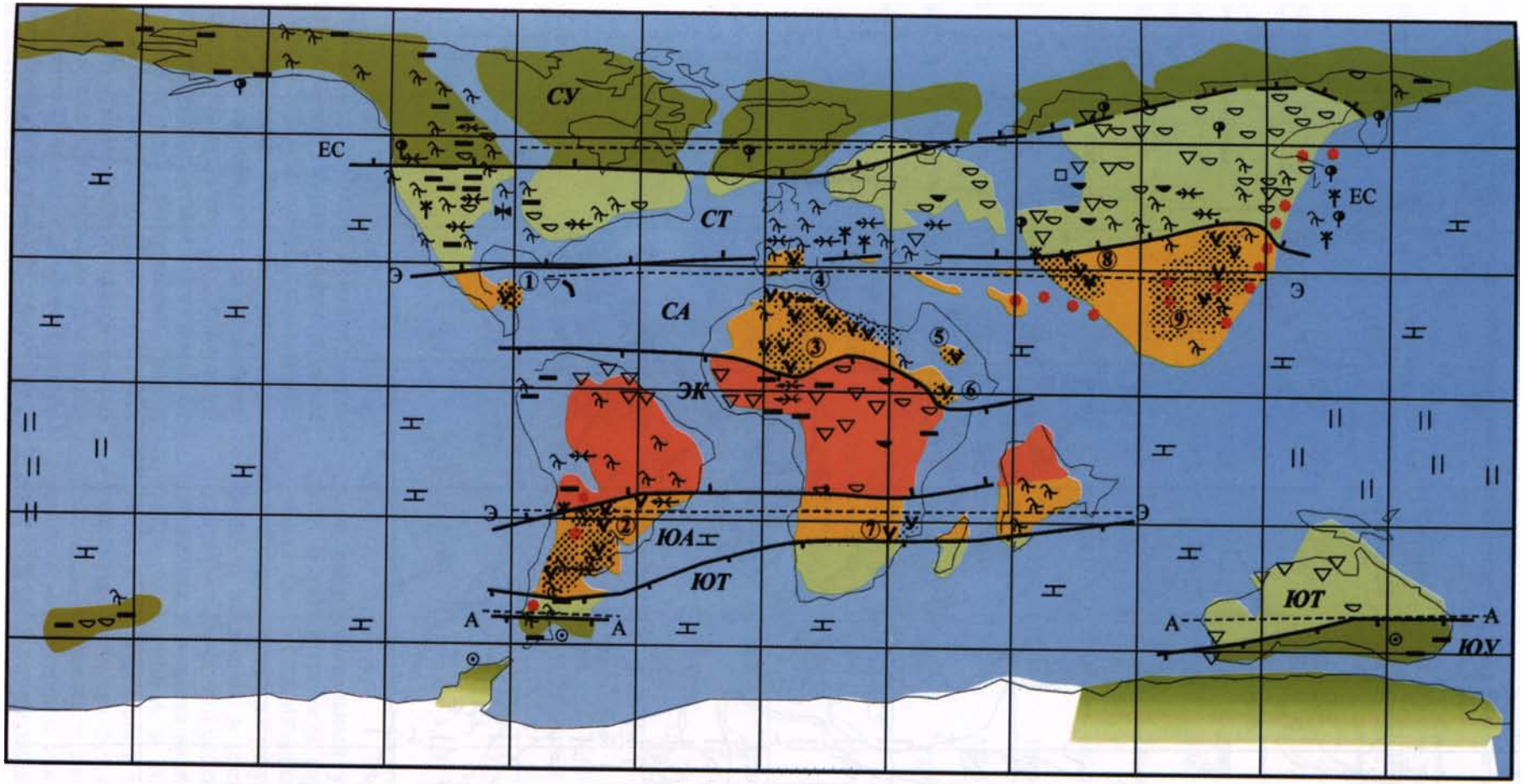


Рис. 43. Палеоклиматическая схема. Маастрихтский век

Условные обозначения см. рис. 21. Эвапоритовые бассейны [Жарков, 1998]: 1 – Гандурасский, Юкотанский; 2 – Северо-Западный, Субандийский, Парана, Чако, Саладо, Неукен; 3 – Тиндуф, Алжиро-Тунисский, Танезрут, Сокото, Западно-Ливийский, Сирте; 4 – Центрально-Иберийский; 5 – Тайарат; 6 – Эль-Мадо; 7 – Мозамбик-Танзанийский; 8 – Средне-Азиатский; 9 – Чаошу-Хутао, Ланпан-Симао, Хэфу, Дитай, Цаньханьский, Субэ и др.

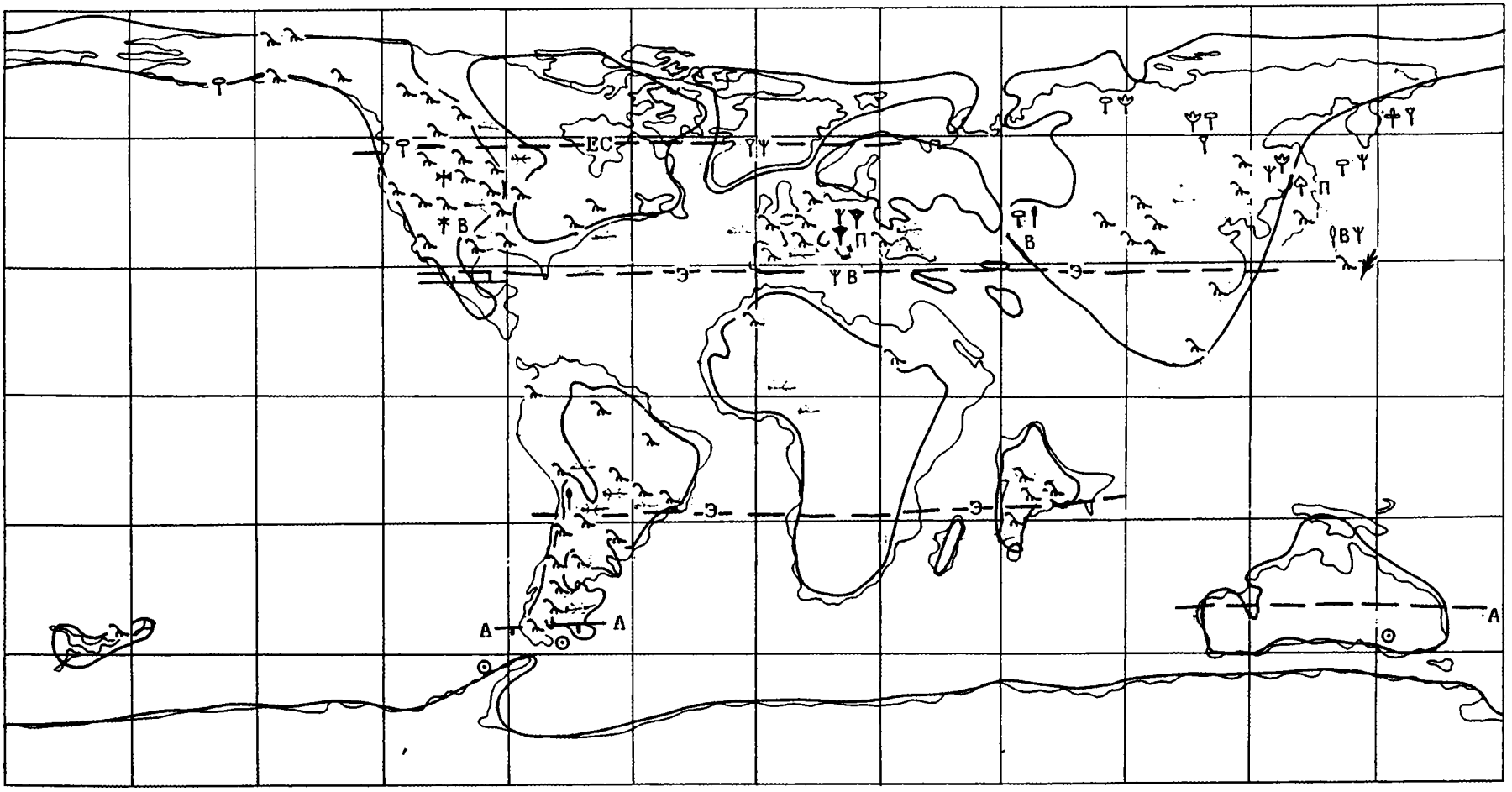


Рис. 44. Элементы палеобиографии маастрихского века
Условные обозначения см. рис. 34 (составлена при участии А.Б. Германа, Н.Н. Каландадзе, А.Г. Пономаренко, А.С. Раутиана)

Таблица 3

Климатические данные для позднеальбских-сеноманских флор Евразии и Аляски

Ископаемая флора	Палеоширота	Среднегодовая температура (°С)	Средняя температура теплого месяца (°С)	Средняя температура холодного месяца (°С)	Среднегодовое кол-во осадков (мм)	Среднее кол-во осадков за вегетац. период (мм)	Среднемесячн. кол-во осадков за вегетац. период (мм)	Осадки за три наиболее сухих месяца (мм)	Продолжительность вегетац. периода
КУЛЬДЕНЕН-ТЕМИР поздний альб	45° с.ш.	9,6	18,9	0,8	1400	562	83,1	187,6	6,0
ПЕРУЦ сеноман	40° с.ш.	17,3	22,7	11,6	1468	1033	108,1	180,2	9,5
ВЫШЕХОРОВИЦЕ сеноман	40° с.ш.	19,4	21,9	15,7	2248	1966	186,6	367,6	10,4
МАЛА ХУХЛЕ сеноман	40° с.ш.	20,2	24,4	15,2	1432	1163	111,5	165,4	10,7
ТЕРЕКТЫ-САЙ сеноман	45° с.ш.	14,7	21,3	8,2	1475	894	102,4	188,8	8,4
ВИЛЮЙ-А сеноман	62° с.ш.	12,7	19,4	6,4	1951	1173	137,9	313,6	7,5
ВИЛЮЙ-Б сеноман	62° с.ш.	12,8	19,6	6,2	1803	1048	125,0	275,0	7,5
АРМАНСКАЯ поздний альб–сеноман	72° с.ш.	8,0	18,2	–1,9	1339	652	72,0	173,0	5,3
ЮКОН-КОЮКУК сеноман-? ранний турон	72° с.ш.	13,5	19,4	7,9	2188	1443	161,7	374,0	7,8
ГРЕБЕНКИНСКАЯ позд. альб–ранний сеноман	76° с.ш.	13,0	20,8	5,5	1298	663	83,8	153,7	7,6
ГРЕБЕНКА-22 поздний альб–ранний сеноман	76° с.ш.	12,3	20,2	4,7	1377	686	88,4	173,4	7,3
ГРЕБЕНКА-СМЕШАННАЯ поздний альб–ранний сеноман	76° с.ш.	11,2	19,7	3,1	1381	632	86,0	177,7	6,8
Стандартное отклонение		1,8	3,1	3,3	430	280	23	70	1,1

возвышенных местообитаний с лучше дренированными почвами. Вторая причина кроется в различиях микроклиматов двух данных растительных сообществ. В случае, если региональный климат характеризуется периодическими сухими сезонами, в хорошо дренированных местообитаниях растения могут время от времени испытывать недостаток воды. Напротив, в низменных областях грунтовых вод много и их уровень располагается близко к поверхности, поэтому растения едва ли испытывают водный стресс. Кроме того, испарение от влажной почвы вместе с эвапотранспирацией влаголюбивых растений сами по себе создают локальный гумидный микроклимат. В рассмотренном случае эти различия улавливаются CLAMP-анализом.

Сходное сравнение результатов анализа тафофлор, входящих в состав гребенкинской флоры – тафофлор Гребенка-22 и Гребенка-смешанная, и в состав вилюйской флоры – тафофлоры Вилюй-А и Вилюй-Б (табл. 3), которые произрастали в условиях влажного умеренного климата без выраженных сухих периодов, показывает отсутствие различий как по температурным, так и по влажностным параметрам. Следовательно, если анализируются флоры, существовавшие в условиях суб-

тропического климата, такие как флора Перуц, очень важно учитывать седиментологические особенности по возможности каждого местонахождения. Комбинирование при анализе разных тафофлор усредняет результаты для температурных и влажностных параметров, однако не в состоянии распознать детальные климатические сигналы, такие, как периодические иссушения. Когда же анализируются флоры из районов с гумидным или морским климатом без сухих сезонов, такие как гребенкинская или вилюйская флоры, разница климатических сигналов, отраженных в морфологии листьев из разных местообитаний, гораздо менее существенна.

Поскольку большая часть проанализированных флор (12 из 19) имеют позднеальбско-сеноманский возраст, этот возрастной диапазон наиболее пригоден для сравнения результатов CLAMP с данными компьютерного моделирования мелового климата. Одна из наиболее на сегодняшний день совершенных моделей климата – модель общей атмосферной циркуляции (Atmospheric General Circulation Model – AGCM) для сеноманского века, была недавно опубликована [Valdes et al., 1999]. Эта модель основана главным образом на законах физики и учитывает в качестве вводных параметров палеогеографию (включая топографию), альбедо и температуру поверхности моря, которая определялась по изотопному составу кислорода в скелетных остатках. Результаты CLAMP-анализа сеноманских флор, росших вблизи морских бассейнов (Арктического, Тихого океана, Тетис, Тургайского залива), и другие геологические свидетельства о климате сеномана, такие как распределение палеонтологических и литологических индикаторов климата [Чумаков и др., 1995; Жарков и др., 1995], в целом неплохо соответствуют компьютерной модели.

Однако для внутриконтинентальных районов Азии (бассейн р. Вилюй) картина существенно иная. Эти районы, согласно CLAMP (табл. 3), характеризовались ровным климатом с зимними температурами около 6°С, средней температурой наиболее теплого месяца порядка 19°–20 °С и среднегодовой температурой около 13 °С, что существенно отличается от большого годичного диапазона температур, наблюдаемого во внутриконтинентальных районах в настоящее время, и от предсказаний AGCM.

Последняя для бассейна р. Вилюй предсказывает среднегодовую температуру около 0 °С, очень холодные зимы (с температурами до –25°–30 °С) и жаркое лето (с температурой до 30°–35 °С). Другое отличие касается того, что, согласно CLAMP, климат был влажным круглый год (табл. 1), а модель предсказывает сухой климат [Valdes, Spicer et al., 1999].

Относительно неплохое соответствие результатов CLAMP предсказаниям компьютерной модели для прибрежных районов свидетельствует об аккуратности этого метода и о способности растений предоставлять количественные климатические сигналы. Такое соответствие наблюдается потому, что модель общей атмосферной циркуляции учитывает поверхностную температуру морской воды, которая задается ей по изотопному составу кислорода в скелетных остатках. Однако вдали от морских побережий предсказания модели плохо соответствуют результатам CLAMP-анализа ископаемых флор, данным палинологии и седиментологии [Spicer et al., 2002], что может свидетельствовать о том, что динамика атмосферы в позднемеловую эпоху, в эпоху экстремального глобального потепления, была иная, чем ныне, и следовательно чем та, которая включена в модель общей атмосферной циркуляции.

Турон-коньяк. Были проанализированы пять ископаемых флор: две туронского возраста и три – коньякского (см. рис. 19 и табл. 4). Эти флоры относятся к Сибирско-Канадской области позднего мела, характеризовавшейся умеренным климатом [Вахрамеев, 1988].

Для реконструкции климатических изменений в первой половине позднего мела на Северо-Востоке Азии имеет смысл сравнить расчетные параметры, полученные по трем разновозрастным флорам, существовавшим в одинаковых ландшафтных условиях прибрежно-морской низменности на близких палеоширотах: гребенкинской, пенжинской и кайваямской (см. рис. 19 и табл. 3 и 4). От весьма высоких (для широты 76° с.ш.) температур в позднем альбе-сеномане в этом районе намечается существенное похолодание к турону и вновь менее значительное потепление в коньякском веке, причем указанная тенденция наблюдается по всем трем параметрам температур и по продолжительности вегетационного периода, однако наиболее отчетливо – по среднегодовой температуре и особенно температуре наиболее холодного месяца. Существенно, что эти расчеты совпадают с качественной оценкой температурных колебаний, сделанным по этим флорам ранее [Герман, 1985, 1993]. Рассчитанные по гребенкинской, пенжинской и кайваямской флорам параметры влажности климата (табл. 3 и 4) свидетельствуют о небольшом росте среднегодового количества осадков от позднего альба–сеномана к коньяку

Таблица 4

Климатические данные для туронских и коньякских флор Евразии и Аляски

Ископаемая флора	Палеоширота	Среднегодовая температура (°С)	Средняя температура теплого месяца (°С)	Средняя температура холодного месяца (°С)	Среднегодовое кол-во осадков (мм)	Среднее кол-во осадков за вегетац. период (мм)	Среднемесячн. кол-во осадков за вегетац. период (мм)	Осадки за три наиболее сухих месяца (мм)	Продолжительность вегетац. периода
ПЕНЖИНСКАЯ (СЗ Камчатка) турон	73° с.ш.	7,1	17,8	–3,6	1320	578	66,0	163,0	4,8
КАЙВАЯМСКАЯ (СЗ Камчатка) коньяк	73° с.ш.	9,2	18,7	0,1	1383	766	82,0	189,0	5,8
ТЫЛЬПЭГЫРГЫНАЙСКАЯ ранний коньяк	76° с.ш.	8,2	18,6	–1,8	1187	383	64,3	143,7	5,4
ТУЛУВАК (С Аляска) коньяк	78° с.ш.	13,1	20,2	6,2	1582	887	107,1	219,0	7,6
О-ва НОВАЯ СИБИРЬ турон	82° с.ш.	8,8	18,6	–0,6	1344	488	76,7	177,4	5,6
Стандартное отклонение		1,8	3,1	3,3	430	280	23	70	1,1

и некотором снижении сезонности распределения осадков в течение года.

В связи со сказанным особняком стоят расчетные параметры, свидетельствующие о теплом климате коньякского века на севере Аляски и относительно теплом туронском – в глубокой Арктике на о-ве Новая Сибирь. Температура наиболее холодного месяца флор Северной Аляски и о-ва Новая Сибирь, росших на побережье Арктического бассейна на палеошироте соответственно 78° и 82°, была либо выше нуля, либо лишь немного ниже (табл. 4). Для существовавших южнее, вблизи северного побережья Прото-Пацифики, туронской и коньякской флор Камчатки расчетные температуры наиболее теплого месяца и среднегодовые температуры примерно идентичны или близки таковым флор Аляски и о-ва Новая Сибирь, но средние температуры самого холодного месяца заметно различаются, причем существенно, что для каждой пары флор – туронской и коньякской – эта температура оказалась выше для более северной флоры (табл. 4).

Относительно высокие температуры, рассчитанные для флор побережья Арктического бассейна, говорят о том, что этот бассейн в середине мела был теплым и по-видимому, если в нем и образовывались зимой льды, то лишь весьма незначительное количество. О теплом гумидном климатическом режиме меловой Арктики свидетельствует также распространение в северных высоких широтах крупного пояса угленакопления [Эволюция..., 1987; Krassilov, 1992; Spicer et al., 1992; Жарков и др., 1995; Чумаков, 1995; Чумаков и др., 1995] и ряда других литологических и палеонтологических индикаторов климата [Чумаков и др., 1995; Соколова, 1997]. Гумидный климат Арктики в меловом периоде свидетельствует о существенно ином распределении осадков в это время и о наличии очень ослабленной полярной ячейки высокого давления.

Приведенные температурные параметры для арктических флор могут найти объяснение, если основной контроль температурного режима Арктики подлежал влиянию теплого Арктического бассейна [Герман, Спайсер, 1997; Herman, Spicer, 1996, 1997]. Он скорее всего демпфировал сезонные температурные колебания вблизи побережья (табл. 4), "добавляя" в атмосферу некоторое количество тепла в летний сезон, но зато существенно повышая

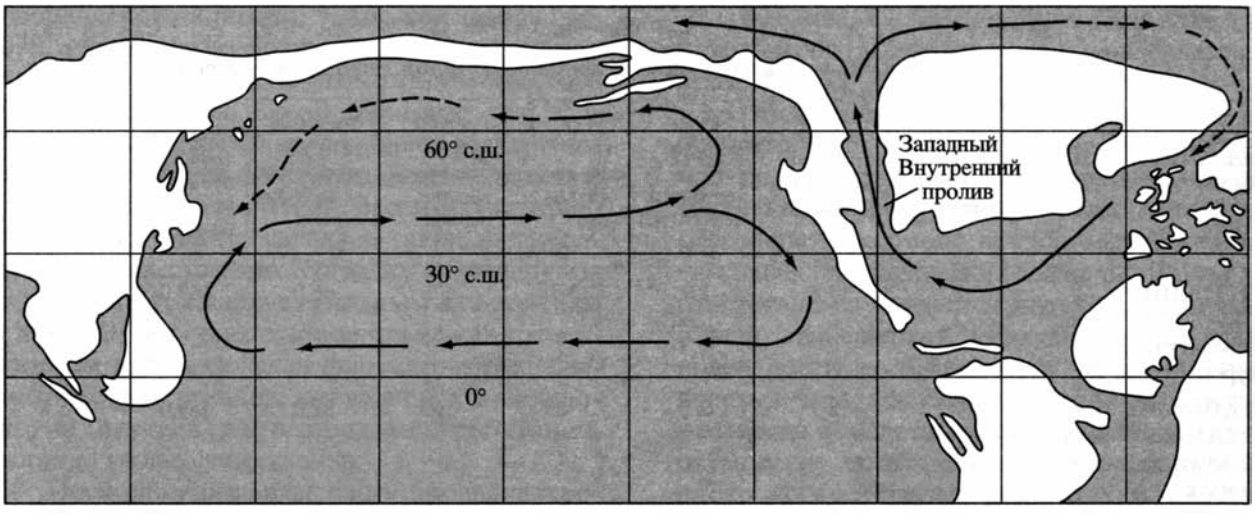


Рис. 20. Расположение суши и морских бассейнов на территории Северной Пацифики и Северной Америки в коньякском веке [по Funnel, 1990, с дополнениями]

Стрелками показаны предполагаемые морские течения: сплошные стрелки – теплые течения, прерывистые – холодные течения.

зимние температуры, не давая им в темный зимний период опускаться ниже нулевой отметки и местами меняя на противоположный экваториально-полярный температурный градиент. Высокое испарение с поверхности теплого Арктического бассейна видимо приводило к образованию сильной облачности и прибрежных туманов в прилегающих к нему районах.

Чтобы объяснить существование в позднем мелу необычно теплого Арктического бассейна, мы предположили, что он "подогревался" привносом теплых вод из низких широт предположительно по Западному Внутреннему проливу на Североамериканском континенте [Герман, Спайсер, 1997; Herman, Spicer, 1996] (рис. 20). В турон-коньякское время основные черты палеогеографии рассматриваемого региона заключались в существовании Берингийской суши, изоляции Арктического бассейна от Прото-Пацифики и открытии меридионального Западного Внутреннего пролива [Funnell, 1990] (рис. 20). По данным Д. Ханкока и Э. Кауффмана [Hancock J.M., Kauffman E.G., 1979; цит. по Найдин и др., 1986], именно на турон и коньяк приходится максимум трансгрессии в этом проливе. Находки коньякских аммонитов Scaphites depressus Reeside в формации Кангак в Арктической Канаде [Hills et al., 1994] подтверждают существование в коньякское время связи Западного Внутреннего пролива с Арктическим бассейном.

Перенос теплых вод в северном направлении по этому проливу вероятно и сказался в существовании относительно теплого коньякского климата на Северной Аляске, располагавшейся в непосредственной близости от места вхождения Западного Внутреннего пролива в Арктический бассейн (рис. 20). Кроме того, территория Северной Аляски в меловом периоде была "открыта" в сторону Арктического бассейна и изолирована с юга горным хребтом Брукс от воздушных масс с возможно более холодной, чем Арктический бассейн, Прото-Пацифики. Рассчитанные для туронской флоры о-ва Новая Сибирь, располагавшейся много севернее и дальше от места вхождения Западного Внутреннего пролива в Арктический бассейн, палеотемпературы, естественно, ниже таковых Северной Аляски. Существенный перенос тепла в высокие широты воздушными массами маловероятен – против этого свидетельствуют относительно холодные зимние температуры более южных флор Камчатки, а также арманской и тыльпэгыргынайской флор (табл. 3, 4).

Сантон-кампан. Были проанализированы две центральноевропейские ископаемые флоры сенонского возраста (рис. 19 и табл. 5), относящиеся к Евро-Синийской области, климат которой был субтропическим [Вахрамеев, 1988].

Флора Грюнбах происходит из одноименной свиты, относящейся к серии Госау. Богатая мелководная фауна серии Госау относится к тетической палеозоогеографической провинции. Результаты CLAMP-анализа этой флоры (табл. 5) свидетельствуют о ее существовании в условиях гумидного субтропического или теплого морского климата с теплыми или жаркими летними сезонами и короткими сухими, но не аридными, периодами. Такой вывод подтверждается литологическими индикаторами климата и находками в сантоне–ма-

астрихте бассейна Грюнбах крупных форминифер, рудистов, кораллов и фауны рептилий (карнозавры, игуанодоны, птерозавры, сцелитозавры и крокодилы) [Sum-mesberger, 1997]. Систематический состав флоры Грюнбах (многочисленность пальм Sabalites, Pandanus) также свидетельствует о ее субтропическом характере [Herman, Kvacek, 2002].

Судя по палеомагнитным исследованиям, палеоширота бассейна Грюнбах была примерно 32° с.ш. [Preisinger et al., 1986], т.е. флороносные отложения формировались приблизительно в 1000 км к югу от того места, где они расположены сейчас [Summesberger, 1997; Scholger, устное сообщение, 2000]. Для проверки этой гипотезы мы сравнили результаты CLAMP-анализа флоры Грюнбах и сенонской флоры Чешской республики (флора Злив, Кликов и Хлюбока). Несмотря на разный таксономический состав покрытосеменных этих флор, палеоклиматические параметры как по температурам, так и по влажности оказались очень близкими, практически идентичными (табл. 5). Следовательно, эти данные не подтверждают указанную гипотезу. Однако их нельзя считать и ее опровержением, поскольку как чешская сенонская флора, так и флора Грюнбах отражают климаты двух сравнительно небольших островов, подверженных сильному влиянию теплого океана Тетис. Кроме того, нет уверенности в одновозрастности этих флор: флора Грюнбах вполне могла существовать в относительно более холодный интервал в пределах сенона и, как следствие этого, могла произрастать, несмотря на сходство расчетных температурных параметров, на более южной палеошироте.

4.5. Выводы

В течение последнего десятилетия был предложен, развит и усовершенствован метод, позволяющий рассчитывать количественные палеоклиматические параметры температуры и влажности – CLAMP. Для этого используются климатические сигналы, закодированные в архитектуре листьев древесных двудольных покрытосеменных растений. CLAMP – это эволюционно и таксономически независимый метод для непосредственного определения атмосферных палеоклиматических параметров на суше, и, таким образом, он дополняет данные по морским климатам. CLAMP – эксплицитный и повторяемый метод, позволяющий рассчитывать климатические параметры и при этом количественно оценивать допустимые ошибки. Он позволяет ответить на вопрос: если бы та или иная ископаемая флора существовала на современной Земле, в каких климатических условиях мы были бы вправе ожидать ее обнаружить?

Многофакторный статистический анализ ископаемых листьев покрытосеменных (CLAMP) дополняет изотопный анализ, так как на его результаты не влияют диагенетические изменения изучаемых остатков, для него требуются лишь отпечатки листьев (а не первоначальный органический материал), он характеризует атмосферные условия (а не температуру морской воды), позволяет реконструировать климатическим условиям на суше и, кроме того, может давать целый ряд (в нашем варианте – восемь) расчетных количественных параметров температуры и влажности.

По европейским флорам устанавливается, что сеноманский климат был теплее сантон-

Таблица 5

Климатические данные для сенонских (сантон-кампанских) флор Евразии

Ископаемая флора	Палеоширота	Среднегодовая температура (°С)	Средняя температура теплого месяца (°С)	Средняя температура холодного месяца (°С)	Среднегодовое кол-во осадков (мм)	Среднее кол-во осадков за вегетац. период (мм)	Среднемесячн. кол-во осадков за вегетац. период (мм)	Осадки за три наиболее сухих месяца (мм)	Продолжительность вегетац. периода
ЗЛИВ, КЛИКОВ, ХЛЮБОКА сенон	40° с.ш.	15,6	22,2	9,0	1284	780	88,6	144,1	8,7
ГРЮНБАХ ранний кампан	32° с.ш.	15,3	21,8	8,8	1373	840	95,2	164,1	8,6
Стандартное отклонение		1,8	3,1	3,3	430	280	23	70	1,1

кампанского; суммируя климатические данные, полученные по азиатским ископаемым флорам, можно предположить общее потепление климата от позднего альба к сеноману, снижение температур в туроне и новое менее значительное потепление в коньякском веке. Туронское похолодание, по-видимому, имело глобальное распространение [Voigt, 2000]. Как в Европе, так и в Азии наиболее теплым веком позднего мела был, по-видимому, сеноман. Этот вывод подтверждается палеоокеанологическими данными [Крашенинников, Басов, 1985; Barrera, 2000; Huber et al., 2000].

Во влажном климате без выраженного сухого сезона климатические сигналы, отраженные в архитектуре листьев покрытосеменных из разных местообитаний, отличаются мало. Для более теплых и сезонно сухих климатов CLAMP позволяет определять особенности микроклимата, испытываемого различными растительными сообществами.

Существующие компьютерные климатические модели не в состоянии воспроизвести реконструируемые по геологическим данным климатические параметры внутриконтинентальной Азии в условиях парникового климата. Это вызывает серьезные сомнения в применимости таких моделей для предсказания будущего возможного потепления климата Земли.

Литература

Бондаренко Н.М. Состав и распространение спор и пыльцы в верхнем мелу острова Новая Сибирь (Новосибирские острова) // Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. Л.: Севморгеология, 1983. С. 149–156.

Буданцев Л.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 156 с.

Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 385 с. (Региональная стратиграфия СССР; Т. 1).

Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 169 с. (Регион. стратиграфия СССР; Т. 3).

Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 430).

Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеографии этого времени. М.: Наука, 1970. 426 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 208).

Герман А.Б. Покрытосеменные позднего мела Камчатки и бухты Угольной и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1985. 25 с.

Герман А.Б. Меловые покрытосеменные и фитостратиграфия северо-западной Камчатки и полуострова Елистратова // Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1991. С. 5–141.

Герман А.Б. Этапность и цикличность развития позднемеловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 87–96.

Герман А.Б. Фитостратиграфия и эволюция флор в альбе-позднем мелу Северной Пацифики // Там же. 1999а. Т. 7, № 2. С. 39–53.

Герман А.Б. О составе и возрасте гребенкинской флоры реки Анадырь (средний мел, Северо-Восток России) // Там же. 1999б. Т. 7, № 3. С. 63–78.

Герман А.Б., Спайсер Р.Э. Континентальный мел Северо-Востока Азии и Аляски: сравнение флор и палеоклимата // Там же. 1997. Т. 5, № 1. С. 60–66.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Там же. 1995. Т. 3, № 3. С. 15–41.

Красилов В.А. Палеоэкология наземных растений: (Основные принципы и методы). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972. 212 с.

Красилов В.А. Меловая флора Сахалина. М.: Наука, 1979. 183 с.

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. 176 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 394).

Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период: Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 263 с.

Пергамент М.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжинский район). М.: Изд-во АН СССР, 1961. 147 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 39).

Пергамент М.А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария. М.: Наука, 1978. 214 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 322).

Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР: (К проблеме становления флор кайнофита). Л.: Наука, 1974. 56 с. (XXVII Комаровские чтения).

Свешникова И.Н., Буданцев Л.Ю. Ископаемые флоры Арктики. I. Позднемеловая флора острова Новая Сибирь. Л.: Наука, 1969. С. 68–110.

Соколова Е.А. Палеоокеанологические реконструкции Тихого океана для конца позднего мела (маастрихт) по планктонным фораминиферам: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1997. 26 с.

Терехова Г.П. О возрасте кривореченской свиты и гребенкинского флористического комплекса // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 100–117.

Терехова Г.П., Филиппова Г.Г. О строении и возрасте поперечнинской свиты (хребет Пекульней, Северо-Востока СССР) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 4. С. 911–914.

Терехова Г.П., Филиппова Г.Г. Тыльпэгыргынайская свита и ее флористический комплекс (хребет Пекульней, Северо-Восток СССР) // Там же. 1984. Т. 278, № 6. С. 1443–1446.

Филиппова Г.Г. Ископаемые покрытосеменные из бассейна р. Армань // Ископаемые флоры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975а. С. 60–75. (Тр. Биол.-почв. ин-та ДВНЦ АН СССР. Н.С.; Т. 27 (130)).

Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. Позднемеловая флора Северо-Востока России. М.: Недра, 1993. 348 с.

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

Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б. и др. Климатические пояса в середине мелового периода // Там же. 1995. Т. 3, № 3. С. 42–63.

Шилин П.В. Позднемеловые флоры Казахстана: Систематический состав, история развития, стратиграфическое значение. Алма-Ата: Наука КазССР, 1986. 200 с.

Щепетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В. Среднемеловая флора правобережья реки Анадырь: (Стратиграфическое положение, систематический состав, атлас ископаемых растений). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1992. 166 с.

Эволюция углеобразования на Северо-Востоке Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 186 с.

Bailey I.W., Sinnot E.W. A botanical index of Cretaceous and Tertiary climates // Science. 1915. Vol. 41. P. 831–834.

Barrera E. The evolution of Cretaceous oceans and climates: Stable isotope evidence // VI Intern. Cretaceous symp., Aug. 27 to Sept. 4, 2000. Vienna, 2000. Abstr. vol. P. 13.

Barron E.J., Fawcett P.J., Pollard D., Thompson S. Model simulations of Cretaceous climates: The role of geography and carbone dioxide: Palaeoclimates and their modelling with special reference to the Mesozoic era // Philos. Trans. Roy. Soc. London B. 1993. Vol. 341, N 1297. P. 307–316.

Bayer E. Phytopalaeontologische Beitrage zur Kenntnis der Perucer Kreideschichten in Bohmen. Prag: Komissionsverlag von Fr. Rivnac; Buchdruckerei Dr. Ed. Gregr, 1920. 78 s.

Brosge W.P., Whittington Ch.L. Geology of the Umiat-Maybe Creek region, Alaska // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1966. Vol. 303-H. P. 501–638.

Detterman R.L., Bickel R.S., Gryc G. Geology of the Chandler River region, Alaska // Ibid. 1963. Vol. 303-E. P. 223–324.

Frakes L.A. Climates through geologic time. Amsterdam; N.Y.: Elsevier, 1979. 310 p.

Fric A., Bayer E. Studien im Gebiete der Böhmischen Kreideformation: Perucer Schichten // Arch. Naturwiss. Landesdurchforsch. Böhm. 1902. Bd. 11, H. 2. S. 1–180.

Funnell B.M. Global and European Cretaceous shorelines, stage by stage. The global shoreline maps // Cretaceous resources, events and rhythms / Ed. R.N. Ginsburg and B. Beaudoin. Dordrecht: Kluwer, 1990. P. 221–235.

Herman A.B. A review of Late Cretaceous floras and climates of Arctic Russia // Cenozoic plants and climates of the Arctic / Ed. M.C. Boulter and H.C. Fisher. B.; Heidelberg: Springer, 1994. P. 127–149. (NATO ASI Ser. I; Vol. 27.)

Herman A.B., Kvacek J. Campanian Grünbach flora of Austria: A preliminary report // VI Intern. Cretaceous symp., Aug. 27 to Sept. 4, 2000. Vienna, 2000. Abstr. Vol. P. 46.

Herman A.B., Kvacek J. Campanian Grünbach flora of Lower Austria: Preliminary floristics and palaeoclimatology // Ann. Naturhist. Mus. Wien. 2002. Bd. 103A. S. 1–21.

Herman A.B., Spicer R.A. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic Ocean // Nature. 1996. Vol. 380, N 6572. P. 330–333.

Herman A.B., Spicer R.A. New quantitative palaeoclimate data for the Late Cretaceous Arctic: Evidence for a warm polar ocean // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1997. Vol. 128. P. 227–251.

Hills L.V., Braunberger W.F., Nunez-Betelu L.K., Hall R.L. Paleogeographic significance of Scaphites depressus in the Kanguk Formation (Upper Cretaceous), Axel Heiberg Island, Canadian Arctic // Canad. J. Earth Sci. 1994. Vol. 31. P. 733–736.

Hollick A. The Upper Cretaceous floras of Alaska // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1930. Vol. 159. P. 1–123.

Huber B.T. Tropical paradise at the Cretaceous poles? // Science. 1998. Vol. 282. P. 2199–2200.

Huber B.T., Norris R.D., Wilson P.A. Early Albian-Campanian paleotemperature history and paleoceanography of the subtropical North Atlantic // VI Intern. Cretaceous symp. Aug. 27 to Sept. 4, 2000. Vienna, 2000. Abstr. vol. P. 52.

Knobloch E. Neue oder wenig bekannte Pflanzenarten aus den Perucer Schichten (Cenoman) der Bohmischen Masse // Acta Mus. Nat. Prague. Hist. Natur. Ser. B. 1999. Vol. 55, N 1/2. P. 25–58.

Kovach W., Spicer R.A. Canonical correspondence analysis of leaf physiognomy: A contribution to the development of a new palaeoclimatological tool // Palaeoclimates: Data and Modelling. 1995. Vol. 2. P. 125–138.

Krassilov V.A. Coal-bearing deposits of the Soviet Far East // Controls on the distribution and quality of Cretaceous coals / Ed. P.J. McCabe and J.T. Parrish. Boulder (Colo.), 1992. P. 263–267. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 267.)

Kvacek J. Cuticle analysis of Gymnosperms of the Bohemian Cenomanian: PhD. Thesis. Praha, 1998.

Kvacek J., Spicer R.A., Herman A.B. Palaeoclimate of the Peruc Korycany flora and other Lauroasian Cenomanian floras // VI Intern. Cretaceous symp. Aug. 27 to Sept. 4, 2000. Vienna, 2000. Abstr. vol. P. 68.

Nemejc F. Fossil plants from Klikov in S. Bohemia (Senonian). Praha: Nakl. Českosl. akad. ved, 1962. 56 p. (Rozpr. Českosl. akad. ved.; S. 1, roc. 71).

Nemejc F., Kvacek Z. Senonian plant macrofossils from the region of Zliv and Hluboka (near Českе Budejovice) in South Bohemia. Prague: Univ. Karlova, 1975. 82 p.

Pacltova B. Cretaceous angiosperms of Bohemia, Central Europe // Bot. Rev. 1977. Vol. 43. P. 128–142.

Parrish J.T., Spicer R.A. Late Cretaceous terrestrial vegetation: A near-polar temperature curve // Geology. 1988. Vol. 16, N 1. P. 22–25.

Patton W.W., Jr. Reconnaissance geology of the Northern Yukon-Koyukuk Province, Alaska: US Geol. Surv. Prof. Pap. 1973. Vol. 774-A. P. 1–17.

Ploechinger B. Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich) // Jb. Geol. R. A. 1961. Bd. 104. S. 359–441: 17 text-fig., 1 pl.

Preisinger A., Zobetz E., Gratz A.J. et al. The Cretaceous/Tertiary boundary in the Gosau Basin, Austria // Nature. 1986. Vol. 322, N 6082. P. 794–799.

Schmalhausen J. Tertiäre Pflanzen der Insel Neusibirien // Mem. Acad. Sci. St. Petersburg. Ser. VII. 1890. T. 37, N 5.

Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C. Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge etc.: Cambridge Univ. press, 1981. 102 p.

Spicer R.A., Ahlberg A., Herman A.B. et al. Palaeoenvironment and ecology of the middle Cretaceous Grebenka flora of Northeastern Asia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. Vol. 184, N 1/2. P. 65–105.

Spicer R.A., Ahlberg A., Herman A.B. et al. The Late Cretaceous continental interior climate controversy: New geological data from Siberia // in press.

Spicer R.A., Herman A.B., Valdes P.J. Mid- and Late-Cretaceous climate of Asia and Northern Alaska using CLAMP analysis // Чтения памяти В.А. Вахрамеева. Сб. тез. и докл. М.: ГЕОС, 1996. С. 62–67.

Spicer R.A., Parrish J.T. Paleobotanical evidence for cool North Polar climates in Middle Cretaceous (Albian-Cenomanian) time // Geology. 1986. Vol. 14, N 8. P. 703–706.

Spicer R.A., Parrish J.T. Late Cretaceous-Early Tertiary palaeoclimates of northern high latitudes: A. quantitative view // J. Geol. Soc. London. 1990. Vol. 147, N 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 // Controls on the distribution and quality of Cretaceous coals / Ed. P.J. McCabe and J.T. Parrish. Boulder (Colo.), 1992. P. 177–192. (Geol. Soc. Amer. Spec. P.; N 267.)

Summesberger H. The Cretaceous of the Grünbach-Neue Welt Basin // Climates: past, present and future: II Europ. palaeontol. congr. / Ed. H.A. Kollman, B. Hubmann. Vienna, 1997. Excursion guide. P. 77–89.

Summesberger H., Wagreich M., Tröger K.-A., Scholger R. Piesting-Formation, Grünbach-Formation und Maiersdorf-Formation – drei neue lithostratigraphische Termini in der Gosau Gruppe (Oberkreide) von Grünbach und der Neue Welt (Niederösterreich) // Ber. Inst. Geol. Paläontol. K.-F.-Univ. Graz. 2000. Bd. 2. S. 23.

Valdes P.J., Spicer R.A., Sellwood B.W., Palmer D.C. Understanding past climates: Modelling ancient weather. CD ROM. Reading: Gordon and Breach, 1999.

Voigt S. Stable isotope evidence for Late Tutonian climate cooling: Global causes and regional consequences for the European epicontinental shelf sea // VI Intern. Cretaceous symp., Aug. 27 to Sept. 4, 2000. Vienna, 2000. Abstr. vol. P. 141.

Wolfe J.A. Temperature parameters of humid to mesic forests of Eastern Asia and relation to forests of other regions of the Northern Hemisphere and Australia // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1979. N 1106. P. 1–37.

Wolfe J.A. A method of obtaining climatic parameters from leaf assemblages // US Geol. Surv. Bull. 1993. Vol. 2040. P. 1–73.

Wolfe J.A. Paleoclimatic estimates from Tertiary leaf assemblages // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1995. Vol. 23. P. 119–142.

Глава 5

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА

Н.М. Чумаков

Рассмотренные в гл. 3 и опубликованные ранее карты обстановок седиментации [Жарков и др., 1995, 1998 а, б], а также приложенные ниже палеобиогеографические схемы для ряда климатически наиболее показательных организмов по векам мелового периода (рис. 22, 24, 26, 28, 30, 32, 34, 36, 38, 40, 42, 44, см. вклейку II) вместе с обобщением качественных и количественных оценок климатических параметров, полученных палеоботаническими, изотопными, геохимическими и литологическими методами, позволили составить мелкомасштабные глобальные схемы климатической зональности для 12 веков мелового периода (рис. 21, 23, 25, 27, 29, 31, 33, 35, 37, 39, 41, 43, см. вклейку II). Первые варианты таких реконструкций для аптского, альбского, сеноманского и туронского веков среднего мела были опубликованы ранее в черно-белом варианте [Чумаков и др., 1995]. Более подробно методика составления палеоклиматических схем представлена в указанных публикациях и кратко во Введении к данной книге.

5.1. Климатические пояса

Из-за значительной продолжительности большинства веков мелового периода на предлагаемых схемах отражена усредненная картина климатической зональности, поскольку внутривековые смещения границ климатических поясов в большинстве случаев не могут быть уловлены и показаны. Такие перемещения проявляются в виде зон, в которых встречаются разнородные индикаторы. Они протягиваются вдоль границ выделенных климатических поясов и представляют что-то вроде "климатических экотонов". Надо признать, что проведение границ климатических поясов при этом производится в определенной степени субъективно, по самым ярким климатическим индикаторам, таким как эвапориты, латериты, каменные угли, ледовые отложения. Поэтому на картах показано максимальное в пределах века распространение аридных, экваториальных и холодных поясов. Значительно точнее внутривековые смещения границ поясов устанавливаются при сопоставлении разрезов соответствующих ярусов, расположенных по обе стороны от границы. Однако такие детальные исследования по своим масштабам выходят за рамки данной работы. Представляемая серия палеоклиматических схем позволяет, со сделанными оговорками, последовательно реконструировать меловую климатическую зональность от века к веку и наметить ее общую эволюцию. Ниже дается характеристика климатических поясов, начиная с высокоширотных, которые отличались в мелу особым своеобразием.

Высокоширотные умеренные климатические пояса. Как известно, полярные широты 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. По этой причине в данной работе им уделено наибольшее внимание.

В интервале палеоширот 60°–85° меловые отложения охарактеризованы стратиграфически и палеоклиматически в нескольких регионах: на севере Северной Америки и Азии, в Южной Австралии, в Новой Зеландии, частично на Антарктическом п-ове. Судя по многим признакам в течение мелового периода в этих регионах располагались пояса с умеренным гумидным климатом. Как уже отмечалось в гл. 2, собственно ледниковые отложения и следы многолетней мерзлоты здесь не обнаружены, а спорадическое появление ледово-морских отложений (готерив-баррем Аляски) [Detterman et al., 1975]; валанжин-готтерив и апт-альб Шпицбергена [Pickton, 1981]; валанжин – ранний альб Австралии [Frakes et al., 1995] свидетельствует не об оледенениях, а лишь о кратковременных похолоданиях, которые иногда и местами приводили к сезонным замерзаниям морей. О кратковременных похолоданиях говорит

также эпизодическое образование глендонитов [Каплан, 1979].

Такой вывод в общем не противоречит мнению биостратиграфов о том, что моря северного высокоширотного пояса (относимые обычно к Арктической биогеографической провинции) были населены организмами, характерными для умеренно прохладных вод. Впрочем, на этом общем фоне здесь временами происходили, по-видимому, заметные похолодания и потепления, о чем говорят существенные изменения разнообразия биоты (например, в неокоме) [Zakharov, 1992, Захаров и др., 2002].

Состав и облик наземной растительности и фауны подтверждают преобладание в высоких и части средних широт Северного полушария пояса умеренного и гумидного климата на протяжении всего мелового периода. Территориально этот пояс почти совпадает с Сибирско-Канадской палеофлористической областью, выделенной В.А. Вахрамеевым [1988]. В неокоме были распространены густые леса, состоявшие из листопадных гинковых, чекановских и других голосеменных с папоротниковым и хвощевым подлеском. На прибрежных равнинах большое распространение имели папоротниковые марши [Красилов, 1985]. Последние, а также долины рек, открытые и полуоткрытые, заболоченные пространства внутри континента, были не только областями интенсивного углеобразования, но, судя по многочисленным палеонтологическим находкам, местами обитания динозавров и насекомых (рис. 21, 23, 25, 27, см. вклейку II).

В неокоме южная граница пояса располагалась в средних широтах и, протягивалась с запада на восток, постепенно опускаясь от 50°–50° с.ш. в Северной Америке до 40° с.ш. в Восточной Сибири. Еще восточнее, с приближением к Тихому океану, она снова несколько поднималась. Суммарная ширина пояса почти достигала 45° и не удивительно, что климат в его пределах не был однородным. Как уже отмечалось, зимой в северной части пояса моря временами и местами замерзали, а на юге, в Западной и Центральной Сибири, отлагались богатые органикой глины и иногда образовывались каолинитовые (рис. 21–25, см. вклейку II) и бокситовые коры выветривания [Цеховский и др., 1995; Жарков и др., 1998 а, б].

Во второй половине раннего и самом начале позднего мела южная граница пояса повсеместно отступила к 60° с.ш. и приобрела субширотное простирание. Это указывает на общее потепление, особенно в пределах Восточной Сибири (рис. 29, 31, 33, см. вклейку II). В целом с апта до начала турона в высоких северных широтах преобладал весьма теплый климат, хотя на общем фоне этого потепления могли происходить эпизодические кратковременные колебания климата.

В конце апта – начале альба появились первые покрытосеменные растения. С конца альба в возрастающем количестве стали распространяться смешанные хвойно-широколиственные леса, с листопадными покрытосеменными древесного и кустарникового типа. Среди покрытосеменных были широко распространены формы с платановидными листьями [Spicer, Corfield, 1992; Spicer et al, 1993; Герман, 1993; 1994], а среди хвойных встречались многочисленные сосновые и секвои [Красилов, 1985; Вахрамеев, 1988]. Быстрой экспансии покрытосеменных в конце альбского – начале сеноманского века очевидно способствовало кратковременное похолодание в конце альба ("амкинское"), освободившее экологические ниши для новоселов [Лебедев, 1993]. Это похолодание имело, возможно, глобальный характер, что выразилось в более широком распространении сезонных ледовых отложений и расширении в южном Заполярье умеренного пояса (рис. 31 и 32). Возможно также, что с ним были связаны сравнительно низкие позднеальбские температуры, полученные методом CLAMP в Казахстане (гл. 4). Ранее высказывались предположения, что во внутриконтинентальных полярных районах Северо-Восточной Азии (Вилюйская впадина), где в составе растительности встречались жестко- и мелколистные покрытосеменные и хвойные, климат был несколько иным, более континентальным и сухим, с холодной зимой [Буданцев, 1979; Вахрамеев, 1988]. Однако широкое развитие здесь каолинитовых песков и присутствие остатков теплолюбивых насекомых не согласуются с этими предположениями. Данные, полученные методом CLAMP (см. гл. 4), также указали на сравнительно теплые зимы и достаточное количество осадков в этих районах. В целом, с апта до начала турона в высоких широтах преобладал весьма теплый климат, о чем свидетельствует повышение температуры глубинных вод океана [Barrera, Savin, 1999]. Эти воды, как известно, формируются в приполярных широтах Земли.

С туронского века северный высокоширотный умеренный пояс снова слегка расширился (рис. 35, 37, 39, 41, 43). Это, по-видимому, было связано с начавшимся медленным общим глобальным похолоданием, которое по разным признакам фиксируется во всех широтах, и в том числе по устойчивому становлению, начиная с коньякского века умеренного климата в южной Австралии. Умеренный

характер растительности в пределах рассматриваемых поясов, однако, сохраняется. Во второй половине позднемеловой эпохи появляются кипарисовые, а роль папоротников постепенно сокращается [Вахрамеев, 1998], хотя в приморских районах с раннего мела сохраняются реликтовые элементы гинкговых, чекановских, цикадовых и других групп. После некоторого коньякско-сантонского расширения северный умеренный пояс в кампане и начале маастрихта вновь слегка отступил к северу.

Начиная с берриаса, на протяжении всего мелового периода в пределах рассматриваемого пояса, от его южных границ вплоть до самых северных участков суши (палеошироты 80°–85°) шло интенсивное угленакопление. Это свидетельствует об очень большой продуктивности растительного покрова. Резкий переход от полярного дня к холодной полярной ночи, очевидно, тоже благоприятствовал угленакоплению, так как снижал процессы биологической и химической деструкции отмершей растительной массы и способствовал ее сохранности и дальнейшему захоронению. Можно, кроме того, предполагать, что растительные сообщества высоких широт, не отличавшиеся высоким видовым разнообразием, обладали относительно простой структурой и, следовательно, характеризовались более высоким производством мортмассы [Krasilov, 1992]. В результате совместного действия этих факторов в течение мелового периода сформировался уникальный по своему положению, протяженности и запасам полярный угленосный пояс.

Неизбежное в заполярных широтах чередование длительных полярных ночей и дней должно было приводить к резкой сезонности климата, температурной и световой. Признаки сезонности мелового высокоширотного климата хорошо устанавливаются по палеоботаническим данным: по листопадности растений и структуре древесины. Редко встречающиеся ложные кольца прироста в ископаемых стволах деревьев, большая относительная ширина и крупные поперечные сечения 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]. Это подтверждается данными метода CLAMP (см. гл. 4). В то же время тонкие линзовидные прослои ископаемого древесного угля (фюзинита), отмеченные в некоторых каменных углях, свидетельствуют о довольно частых, но, по-видимому, небольших по масштабам лесных пожарах [Spicer et al., 1993]. Таким образом, длинный (три–четыре месяца) полярный день, достаточно влажный и теплый, с большой долей рассеянного света был, несомненно, благоприятным для произрастания растений [Герман, 1994] и жизни животных.

Находки остатков ряда теплолюбивых и сравнительно теплолюбивых меловых животных подтверждают выводы, сделанные на основании геологических и палеоботанических данных о сравнительно теплом климате в пределах северного высокоширотного умеренного пояса. Насекомые умеренно-теплолюбивого облика на севере Азии в апте, сеномане и сантоне встречались до 75° с. палеошироты (рис. 29, 33 и 39). В неокоме остатки динозавров известны на севере Азии (палеошироты 50°–55° [Несов, 1997]) и на Аляске (палеошироты 60°–70°). В альбских и особенно в маастрихтских отложениях остатки динозавров встречаются еще севернее: на северо-востоке Азии на палеоширотах 70°–80° [Несов, 1997], а на северной Аляске на палеоширотах 70°–85° с.ш. [Browers et al., 1987; Clemens, Nelms, 1993 и др.]. На севере Канадского Арктического архипелага, на палеошироте 70°–75° с.ш., в туронско-коньякских отложениях недавно обнаружены остатки крупных хампсозавров и черепах [Tarduno et al., 1998]. В южной части рассматриваемого пояса, в Северной Америке (на палеошироте более 60°), в кампанских и маастрихтских отложениях найдены остатки крокодилов [Markwick, 1998]. Подробнее на климатическом и экологическом значении всех этих находок мы остановимся дальше, но в целом они указывают, как минимум на умеренный и в основном умеренно-теплый климат мелового заполярья.

Литологические и палеонтологические данные о преобладании в пределах высоких северных широт умеренного и временами даже умеренно теплого климата хорошо согласуются с количественными палеотемпературными оценками, как палеоботаническими, так и изотопными. Изотопно-кислородным методом по белемнитам для валанжина на палеошироте около 60° были получены средние палеотемпературы приблизительно +8 °С (от 5° до 10 °С) [Ditchfield, 1997]. Если даже исходить из предположения, что белемнитовые ростры росли лишь летом, эти температуры заметно выше соответствующих современных средних летних температур на той же широте. Значительно больше палеотемпературных данных существуют для среднего и позднего мела северного высокоширотного пояса. Они получены методом CLAMP для Северо-Восточной Азии и Аляски [Спайсер, Герман, 1998]; см. также гл. 4. Данные CLAMP показывают, что

на северо-востоке Евразии среднегодовые температуры в позднем альбе – сеномане на палеошироте 62°–76° составляли 8°–13 °С, а средняя температура самого холодного месяца от –2° до +3° – +6 °С, что соответствует в настоящее время климату Франции, Германии, Крыма и Северного Кавказа. На Аляске на палеошироте 73° средняя температура самого холодного месяца достигала +8 °С. В туроне-коньяке на северо-востоке Евразии в пределах палеоширот – 72°–82°, т.е. несколько севернее температуры были немногим ниже: среднегодовые составляли 7–9 °С, а самого холодного месяца от –4° до 0 °С. На севере Аляски на широте 78° они были даже выше, соответственно +13 °С и +6 °С. Таким образом, количественные определения палеотемператур тоже подтверждают, что климат в пределах северного высокоширотного пояса был в меловой период умеренно теплым. Довольно близкие температурные параметры получаются, если оценивать физиологические ограничения толерантности крокодилов, в кампане и маастрихте проникавших в Северной Америке в южную часть рассматриваемого пояса (до палеошироты свыше 60°). Для них минимальная среднегодовая температура определяется в 14 °С, а средняя температура самого холодного месяца не ниже +5 °С [Markwick, 1998]. Упоминавшаяся уже находка в туронско-коньякских отложениях остатков хампрозавров, близких родственников крокодилов, со сходным образом жизни, на севере Полярного канадского архипелага, палеошироте 75° [Tarduno et al., 1998] дает дополнительные подтверждения приведенным выше количественным оценкам. Не исключено, впрочем, что максимальные из них отражают достаточно кратковременные потепления.

В средних и высоких палеоширотах южного полушария таксономический состав раннемеловой флоры был иным, чем в Арктике: преобладали подокарповые и араукариевые хвойные (Австральная палеофитогеографическая область В.А. Вахрамеева, [1988]). В оценках раннемелового климата этой области между исследователями существуют некоторые расхождения. В.А. Вахрамеев целиком отнес Австральную область к субтропикам, отмечая в частности находки окремнелых стволов древовидных папоротников в Австралии и стволов с широкими кольцами роста в Антарктике. В.А. Красилов [1985] и Р. Спайсер с соавт. [Spicer, Corfield, 1992 и др.] рассматривают, однако, раннемеловую южную Австралию как район с умеренным или холодноумеренным климатом. В нижнем мелу растительность Южной Австралии характеризовалась хвойными, по-видимому, несомкнутыми лесами с подокарповыми и араукариевыми доминантами и болотами, в которых шло интенсивное углеобразование. С этими ландшафтами была связана разнообразная фауна позвоночных, включавшая динозавров, лепидозавров, черепах, лабиринтодонтных амфибий и др. [Константин и др., 1999]. Среди растений встречались листопадные, но, по-видимому, преобладали деревья, не опадавшие зимой [Falcon-Lang, Cantrill, 2001], частично мелколистные с толстой кутикулой, что указывает на сравнительно низкие зимние температуры и некоторую сухость [Spicer, Corfield, 1992]. Данные выводы согласуются с присутствием в нижнемеловых отложениях южной Австралии сезонных ледовых отложений и глендонитов [Frakes et al., 1995]. Учитывая высокоширотное положение этого района в раннем мелу, можно рассматривать его, как северную часть южного высокоширотного умеренного пояса. Северная граница пояса здесь намечается для апта по находкам умеренно-теплых насекомых, а для апт-альба по сравнительно более частой встречаемости ледово-морских отложений (см. рис. 29, 31). Более холодный климат для апт-альба южной Австралии предполагается также на основании анализа морфологии криотурбаций и изотопно-кислородного анализа карбонатных конкреций. По криотурбациям, встречающимся на самом юге континента, среднегодовые температуры оцениваются от –2 °С до +3 °С [Константин и др., 1999], а согласно изотопии сначала в – 2 °С +/– 5 °С [Gregory et al., 1989], а позднее от –8° до +6 °С [Fergusson, Gregory, 1999]. Возможно, что эти данные, также как спорадически встречающиеся сезонно-ледовые отложения, указывают на заметные, но эпизодические похолодания случавшиеся в данном регионе, поскольку общий характер растительности свидетельствует о более теплом климате. Он позволяет предположить, что среднегодовые температуры альба составляли здесь приблизительно +5° – +8 °С [Spicer et al., 1993]. Сходные цифры получены математическим моделированием [Barron, Washington, 1982]: зимние температуры около –18 °С, а летние +27 °С (отсюда среднегодовые температуры ориентировочно можно оценить в +4°–5 °С).

Вслед за В.А. Красиловым [1985] раннемеловой климат Южной Австралии в целом можно квалифицировать как умеренный. По-видимому, позднее во время сеноманского потепления, умеренный пояс отступал и располагался южнее Австралии, а в туроне вновь продвинулась к северу, в пределы южной

Австралии [Чумаков и др., 1995]. Более уверенно южная умеренная зона устанавливается с коньякского века. А с сантоннского века южный умеренный пояс уверенно выделяется В.А. Вахрамеевым по появлению нотофагусовой пыльцы.

Изучение колец роста фоссилизированных стволов деревьев из раннемеловых отложений бассейна Ероманга в южной Австралии позволяет различить присутствие двух популяций деревьев, росших в несколько различных ландшафтных и климатических условиях. Одна популяция, по-видимому, обитала на возвышенностях в более холодном климате, подобном тому, в котором растут современные леса умеренно-холодной зоны на западных склонах южных Анд и севере Огненной Земли, а другая – на низменностях, в более теплом климате, подобном тому, в которых растут современные леса умеренно-теплой зоны на юге Новой Зеландии и в Тасмании [Frakes, Francis, 1990]. Присутствие во вмещающих отложениях горизонтов со следами ледового разноса указывает на то, что зимой южная часть бассейна Ероманга иногда замерзала.

Леса близкие к южноавстралийским росли и на Антарктическом п-ове. Детальное изучение найденных в прижизненном положении остатков ископаемого позднеальбского леса вблизи основания Антарктического полуострова показало, что лес был средней густоты и на 90% состоял из круглогодично зеленых широколиственных хвойных деревьев (подокарповых и араукариевых). Этот лес имел определенное сходство с современными влажными умеренными лесами южной Новой Зеландии [Falcon-Lang et al., 2001a]. Изучение анатомии ископаемой древесины подтверждает, что климат северной части Антарктического полуострова был умеренно теплым [Thorn, 2001]. В Новой Зеландии в это время были распространены леса, состоявшие из листопадных и хвойных вечнозеленых растений, которые, были южными аналогами меловых высокоширотных приморских лесов Арктики [Kelly, Moncrieff, 1992; Spicer, Corfield, 1992; Falcon-Lang, Cantrill, 2001].

В кампанских отложениях Антарктического п-ова и Новой Зеландии были найдены остатки крупных динозавров и птерозавров, частично сходные с раннемеловыми формами Австралии [Molnar, Wiffen, 1994]. Зимы здесь были очевидно менее холодными, чем в южной Австралии, и, в отличие от последней, местами (Новая Зеландия) в значительно большем количестве росли цикадофиты [Вахрамеев, 1988; Мейен, 1987]. Этот вывод хорошо согласуется с данными анализа листового края и методом CLAMP, которые дали для Южного острова Новой Зеландии среднегодовые температуры для сеномана 10°–16 °С [Kennedy, 1996], а для маастрихта 12°–15 °С [Kennedy et al., 2002]. Структура ископаемой древесины с Антарктического п-ова свидетельствует о том, что возможные нижний и верхний пределы среднегодовых температур (MAT) составляли для альба 13°–25 °С, для коньяка 15°–21 °С, для сеномана 17°–23 °С, а для маастрихта 7°–10 °С [Francis, Poole, 2002]. Палеоботанические данные хорошо согласуются с изотопными. Для апт-альба и альб-сеномана по раковинам моллюсков с о-ва Росса изотопным кислородным методом получены среднегодовые палеотемпературы соответственно 10° и 12 °С, для коньяка-раннего сантона 18 °С, для позднего сантона-кампана 14 °С, а для маастрихта – от 9° до 15 °С [Dichfield et al., 1994]. Эти цифры весьма близки к полученным Е. Кеннеди для Новой Зеландии и свидетельствуют о том, что в среднем и позднем мелу высокие южные широты, подобно высоким северным широтам, имели, как минимум умеренно-теплый климат, а временами и еще более теплый.

Естественно, что донные воды в высоких южных широтах Атлантического и Индийского океанов имели более низкие температуры, чем поверхностные: для кампана 7°–10 °С, а для маастрихта 5°–8 °С, с небольшим их повышением до 11 °С в самом конце маастрихта (по $d^{18}O$ бентосных фораминифер [Barrera, Savin, 1999]). Сходные данные приводятся в других сводных работах, при этом отмечается сближение температур поверхностных и глубинных вод [MacLeod et al., 2000], что указывает на отсутствие в то время оледенений в высоких широтах и стока холодных ледниковых вод в океан. Для сравнения напомним, что в настоящее время температура глубинных вод в высоких южных широтах составляет от –0,5° до +1,5 °С [Степанов и др., 1984].

Способ существования теплолюбивой биоты в меловых заполярьях зимой представляет определенную проблему. Важнейшим условием периода зимнего покоя растений, насекомых и холоднокровных наземных позвоночных является резкое замедление темпа метаболизма. При низких зимних температурах это происходит почти автоматически. Значительно труднее этим организмам войти в состояние зимнего покоя при сравнительно небольших отрицательных или положительных температурах, которые предполагаются для мелового высокоширотного пояса. Растения могли при этом сбрасывать листву или побеги, а при достаточно низких температурах получали возможность оставаться вечнозелены-

ми, 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. Значительно более сложную проблему представляет экологическая и физиологическая интерпретация условий обитания крупных растительноядных и хищных динозавров в полярную ночь. Вопрос состоит в том, могли ли динозавры быть постоянными обитателями заполярий, как думают некоторые исследователи [Несов, Головнева, 1990; Несов, 1992; Clemens, Nelms, 1993] или динозавры были кочевыми животными, совершавшими дальние миграции [Horner, 1997 и др.]. В подтверждение "оседлости" динозавров исследователи ссылаются на то, что в сеноне вместе с остатками взрослых особей были найдены зубы детенышей динозавров, в том числе только вылупившихся [Clements, Nelms, 1993]. Длительные миграции, по мнению этих авторов, не оставляли бы времени для выведения и выращивания детенышей, были для последних опасны, а кроме того, отрывали бы травоядных динозавров от привычных и безопасных мест обитания и питания. Однако в случае "оседлости" требуется объяснить, как динозавры могли жить в длительные (до трех-четырех месяцев) полярные ночи. Эти ночи, как было показано выше, характеризовались низкими, близкими к отрицательным и отрицательными температурами, а также отсутствием зеленой растительной пищи. Очевидно, что эти гигантские (до 10 м длиной) [Brouwers et al., 1987] и к тому же стадные животные не могли впадать в спячку, хотя бы из-за невозможности найти убежища для зимовок. Одни сторонники "оседлости" динозавров предполагают, что полярные зимы в меловой период были достаточно теплыми или что динозавры могли использовать для зимовок и инкубации яиц места, обогреваемые вулканическим теплом* [Несов, Головнева, 1990; Несов, 1992]. Другие полагают, что заполярные динозавры были теплокровными животными [Clemens, Nelms, 1993; Константин, 1999 и др.]. О последнем, по мнению У. Клеменса и Г. Нелмса, свидетельствует полное отсутствие в местонахождениях позднемеловых позвоночных на Аляске остатков амфибий и нединозавровых пресмыкающихся, составляющих в одновозрастных более южных местонахождениях почти 50% комплекса позвоночных. Это обстоятельство – меньшее разнообразие позвоночных в местонахождениях Северной Аляски и преобладание динозавров и млекопитающих (50% и почти 30% родов соответственно от состава комплекса) говорит, по мнению авторов, о достаточно холодном климате в высоких широтах и о теплокровности динозавров. Представления о гомойотермности динозавров не кажутся сейчас многим исследователям, в том числе некоторым сторонникам "оседлости" полярных динозавров, достаточно основательными [Татаринов, 1987; Раутиан, 1990]. Кроме того, обе гипотезы не объясняют, чем питались стада растительноядных гигантов в течение длинной полярной ночи.

Представления о миграциях динозавров, как уже отмечалось, тоже встречают ряд возражений. Однако, если представить, что стада растительноядных динозавров вели кочевой или полукочевой образ жизни, то легко объяснить, как они переживали полярные ночи. Динозавры могли, например, пастись и за период дневного бодрствования, не спеша, по 15–20 км в день, т.е. по 1–1,3 км/час (средняя скорость их движения определяется значительно выше – в несколько км/час [Paul, 1994]), 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 °С (1500–2000 км) по меридиану из умеренно-теплых в высокие умеренно-холодные широты, туда и обратно, занимали бы около половины года, а 3–5 месяцев полярного лета оставались бы для выращивания детенышей (рис. 45). Предположения о тахиметаболической эндотермии [Paul, 1994] и яйцеживорождении у динозавров [Несов, 1997] делает гипотезу миграций еще более вероятной. В конце лета динозавры таким же образом, не торопясь, уходили бы от полярной ночи в средние теплые широты, полностью использовав преимущества полярного дня, весьма продуктивного для растений и благоприятного для гнездования и накапливания жировых запасов. Тогда бы стада динозавров посещали большинство пастбищ один или два раза в году с большим перерывом и пастбища успевали бы восстанавливать после их нашествия свою растительную массу. Прекрасными путями для таких миграций в Северной Америке в меловой период могли быть берега меридионального Западного Внутреннего морского пролива, соединявшего Арктический океан с Тетисом, или глубоко вдававшиеся в сушу протяженные заливы, сменявшие по временам этот пролив. На северо-востоке Азии такими путями могла быть система многочисленных

* Это объяснение не приложимо к самым северным кампанским и маастрихтским динозаврам северной Аляски.

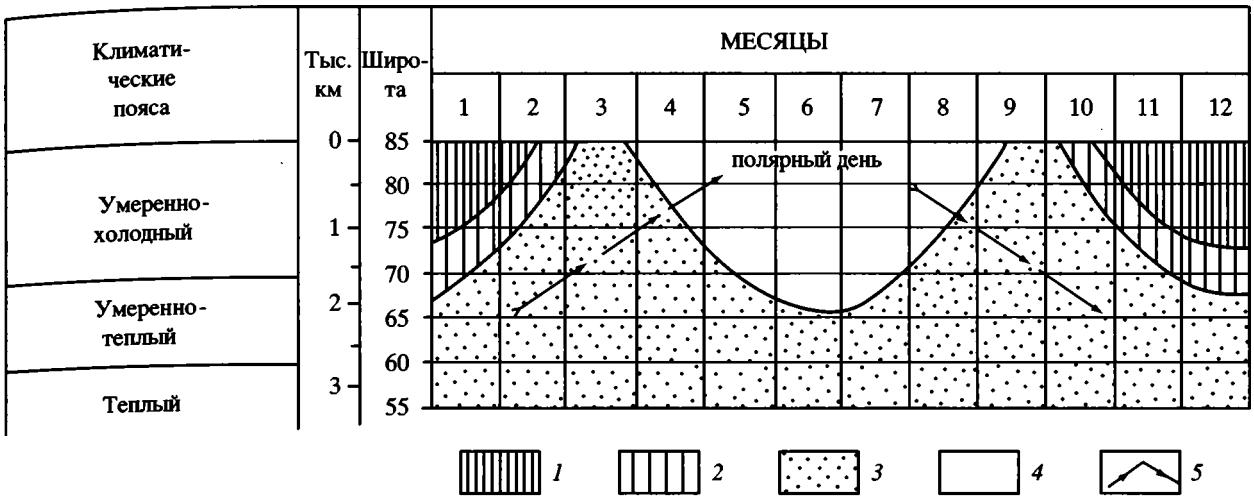


Рис. 45. Предполагаемый календарь сезонных миграций крупных динозавров в высоких широтах

Условные обозначения: *1* – непрерывные полярные ночи; *2* – полярные сумерки; *3* – чередование дней и ночей; *4* – непрерывные полярные дни; *5* – миграции динозавров.

речных долин [Филатова, 1995]. В южной Австралии путями миграции могли служить берега морского бассейна Эроманга. Нельзя исключать, что отсутствие сквозных пресноводных путей миграции было, кроме более холодного зимнего климата, второй возможной причиной отсутствия амфибий на севере Аляски. Приведенное предположение о мигрирующих стадах динозавров в общем вписывается в пределы температур, устанавливаемых разными методами, и согласуется с расположением реконструируемых климатических поясов (рис. 45).

Таким образом, сумма разных данных согласованно свидетельствует о том, что в высоких широтах обоих полушарий на протяжении мела преобладал климат, который по температурам и влажности был несколько подобен современному умеренному. По своему географическому положению этот климат можно назвать высокоширотным умеренным, а соответствующие ему пояса – высокоширотными умеренными поясами. Подобно современным умеренным поясам они характеризовались преимущественно небольшими и средними положительными годовыми температурами (от нескольких до 10°–14 °С), гумидностью, сезонностью и широким развитием лесов и болот. Их спецификой были: расположение в значительно более высоких широтах и очень большая световая и температурная сезонность, обусловленная чередованием непрерывных заполярных дней и ночей. Спорадическое появление дропстоунов и глендонитов указывает на то, что умеренно-теплый климат изредка сменялся умеренно-холодным. Подобные климатические колебания были естественными при большой чувствительности заполярий к небольшим климатическим колебаниям. Можно также полагать, что умеренно-теплый климат преобладал во внешних приполярных зонах, а умеренно-холодный чаще проявлялся в более высоких широтах, ближе к полюсам.

Среднеширотные теплые пояса. Климатические пояса, примыкавшие к описанным высокоширотным поясам и охватывавшие главным образом средние широты, характеризовались в меловом периоде весьма теплым и влажным, местами сезонно-влажным климатом, на что согласованно указывают многочисленные литологические, палеонтологические и геохимические индикаторы климата.

В Северном полушарии в этом поясе на суше были широко распространены сероцветные терригенные угленосные отложения, бокситы, каолиновые коры выветривания и продукты их переотложения (рис. с 21 по 43, нечетные). Их местонахождения преимущественно тяготели к приморским и приокеаническим областям. Во внутриконтинентальных районах формировались терригенные породы с почвенными комплексами, указывающими на переменно-влажный климат [McCarthy et al., 1998], а местами (Южная Сибирь, Центральная Азия) отлагались красноцветы, которые в отдельных небольших впадинах содержали гипс (гл. 3). Это согласуется с мнением В.А. Вахрамеева об усилении в неокоме в средних широтах Азии аридности в восточном направлении. В апте и особенно в альбе увлажнение этих и многих других районов существенно увеличилось [Вахрамеева, 1988].

В целом 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, семигумидные и, по-видимому, сезонно влажные несомкнутые леса, главным образом хвойные с подчиненным количеством древовидных папоротников и цикадофитов, обладавших манокси лическими стволами, а также кустарники и возможно травы покрытосеменных, среди которых доминировали растения с цельнокрайными листьями [Красилов, 1985; Wolfe, Upchurch, 1987; Spicer et al., 1993]. Очевидно значительную роль имели ландшафты сходные с саванами. О сезонном увлажнении последних свидетельствует также характер ископаемых почв [McCartty et al., 1998]. В центральной Европе, на богемском микроконтиненте климат был теплый и в основном гумидный. На возвышенных участках и прибрежных маршах преобладали хвойные, а в галерейных лесах – покрытосеменные растения. И те и другие периодически выгорали во время короткого засушливого сезона [Falcon-Lang et al., 2001b].

В пределах среднеширотного пояса обитали теплолюбивые насекомые, крокодилы и многочисленные динозавры (рис. 21–24, см. вклейку II). Среднегодовые температуры в южной части пояса (до 30°–45° с. палеошироты) по характеру растительности оценивались в 20°С и более, а севернее – между 13° и 20 °С [Wolfe, Upchurch, 1987; Spicer, Corfield, 1992]. Заметно более низкие температуры для этих широт получены методом CLMP (см. гл. 4). Для сеномана Центральной Европы – между 17° и 20 °С, Казахстана – около 15 °С, а позднего альба Казахстана – даже 10 °С. Последняя цифра вызывает определенные сомнения, если вспомнить, что для позднего альба высоких широт Арктики (70°–68°) CLAMP дал среднегодовые температуры от 8° до 13 °С. Возможно, что альбская тафрофлора Казахстана в основном отражает высотную климатическую зональность или очень короткое позднеальбское похолодание. Впрочем, не исключено, что тут проявилась ограниченность метода, которая была недавно показана на примере современной флоры Южной Америки [Kowalski, 2002].

Исходя из широкого распространения бокситов (в Западно-Сибирском регионе вплоть до 60° с. п.-ш., а в кампане и маастрихте до 65°–70° с. п.-ш.) и актуалистической интерпретации условий их образования, ряд исследователей склоняются к выводу о том, что высокие среднегодовые температуры (не менее 20–22 °С) и значительная влажность были характерны для всего этого пояса, вплоть до его северных границ [Цеховский и др., 1995]. Подтверждением этого мнения являются высокие среднегодовые температуры, полученные методом CLAMP для коньяка северной Аляски (20 °С), турона Новосибирских островов (19 °С, см. гл. 3) и находка теплолюбивых кампан-маастрихтских фораминифер на междуречье рек Вилюй и Маркока [Черная и др., 2001]. В то же время нельзя исключать, что все признаки очень теплого климата в высоких широтах отражают лишь короткие эпизодические потепления, которые хорошо фиксируются по океаническим осадкам.

В эпиконтинентальных морях пояса (Североморском, Центрально-Европейском, Московском, Прикаспийском, Туранском, Западном Внутреннем бассейне Северной Америки) в неокоме, аптском и альбском веках накапливались глауконитовые и фосфоритоносные отложения, а с сеномана и особенно турона в европейских морях стали формироваться мощные толщи писчего мела. Во внутреннем бассейне Северной Америки в это время отлагались терригенные осадки и богатые органикой черные сланцы, а писчий мел получил широкое распространение позднее, с коньякского века [Жарков и др., 1995, 1998б]. В Англии изотопно-кислородным методом по белемнитам температура для среднего неокома оценивается в 12°–15,5 °С, за исключением раннего готерива, для которого получена температура менее 9 °С [Price et al., 2000]. Температура глубинных вод южной части северного среднеширотного пояса определена тем же методом по донным фораминиферам для маастрихта в 6–8 °С [Barrera, Savin, 1999]. Эпиконтинентальные моря этого пояса характеризовались в неокоме своеобразным комплексом нанопланктона, который имел биполярное распространение и известен как в северном, так и южном среднеширотном поясе [Mutterlose, Kessels, 2000].

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]. На южной окраине пояса, вдоль северной окраины центрального Тетиса были широко распространены перикратонные карбонатные платформы (Иберийская, Арморикан ская, Карпато-Балканская, Мизийская [Жарков и др., 1995; 1998 а, б], образованные гексакоралловыми банками и биостромами, кораллово-рудистовыми постройками, водорослево-ламинитовыми и строматолитовыми осадками, карбонатными илами с руди-

стами и фораминиферами, органогенными песками [Masse et al., 1993; Philip et al., 1993]. Обитатели этих морей преимущественно принадлежали уже к тетическому (Hallam, 1973; Doyle, 1992] и переходному бореально-тетическому палеобиогеографическим царствам [Koutsoukos, 1992]. Среди них заметное распространение имели герматипные кораллы [Beauvais, 1992]. Все эти 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]. Здесь сказывалось, по-видимому, влияние теплых пассатных течений из Тихого океана и Восточного Тетиса. Широтное 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 расчетов 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].

Для морей восточной окраины Азии кислородно-изотопные определения палеотемператур по моллюскам показали, что в туронкампанском интервале они колебались между 8° и 20 °С, хотя в основном были выше 15 °С и только в маастрихте снизились до 7°–12 °С [Захаров и др., 2001]. На Хоккайдо (40° с.п.-ш.) по планктонным и бентосным фораминиферам для кампанского века были получены еще более высокие кислородно-изотопные температуры, соответственно около 26° и 18°С [Moriya et al., 2003]. Для сравнения скажем, что современные субтропические моря имеют среднегодовые температуры 15–20 °С, а моря южной части умеренного пояса 7–12 °С. Обращает на себя внимание, что в серии определений по моллюскам палеотемпературы, полученные для туронского века в Корякии и на Хоккайдо, оказались близкими. Авторы объясняют это существованием очень малого широтного температурного градиента. Данное объяснение представляется маловероятным и не согласуется с уже упоминавшимися более низкими палеотемпературными оценками, полученными методом CLIMAP для северо-западной Камчатки (9 °С против 15–16 °С в Корякии).

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, поскольку 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. палеошироты (в Южном полушарии аналогичный пояс располагался между 40° и 65° ю. палеошироты). Поскольку в течение геологической истории широтное положение климатических поясов сходных по температурному режиму существенно менялось, неизбежно должно были изменяться присущие им среднегодовые величины и амплитуды сезонных колебаний солнечной радиации и температур, в большинстве случаев также величина и режим увлажнения, направление преобладающих ветров, барические показатели. Все эти параметры входят в число важнейших составляющих климата, поэтому нельзя называть палеоклиматические пояса, исходя лишь из приблизительной аналогии средних температур, просто повторяют названия современных климатических поясов*. Поэтому важно, чтобы названия климатических поясов отражали реальное палеоширотное их положение. В этом случае станет понятным не только место пояса на Земле, но и характер сезонности присущего ему климата. С этой точки зрения рассмотренный сейчас меловой пояс и его аналог в южном полушарии следует именовать "среднеширотными теплыми гумидными поясами" [Чумаков и др., 1995]. Некоторые исследовали, исходя из широкого развития в этих поясах латеритовых и каолиновых кор выветривания, предлагают именовать их "внетропическими гумидными жаркими поясами" [Цеховский и др., 1995].

Ширина северного среднеширотного теплого пояса по простиранию и в течение мелового периода изменялась. В неокоме он сужался с запада на восток от 20° в Северной Америке до 10° в Центральной Азии за счет расширения в этом направлении соседнего аридного пояса. Временами среднеширотный теплый пояс почти прерывался в этом районе (готерив, барем). В середине мелового перио-

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

да пояс сильно расширился в северном и южном направлении. Ширина его в это время была наибольшей (от 20° до 40°), хотя по-прежнему изменялась по простиранию. В североамериканском и восточно-азиатском секторах были противоположные тенденции изменения его ширины во времени. В американском секторе пояс от апта к турону постепенно расширялся, а на востоке Азии за тот же период сузился, в результате смещения к северу аридной зоны.

В Южном полушарии среднеширотный теплый гумидный пояс протягивался от юга Ю. Америки и Африки до Австралии и характеризовался формированием на суше сероцветных угленосных отложений и каолиновых кор выветривания (в пост-сеноманских отложениях Австралии [Жарков и др., 1995, 1998 б]. В этом поясе произрастала теплолюбивая флора, которую В.А. Вахрамеев [1988] отнес к австралийской провинции Австральной (Нотальной) флористической области, и обитали довольно многочисленные динозавры (рис. 21–44, см. вклейку II). По характеру растительности и фауны, литологическим признакам и положению между умеренным и аридным поясами большинство исследователей называют этот пояс, как и аналогичный северный, "субтропическим" [Ронов, Балуховский, 1981; Вахрамеев, 1985; 1988; Красилов, 1985; Ясаманов, 1985 и др.]. Северная граница южного среднеширотного теплого пояса во времени несколько смещалась (вследствие расширения или сужения смежной аридной зоны) и располагалась на палеоширотах от 40° до 55° ю.ш. Положение же южной границы этого пояса в неокоме не установлено, хотя отмечаемые в валанжине Южной Австралии дропстоуны как будто бы достаточно определенно указывают на умеренно-холодный климат последней [Fakes et al., 1995]. Положение этой границы в среднем мелу, как уже отмечалось при описании высокоширотных поясов, вызывает некоторые разногласия. В.А. Вахрамеев считал, что "субтропический" пояс в середине мелового периода распространялся на всю Австралию и Южную Америку [1988]. Новые палеоботанические [Spicer, Corfield, 1992; Spicer et al., 1992, 1993], литологические [Frakes et al., 1995], палеотемпературные [Ditchfield et al., 1994] и палеоэнтомологические (см. рис. 29) данные позволяют присоединиться к мнению В.А. Красилова [1985] о том, что климат южной части Австралии и, видимо, южного окончания Ю. Америки в меловом периоде в основном был умеренным, а временами в Ю. Австралии даже умеренно-холодным [Fakes et al., 1995; Spicer et al., 1993]. Это позволило наметить в данном регионе южную границу среднеширотного теплого пояса по меньшей мере в апте и альбе (рис. 29–31) на палеоширотах 60–65 °С. В сеномане и туроне южная граница теплого пояса, по-видимому, проходила южнее Австралии, а в коньякском веке возможно вновь продвинулась к северу и располагалась на юге Австралии. С сантона южная граница южного теплого пояса достаточно уверенно устанавливается по границе Австралийской и Антарктической провинций Нотальной области В.А. Вахрамеева [1988].

Фауна морских беспозвоночных, населявших моря южного среднеширотного пояса, имела свою специфику. Обычно эти регионы обособляются палеонтологами в качестве Австрального (Нотального) палеобиогеографического царства и включаются, как южная часть, в более широко понимаемое Южное умеренное царство [Hallam, 1973]. Иногда эта фитохория рассматривается как самостоятельное царство, переходное от Тетического к Австральному [Koutsoukos, 1992]. В пределах южного среднеширотного пояса, к западу от Австралии, по пелагическим карбонатным осадкам и по их тонкозернистой фракции изотопно-кислородным методом были определены средне- и позднемеловые температуры поверхностных вод [Clarke, Jenkyns, 1999]. Температуры эти довольно быстро повышались от 12 °С в позднем апте до 19 °С в среднем туроне, а затем стали медленно снижаться до 12,5 °С в позднем компане. Температура глубинных вод в средних южных широтах Атлантического океана, определенная тем же методом по донным фораминиферам составляла 10–13 °С для кампана и 7–10 °С для маастрихта [Barrera, Savin, 1999].

Обращает на себя внимание, что южный среднеширотный гумидный теплый пояс был значительно уже, чем северный и был оттеснен аридными зонами в высокие средние и частично в высокие широты. В Южном океане это было связано, видимо, с отклонением к югу у берегов Африки южных субэкваториальных теплых пассатных течений, образовывавших западную часть океанического круговорота. В конце раннего мела дополнительный эффект мог давать сток теплых соленых вод из аптского Южно-Атлантического солеродного бассейна в Южную Атлантику [Lloyd, 1982].

Аридные пояса (тропически-экваториальный пояс, северный и южный аридные пояса). В неокоме и апте низкие и часть средних широт обоих полушарий Земли занимал огромный аридный пояс, непрерывно простиравшийся приблизительно от 30°–40° с. палеошироты до 45° ю. палеошироты (рис. 21–29). Аналога та-

кого аридного пояса, охватывающего все экваториальные, тропические и значительную часть средних широт обоих полушарий, на современной Земле нет и, соответственно, нет соответствующего понятия и названия. Поэтому было предложено называть такие пояса "тропическо-экваториальными аридными поясами" [Жарков и др., 1995, Чумаков и др., 1995].

Этот пояс характеризовался широким развитием эвапоритов, которые в неокоме отлагались по окраинам континентов, тяготея к северным и в меньшей степени к южным тропическим широтам. Большие и устойчивые области аридного осадконакопления в Юго-Восточной Азии и Южной Америке возникли в дождевой тени Катазиатского и Тибетско-Индокитайских краевых вулканических поясов в первом случае и аналогичных по природе позднемеловых Анд – во втором случае. Во внутриконтинентальных районах пояса формировались терригенные красноцветы [Жарков и др., 1998а]. В апте эвапориты и красноцветы стали интенсивно накапливаться в раскрывающемся рифте южной Атлантики и в прилежащих частях Ю. Америки и Африки. Во внутриконтинентальных районах Ю. Америки и Южной Африки на больших территориях продолжали формироваться красноцветные [Жарков и др., 1998 б] и эоловые отложения [Scherer, 2000]. Об аридности пояса свидетельствуют также приводимые ниже палеоботанические данные.

Флористические ассоциации этого пояса, объединенные В.А. Вахрамеевым [1988] в Экваториальную флористическую область*, довольно бедны и представлены главным образом палинологическими комплексами. Последние указывают на сухой и жаркий климат (высокое содержание пыльцы *Classopollis* во многих регионах – рис. 21–27). Пояс дождевых экваториальных лесов не был развит. По обе стороны от экватора в это время, а иногда даже в непосредственной близости от него отлагались эвапориты (север Южной Америки, северо-восточная Африка, рис. 29).

Несмотря на многие признаки засушливости, в пределах этого пояса встречаются остатки динозавров, изредка – теплолюбивых хвойных растений, стволы цикадофитов, единичные местонахождения папоротников, насекомых, каолинитов. С апта в центральных частях Западной Гондваны встречаются остатки крокодилов (рис. 29). Часть этих находок связана с внутриконтинентальными областями суперконтинента. Поэтому следует полагать, что они не были совсем безжизненными и, по-видимому, в них встречались оазисы. Наиболее значительные признаки увлажнения тяготеют, однако, к прибрежным районам пояса. Так, на севере Аравийского п-ва в барреме местами накапливались угли (рис. 27), а в апте – бокситы и железные руды [Цеховский и др., 1995]. Эти местонахождения указывают на существование области гумидного экваториального климата на подветренном восточном океаническом побережье Западной Гондваны (рис. 29). По-видимому, это был зародыш будущего экваториального пояса.

В морях и океанах тропическо-экваториального пояса большое распространение имели отложения карбонатных платформ, барьерные рифы, черные сланцы (Северная и Южная Атлантика [Жарков и др., 1998а, б]). На карбонатных платформах и рифах Средиземноморского Тетиса в условиях островного климата сформировались многочисленные месторождения карстовых бокситов [Цеховский и др., 1995]. В морях пояса обитала богатая и теплолюбивая фауна. Для многих групп морских беспозвоночных (двустворок, аммонитов, раннеаптских белемнитов, кораллов, фораминифер и др.) [Beauvais, 1992; Hallam, 1973; Doyle, 1992; Koutsoukos, 1992 и др.] тропически-экваториальный пояс в значительной мере совпадает с Тетическим биогеографическим царством.

Начиная с альба, по мере зарождения и развития экваториального гумидного пояса в Западной Гондване (см. следующий раздел), огромный единый тропически-экваториальный аридный пояс распался на два тропических аридных пояса – северный и южный (рис. 33–43). 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 эпизодически в Индии. Следы альбского южного аридного пояса обнаружены и на Тихоокеанской плите, располагавшейся тогда в низких южных широтах почти в центре Тихого океана. Здесь на вулканическом основании развивались коралловые атоллы с признаками периодически осолонявшихся лагун [Жарков и др., 1995]. Оба пояса хорошо трассируются по распространению споро-пыльцевых комплексов с высоким (> 50%) содержанием пыльцы классополлис [Вахрамеев, 1988]. В пределах континентов эти пояса располагались асимметрично по отношению к экватору.

* С позднего мела ее именуют иногда Пальмовой флористической областью.

Южный аридный пояс был на протяжении альб-коньякского интервала шире северного и располагался дальше от экватора. Позднее они более или менее сравнялись по ширине, но некоторое смещение южного аридного пояса к югу сохранилось. На юго-восточном подветренном побережье Африки в маастрихте в пределах южного аридного пояса наряду с гипсоносными красноцветами местами формировались каолинитовые и латеритовые коры выветривания. Это свидетельствует, очевидно, о периодическом формировании здесь муссонного климата.

Экваториальный гумидный пояс. Как уже отмечалось в предыдущем разделе статьи, в неокоме и апте экваториального гумидного пояса еще не существовало и вблизи экватора локальные 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, содержащие лишь небольшое количество пыльцы *Classopollis* [Вахрамеев, 1988], а на северо-востоке Африки устанавливается зажатый между областями эвапоритовой седиментации, еще довольно узкий, гумидный пояс, который прослеживается по местонахождениям бокситов, каолинитовых пород и железных руд (рис. 31) [Цеховский и др., 1995]. В сеноманский век экваториальный гумидный пояс расширяется и трассируется по местонахождениям каменных углей, бокситов, каолинитовых пород и железных руд от Аравии через Центральную и Западную Африку до северо-восточных районов Ю. Америки (рис. 13). Одновременно у западного побережья Экваториальной Африки в палинологических спектрах отмечается значительное сокращение количества пыльцы *Classopollis* – индикатора аридности. Это тоже указывает на увлажнение климата [Вахрамеев, 1988]. По окраинам Западно-гондванских материков и в Юго-Восточной Азии в это время заметно сокращаются области эвапоритового осадконакопления, хотя формирование красноцветов продолжалось в многочисленных континентальных впадинах Африки, Южной Америки, Китая и Монголии [Жарков и др., 1998 б]. В туроне экваториальный гумидный пояс прослеживается еще отчетливее, чем раньше, по угленосным отложениям, бокситам, каолинитовым породам и железным рудам в Северной и Западной Африке. Из спорово-пыльцевых комплексов Экваториальной Африки в это время практически исчезает пыльца *Classopollis*. Именно в это время, по мнению В.А. Вахрамеева [1988], возник пояс влажных тропических лесов. Представляется, однако, что пояс мог возникнуть еще в альбе-сеномане, в виде цепи крупных оазисов, когда на севере центральной Африки широкое развитие получили латеритные и каолиновые коры выветривания и началось угленакопление.

Становление экваториального гумидного климата в виде глобального широтного пояса шло в Западной Гондване параллельно с раскрытием Южной Атлантики и прогрессивным сокращением и раздроблением областей аридной седиментации. Представляется, что процессы раскрытия Южной Атлантики и возникновения экваториального гумидного климата были взаимосвязаны, поскольку в центре Западной Гондваны появлялся новый огромный бассейн – источник влаги со своими приокеаническими зонами. Одновременно поперечные размеры массивов суши в широтном направлении сократились почти вдвое и стали проходимы для пассатных ветров, приносивших влагу. При раскрытии Южно-Атлантического океана, по-видимому, гумидные приокеанические области образовались сначала на его берегах. Затем по мере расширения океана они росли, сливались с возникшими ранее, внутриконтинентальными оазисами и к сеноману образовали более или менее единый пояс. В альбе-сантоне экваториальный пояс располагался почти симметрично по отношению к экватору, а его ширина колебалась от 10° до 20°. В кампанский век произошло заметное его смещение к югу и одновременное в связи с общим потеплением расширение до 25°–30° (рис. 41). Раскрытие Южно-Атлантического океана существенно изменило также циркуляцию и вертикальную структуру водной толщи Атлантики и, как полагают некоторые, способствовало глобальному среднемеловому потеплению на Земле [Poulsen et al., 2003].

Для неокома вообще и для неокома экваториальных широт, в частности, имеется довольно мало кислородно-изотопных определений палеотемператур морских вод. Значительно более многочисленны они для конца раннего и позднего мела. По сводным данным в неокоме, апте и альбе приэкваториальные широты характеризовались температурами от 25° до 30 °С, в раннем сеномане они резко снизились до 18–24 °С, а затем снова возросли до 26 °С и более, а существенно стали снижаться только в маастрихте, когда опустились до 17–19°С [Frakes, 1999]. Для позднего альба – начала сеномана эти цифры подтверждаются новейшими детальными исследованиями в районе Саргассова моря, которые показали, что температуры поверхностных вод колеба-

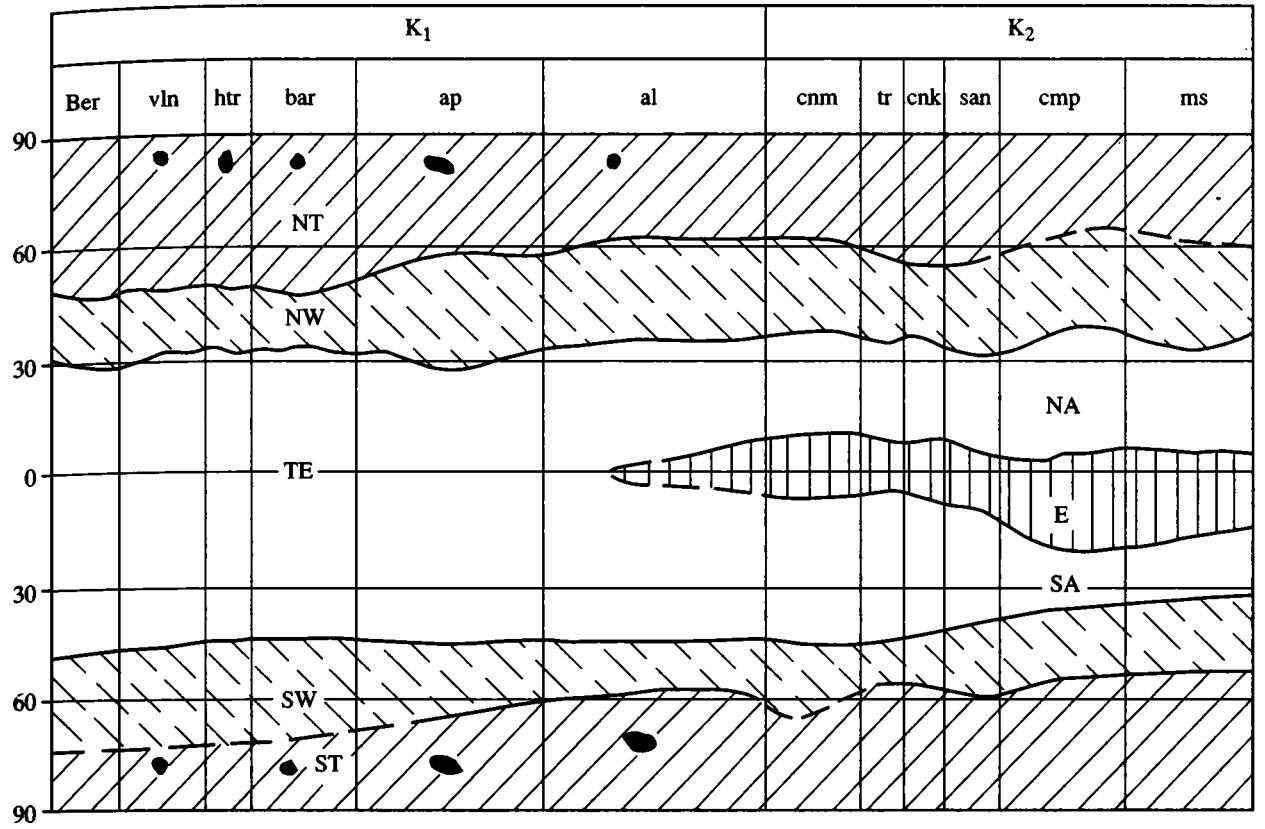


Рис. 46. Перестройки климатической зональности в меловой период

NT, ST – северный и южный высокоширотные умеренные пояса; черные включения – следы сезонного ледового разноса обломочного материала; NW, SW – северный и южный среднеширотные теплые пояса; TE – тропико-экваториальный аридный пояс; NA, SA – северный и южный аридные пояса; E – экваториальный пояс.

лись между 25° и 30 °С [Wilson, Norris, 2001]. Возможно, в позднем мелу они временами достигали даже 28–32 °С [Pearson et al., 2001; Huber et al., 2002]. Эти определения хорошо согласуются между собой, но заметно расходятся с более ранними данными, согласно которым повышение температур в средних и высоких широтах сопровождалось их снижением в приэкваториальных широтах [Macleod et al., 2000]. Считается, что такое занижение температур было связано с недостаточным учетом диагенитических изменений в анализируемых материалах [Pearson et al., 2001] и солевого состава морских вод [Huber et al., 2000]. Температура донных вод в приэкваториальных широтах в конце мелового периода определяется для кампана в 7°–11 °С и для маастрихта в 6°–9 °С [Barrera, Savin, 1999].

Перестройки климатической зональности. Изменения в характере и положении палеоклиматических поясов, вытекающие из сравнения рассмотренных реконструкций, схематично суммированы на рис. 46. Последний иллюстрирует, что в меловом периоде, длившемся около 80 млн лет, отчетливо различаются два временных интервала, почти равной продолжительности, которые характеризовались разными типами климатической зональности.

В интервале, который продолжался от бериасского до начала альбского века, отсутствовал экваториальный гумидный пояс. Поэтому северный и южный аридные пояса слились в один огромный пояс. Средняя ширина его была около 80°–85°. Этот тропическо-экваториальный пояс, охватывал все низкие и часть средних широт. Океан Мезотетис, располагавшийся в низких широтах между двумя крупными массивами суши (Евразией – на севере и Восточной Гондваной – на юге) создавал благоприятные условия для возникновения муссонного климата. Однако проникновению муссонов в краевые части южной и юго-восточной Евразии, по-видимому, препятствовали горные цепи вулканических поясов, которые окаймляли активные окраины этого континента. В их дождевой тени возникали многочисленные гипсоносные бассейны, протягивавшиеся от Иберии до Китая. Аридность восточной Африки обуславливалась существованием двух летних областей низкого давления над Восточной Евразией и Восточной

Гондваной, которые отклоняли траектории тропических муссонов, соответственно к северу и югу. Как уже отмечалось, в приэкваториальной зоне местное увлажнение отмечается только на севере Аравийского блока. Сухость внутренних районов Африки и Южной Америки объясняется их удаленностью от океанов.

С обеих сторон тропическо-экваториальный пояс окаймлялся теплыми среднеширотными поясами переменной ширины (от 10° до 30°), которые в своих океанических секторах и областях развития эпиконтинентальных внутренних морей имели отчетливо гумидный климат. Он обуславливался тем, что в средних широтах перенос влаги и движение циклонов происходили в восточных румбах. Кроме того, на их пути в северном полушарии располагался ряд дополнительных источников влаги в виде эпиконтинентальных морей, а в южном полушарии – также океанических бассейнов. Достаточное количество тепла и влаги в среднеширотных поясах позволяло формироваться каолинитовым и латеритовым корам выветривания, а в приокеанических секторах и приморских областях благоприятствовало угленакоплению. В южные, удаленные от океанов и морей внутриконтинентальные области Евразии, влаги с запада поступало меньше. Муссоны проникали сюда в ослабленном виде, поэтому здесь климат был семигумидным и характеризовался сезонным, хотя и достаточным увлажнением (см. гл. 4).

Высокие и частично средние широты в раннем мелу занимали высокоширотные умеренные пояса. Особенно значительным по своим размерам был северный умеренный пояс. Его ширина порой достигала 50°. Южный умеренный пояс в неокоме был значительно более узким, чем северный, и выделялся в основном по присутствию следов сезонного ледового разноса. Значительную часть высокоширотных умеренных поясов, особенно в приокеанических секторах и приморских областях, занимали смешанные листопадные широколиственно-хвойные леса, часто заболоченные, в которых шло интенсивное углеобразование. Климат этих поясов был сезонным, в целом умеренный, с достаточно мягкими зимами. Вблизи границ со среднеширотными поясами климат приближался, по-видимому, к умеренно-теплому. Наоборот, в зонах, расположенных ближе к обоим полюсам, моря, озера и реки в первую половину мелового периода иногда покрывались льдом, что указывает на эпизодическое распространение умеренно-холодного климата.

В альбский век на Земле произошла перестройка климатической зональности. Во-первых, зародился экваториальный гумидный пояс, который разделил тропическо-экваториальный пояс на два аридных пояса, северный и южный. На протяжении позднего мела этот пояс постепенно расширялся и несколько смещался к югу. Возникновение экваториального гумидного пояса, как отмечалось [Жарков и др., 1995; Чумаков и др., 1995], совпало с началом раскрытия южной части Атлантического океана. Дальнейшее его расширение и смещение к югу шло параллельно с продолжавшимся расширением этой части Атлантического океана. Окаймлявшие экваториальный гумидный пояс северный и южный аридные пояса при этом сужались и дробились. Особенно заметно сузился южный аридный пояс. Среднеширотные теплые пояса во вторую половину мелового периода немного расширились. Высокоширотные умеренные пояса также претерпели изменения: северный заметно сузился и стал охватывать только высокие широты, а южный, немного расширившись, также распространился на все высокие широты. Примечательно, то с начала позднемеловой эпохи следы сезонного ледового разноса в высокоширотных поясах перестали встречаться*. В общем, климатические пояса после перестройки зональности в альбском веке стали располагаться более симметрично по отношению к экватору. Суммарное увеличение площади теплых среднеширотных поясов, небольшое сокращение площади высокоширотных поясов, а главное исчезновение в них следов ледового разноса говорит о потеплении в середине мелового периода. Почти одновременное появление и расширение экваториального гумидного пояса и сужение аридных поясов указывают на то, что глобальный климат в эту эпоху стал не только более теплым, но и более влажным.

Разрешающая способность реконструкций климатической зональности определяется продолжительностью тех стратиграфических подразделений, для которых они составляются. В нашем случае это ярусы мелового периода, длительность которых колеблется от 2 до 15 млн лет, составляя в среднем 6,75 млн [Harland et al., 1990]. Таким образом, рассмотренная серия реконструкций отражает лишь медленные климатические изменения, длительностью несколько млн лет и больше.

---

* По устному сообщению А. Альберга, маленький валун был встречен в маастрихтских глинистых породах в одном из обнажений на р. Гребенка (правый приток р. Анадырь). А. Альберг склоняется к тому, что этот валун был принесен льдом. Нам представляется, что ничтожная концентрация камней в этих отложениях скорее свидетельствует в пользу их биогенного разноса.

Более короткие климатические изменения на этих реконструкциях осредняются. Поэтому при анализе реконструкций климатической зональности, составленных по ярусам и эпохам, в том числе и для юрского периода [Rees et al., 2000], создается впечатление о большой устойчивости климатической зональности. В действительности, при детальном изучении и сопоставлении нескольких опорных разрезов выявляются многочисленные более короткие климатические колебания, которые рассматриваются нами в гл. 7.

5.2. Глобальный климат мелового периода

Совокупность приведенных выше палеоклиматических данных свидетельствует о том, что на протяжении всего мелового периода глобальный климат Земли был безледниковым, а многолетняя гляциосфера отсутствовала. На это указывают три фундаментальных факта.

Во-первых, существование поясов умеренного климата в обеих полярных областях Земли. Это согласованно подтверждается литологическими, палеонтологическими и геохимическими данными.

Во-вторых, отсутствие каких-либо материальных следов меловых ледниковых покровов, многолетней мерзлоты или постоянных ледовых шапок. Следами последних не могут считаться раннемеловые отложения с рассеянными камнями ("дропстоунами"), которые единодушно квалифицируются как результат сезонного ледового или биогенного разноса.

В-третьих, меловой океан был теплым. В нем отсутствовала психросфера – толща холодных глубинных и придонных вод, формирующаяся в полярных областях и заполняющая все океаны от дна до глубины 500–1000 м. Температура психросферы приблизительно соответствует средней температуре воды в высоких широтах, поэтому температура глубинных и придонных вод в современных океанах колеблется от –0,5° – +5 °С, в меловых же океанах она составляет от 7°–11 °С до 20 °С, и лишь в маастрихте снижалась до 5°–8 °С [Barrera, Savin, 1999; Huber et al., 2002 и др.].

Основные выводы, которые сделаны из рассмотренных выше данных о существовании безледникового климата в мелу, характере климатической зональности, положении климатических поясов и их климатических параметрах в целом хорошо согласуются с последними результатами математического моделирования меловых климатов (см. гл. 2).

Таким образом, не вызывает сомнений, что глобальный климат мелового периода был безледниковым и следовательно меловая биосфера была теплой. Вопрос сейчас состоит в том, в каких пределах климат мелового периода мог варьировать. Совершенно очевидно, что он не был единообразным на протяжении всего мелового периода и характеризовался трендом и, как будет показано в гл. 7, осцилляциям нескольких рангов, однако при всех этих изменениях климатическая система Земли явно не пересекала нижний порог, за которым начинали возникать ледники. Предположения о возникновении ледниковых покровов в течение мелового периода и их осцилляциях основаны на косвенных и достаточно спорных соображениях.

Имеющимся фактам более соответствует выделение на примере мела нескольких градаций безледникового климата: "жаркого безледникового" (hot greenhouse), "теплого безледникового" (warm greenhouse) и "прохладного безледникового" (cool greenhouse), как это предлагает Б. Хубер с соавт. [Huber et al., 2002]. Основываясь на изотопно-кислородных палеотемпературах среднебатиальных вод, они считают, что с позднего альба до позднего сеномана климат был "теплым безледниковым" (усредненная температура этих вод – 16 °С), с позднего сеномана до раннего кампана климат был "жарким безледниковым" (температура этих вод около 18°–19 °С), а со среднего кампана до конца маастрихта – "прохладным безледниковым" (температура этих вод 9°–11 °С). В общих чертах эти результаты согласуются со многими приведенными выше палеоклиматическими данными, которые тоже свидетельствуют о потеплении в конце раннего мела, наиболее теплом климате в середине мелового периода и похолоданиях в конце. В то же время отделить теплую градацию от жаркой другими методами, кроме изотопных по глубоководным разрезам, весьма затруднительно. Не слишком четко эти две градации различаются и по данным Б. Хубера с соавт., тем более что обе градации осложнены многочисленными осцилляциями, а изотопный разрез состоит из ряда фрагментов. Необходимость выделять в безледниковом климате градации назрела и очень интересное предложение Б. Хубера с соавт. является хорошим доказательством тому. Но представляется, что практическая реализация этого предложения дело будущего, а сейчас, видимо, реально выделять в глобальном безледниковом климате две градации: *теплого безледникового* и *прохладного безледникового* климатов. Это предложение ближе к тому, которое

сделал Л. Фрейкс с соавт. [Frakes et al., 1992], различая в мезозое теплые интервалы (warm modes) и среднемезозойский прохладный интервал (cool mode). В последнем, по представлениям Л. Фрейкса с соавт., в отличие от остальных ледниковых "cool mode", тоже не было ледников, а только временами в высоких широтах образовывались сезонные льды.

Рассмотренная выше серия реконструкций меловой климатической зональности позволяет произвести дальнейшее подразделение выделенных градаций безледникового климата по степени развития гумидных и аридных поясов. В пределах суши, занимаемая ими доля, в течение мелового периода довольно сильно изменялась. В апте гумидные пояса занимали 55% суши, аридные 45%; в маастрихте – соответственно 74 и 25%. В первом случае их соотношение составляло 1,2, а во втором – почти 3. Если условно принять современное отношение площади гумидных поясов к аридным (около двух) за границу между аридным и гумидным глобальным климатами, то можно сказать, что в первом случае глобальный климат был *аридным прохладным безледниковым*, а во втором – *гумидным прохладным безледниковым*. Начиная с альба, на Земле стала заметно возрастать роль поясов гумидного климата и поэтому в середине мела глобальный климат стал *гумидным теплым безледниковым*.

5.3. Климат и биотические события

Данные о биосферных событиях в меловой период были кратко изложены в гл. 2. В этом разделе мы хотим отметить совпадение некоторых климатических и биотических событий между собой и высказать предположения о их возможной связи.

Прежде всего, обращает на себя внимание, что, если исключить кризис на границе мела и палеогена, на протяжении весьма длительного временного интервала позднего мезозоя (145 млн лет) и в том числе в меловом периоде (более 80 млн лет) в морской биоте не было массовых вымираний. В меловом периоде произошло одно вымирание второго порядка вблизи границы сеномана и турона. В то же время к этому периоду приурочены сравнительно многочисленные слабые биотические события третьего и четвертого порядка [Walliser, 1995]. Такое распределение контрастирует с ледниковыми интервалами фанерозоя, к которым, преимущественно к их окончанию, приурочены редкие, но крупные биотические события. Это наводит на мысль о том, что в теплой биосфере климатические изменения имели меньшее влияние на биоту, чем в холодной, и преобладали события, связанные с ее естественным эволюционным развитием. Тем не менее, совпадение во времени ряда климатических и биотических событий позволяет предполагать между ними существование причинно-следственных связей.

Так, например, значительное сокращение разнообразия в раннем готериве Арктического бассейна [Zakharov, 1992; Захаров и др., 2002] происходило в интервале широкого сезонно-ледового разноса в этом регионе (рис. 45).

Сравнительно небольшое верхнеальбское амкинское похолодание совпадало с чрезвычайно быстрой экспансией покрытосеменных. В этом случае климатические изменения, по-видимому, послужили толчком (непосредственной причиной) для начала событий, подготовленных эволюционными процессами. Предполагается, что похолодание освободило экологические ниши для покрытосеменных [Лебедев, 1993].

Значительное снижение в конце сеномана–начале турона разнообразия морской фауны, в том числе планктонных фораминифер (гл. 6, рис. 47, см. вклейку III), произошло на фоне быстрого потепления, а затем похолодания. По-видимому, это событие второго порядка (Walliser, 1995] было обусловлено климатическими изменениями, поскольку динамика этих событий была аналогичной.

Кризису на границе мела и палеогена предшествовало длительное, осложнявшееся осцилляциями, неравномерное похолодание и сокращение таксономического разнообразия ряда групп морской фауны в конце позднего мела [Алексеев, 1998]. Можно полагать, что длительные климатические изменения в данном случае подготовили условия для возникновения биотического кризиса, ослабив меловую биоту. Возможно, что параллельно подготавливали кризис и эволюционные новации. Непосредственными же причинами кризиса стали совсем другие события, в том числе и импактные. Роль триггера в этом кризисе возможна была не столь большой, как представляется. В открытых сложных системах, находящихся в квазиравновесном состоянии, как биосфера, кризис может быть результатом сравнительно небольших, но длительно накапливающихся изменений (бифуркаций).

В мезозое, в том числе в меловом периоде, происходили и бескризисные биотические перестройки, связанные с постепенными климатическими изменениями. Например, описанная в гл. 6 экспансия планктонных фораминифер,

была очевидно связана с мезозойским потеплением и последующей меловой гумидизацией климата на Земле. Эти климатические изменения обеспечили благоприятный тепловой режим и повышенный континентальный сток питательных веществ в моря, которые способствовали дивергенции и пространственной экспансии планктонных фораминифер.

Выводы

Реконструкции палеоклиматической зональности для веков мелового периода дают представление о эволюции климата на протяжении 80 млн лет и позволяют сделать следующие выводы.

1. На протяжении мелового периода глобальный климат был безледниковым, что подтверждается как характером климатической зональности, так и отсутствием психросферы в океанах.

2. Высокие широты обоих полушарий Земли характеризовались в этот период гумидным умеренным и частично умеренно-теплым климатом.

3. Средние широты обоих полушарий занимали гумидные теплые климатические пояса.

4. В раннемеловую эпоху до альбского века низкие широты обеих полушарий Земли занимал единый аридный жаркий пояс.

5. В альбском веке в приэкваториальной зоне возник гумидный жаркий экваториальный пояс, который постепенно расширяясь, прослеживается до конца мелового периода.

6. Начиная с альбского века площадь гумидных поясов на Земле расширялась. Это в значительной степени было связано с раскрытием Южно-Атлантического и Индийского океанов и с эпиконтинентальными трансгрессиями.

7. Безледниковый климат может быть сейчас подразделен на две градации: теплый безледниковый климат и прохладный безледниковый климат. В каждой из этих градаций могут различаться гумидная и аридная разновидности.

8. Безледниковый климат оказывал огромное воздействие на характер меловой биоты и определял ее высокую продуктивность. Пояса наибольшей продуктивности располагались в средних и высоких широтах.

9. За исключением массового биотического кризиса на границе мела и палеогена, а также менее крупных событий в готериве и у границы сеноман-турона, в меловом периоде отмечается целый ряд сравнительно небольших биотических событий, очевидно эволюционной природы. Некоторые биотические события происходили одновременно с климатическими событиями, что, возможно, указывает на их следственно-причинную связь. Наряду с этим на биоту оказывали воздействие медленные изменения климата.

Литература

Алексеев А.С. Массовые вымирания в фанерозое. М.: Изд-во МГУ, 1998. 78 с.

Буданцев Л.Ю. Фитостратиграфические комплексы позднего мела Лено-Вилюйского и Чулымо-Енисейского бассейна 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 материалов 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.

Герман А.Б. Этапность и цикличность развития позднемеловой 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 // Там же. 1994. Т. 2, № 4/5. С. 62–77.

Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 222 с.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 15–41.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография берриас-берремского веков раннего мела // Там же. 1998а. № 1. С. 49–72.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела // Там же. 1998б. № 3. С. 3–16.

Захаров Ю.Д., Игнатьев А.И., Борискина Н.Г. и др. Палеотемпературная кривая для позднего мела Северо-Западной Пацифики (Хоккайдо, Сахалин, Восточная Корякия) // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 15–24.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. Мезозойский океан в Арктике: Палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 155–181.

Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюссит, яровит, тинолит, глендонит, генойши, беломорские рогульки) в осадочных породах: Происхождение псевдоморфоз // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 125–142.

Константин Э., Чинсами А., Викерс-Рич П. и др. Перигляциальные обстановки и полярные динозавры // Палеонтол. журн. 1999. № 2. С. 69–75.

Красилов В.А. Меловой период: Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 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. 403 с.

Несов Л.А. Значение смен вертикальной циркуляции в океане для исторических перемен в планетарном балансе тепла, региональных климатах и биосе // Вестн. СПб. ун-та. Сер. 7. 1992. Вып. 1. С. 3–10.

Несов Л.А. Неморские позвоночные мелового периода Северной Евразии. СПб.: Ин-т земной коры СПб. ун-та, 1997. 218 с.

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.

Раутиан А.С. Эвристическая модель становления основ гомойотермии // X Всесоюз. совещ. по эволюц. 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 полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 118–136.

Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 248 с.

Спайсер Р.Э., Герман А.Б. Меловой климат Азии и Аляски: Сравнение палеоботанических свидетельств с компьютерной моделью // Палеонтол. журн. 1998. № 2. С. 3–18.

Степанов В.Н., Агапитов Е.Н., Гриценко А.М. Термогалинная стратификация вод Мирового океана. М.: Наука, 1984. 140 с.

Татаринов Л.П. Очерки по теории эволюции. М.: Наука, 1987. 251 с.

Филатова Н.И. Эволюция меловых обстановок на Северо-Востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 64–75.

Цеховский Ю.Г., Щипакина И.Н., Храмцов И.Н. Латеритный аллювий и продукты его переотложения – важные индикаторы палеоклиматов апт-туронского времени // Там же. 1995. Т. 3, № 3. С. 89–99.

Черная Т.А., Бугрова Э.М., Круговых В.В. Разнообразие ранее неизвестной позднемеловой–палеогеновой биоты Восточной Сибири // Биоразнообразие в истории Земли: Тез. докл. 67-й сес. Палеонтол. о-ва. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. Р. 98–100.

Чумаков М.А., Жарков М.А., Герман А.Б. и др. Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 42–63.

Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 295 с.

Barrera E., Savin S.M. Evoluton of the Campanian-Maastrichtian marine climates and oceans // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1999. N 332. P. 245–272.

Barron E.J., Washington W.M. Cretaceous climat: Comparision of atmospheric simulations with the geologic record // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1982. Vol. 40. P. 103–133.

Beauvais L. Palaeobiogeography of the Early Cretaceous corals // Ibid. 1992. Vol. 92, N 3/4. P. 233–247.

Brouwers E.M., Clemens W.A., Spicer R.A. et al. Dinosaurs on the North Slope, Alaska: high latitude, Latest Cretaceous environments // Science. 1987. Vol. 237, N 4822. P. 1608–1610.

Clarke L.J., Jenkyns H.C. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere // Geology. 1999. Vol. 27, N 8. P. 699–702.

Clemens W.A., Nelm L.G. Paleoecological implications of Alaskan terrestrial vertebrate fauna in Latest Cretaceous time at high paleolatitudes // Ibid. 1993. Vol. 5, N 6. P. 503–506.

Detterman R.L., Reiser H.N., Brosge W.P., Dutro J.T. Post-Carboniferous stretigraphy, Northeastern Alaska // Geol. Surv. Professional paper 886. 1975. 46 p.

Ditchfield P.W. High northern palaeolatitude Jurassic-Cretaceous palaeotemperature variation: New data from Kong Karls Land, Svalbard // Palaogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1997. Vol. 130. P. 163–175.

Ditchfield P.W., Marshall J.D., Pirre D. High latitude palaeotemperature variation: New data from the Tithonian to Eocene of James Ross Island, Antarctica // Ibid. 1994. Vol. 107, N 17. P. 79–101.

Doyle P. A review of the biogeography of Cretaceous belemnites // Ibid. 1992. Vol. 92, N 3/4. P. 207–216.

Falcon-Lang H.J., Cantrill D.J. Leaf phenology of some Mid-Cretaceous polar forests, Alexander Island, Antarctica // Geol. Mag. 2001. Vol. 138, N 1. P. 39–52.

Falcon-Lang H.J., Cantrill D.J., Nichols G.J. Biodiversity and terrestrial ecology of a Mid-Cretaceous, high-latitude floodplain, Alexander Island, Antarctica // J. Geol. Soc. London. 2001a. Vol. 158. P. 709–724.

Falcon-Lang H.J., Kvacek J., Ulicny D. Fire-prone plant communities and paleoclimate of a Late Cretaceous fluvial to estuarine environment, Pecinov Guarry, Czech Republic // Geol. Mag. 2001b. Vol. 138, N 5. P. 563–576.

Ferguson K.M., Gregory R.T., Constantine A. Lower Cretaceous (Aptian-Albian) secular changes in the oxygen and carbon isotope record from high paleolatitude fluvial sediments, Southeast Australia: Comparisions to the marine record // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1999. N 332. P. 59–72.

Frakes L.A. Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data // Ibid. 1999. N 332. P. 49–56.

Frakes L.A., Alley N.F., Deynoux M. Early Cretaceous ice rafting and climate zonation in Australia // Intern. Geol. Rev. 1995. Vol. 37. P. 567–583.

Frakes L.A., Francis J.E. Cretaceous palaeoclimates // Cretaceous resources, events and rhythms / Ed. R.N. Ginsburg and B. Beaudoin. Dordrecht: Kluwer, 1990. P. 273–287.

Frakes L.A., Francis J.E., Syktus J.I. Climate modes of the Phanerozoic. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1992. 274 p.

Francis J.E., Poole I. Cretaceous and Tertiary climates of Antarctica; Evidence from fossil wood // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. Vol. 182. P. 47–64.

Gregory R.T., Douthitt C.B., Duddy I.R. et al. Oxygen isotopic composition of carbonate concretions from the Lower Cretaceous of Victoria, Australia: Implication for the evolution of meteoric waters on the Australian continent in a paleopolar environments // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 92. P. 27–42.

Hallam A. (ed.). Atlas of palaeobiogeography. Amsterdam etc.: Elsevier, 1973. 672 p.

Hallam A. A review of Mesozoic climates // J. Geol. Soc. London. 1985. Vol. 142. P. 433–445.

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A geologic time scale, 1989. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1990. 263 p.

Horner J.R. Behavior // The encyclopedia of dinosaurs // Ed. P. Currie, V. Padian. N.Y. etc.: Acad. press, 1997. P. 45–50.

Huber B.T., Macleod K.G., Wing S.L. (ed.). Warm climates in Earth history. Cambridge: Cambridge Univ. press, 2000. 452 p.

Huber B.T., Norris R.D., MacLeod K.G. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // Geology. 2000. Vol. 30, N 2. P. 123–126.

Kelly S.R.A., Moncrieff A.C.M. Marine molluscan constraints on the age of Cretaceous fossil forests of Alexander Island, Antarctica // Geol. Mag. 1992. Vol. 129, N 6. P. 771–778.

Kennedy E.M. A palaeoclimate perspective on two Cretaceous fossil from New Zealand // Чтения памяти В.А. Вахрамеева. М.: Геос, 1996. С. 34–37.

Kennedy E.M., Spicer R.A., Rees P.M. Quantitative palaeoclimate estimates from Late Cretaceous and Paleocene leaf floras in the northwest of the South Island, New Zealand // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. Vol. 184, N 3/4. P. 321–345.

Koutsoukos E.A. Late Aptian to Maastrichtian foraminiferal biogeography and palaeoceanography of the Sergipe Basin, Brazil // Ibid. 1992. Vol. 92, N 3/4. P. 291–324.

Kowalski E.A. Mean annual temperature estimation based on leaf morphology: Test from tropical South America // Ibid. 2002. Vol. 188. P. 141–165.

Krasilov V.A. Coal-bearing deposits of Soviet Far East // Controls on the distribution and quality of Cretaceous coals / Ed. P.J. McCabe, J.T. Parrish. Boulder (Colo.), 1992. P. 263–267. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 267).

Larson R.L., Fisher A.G., Erba E., Premoli Silva I. (ed.). Apticore-Albicore: A Workshop report on global events and rhythms of the Mid-Cretaceous, 4–9 October 1992. Perugia, 1993. 56 p.

Lloyd C.R. The Mid-Cretaceous Earth: Palaeogeography, ocean circulation and temperature, atmospheric circulation // J. Geol. 1982. Vol. 90. P. 393–413.

Macleod K.G., Huber B.T., Ducharme M.L. Paleontological and geochemical constrains on the deep ocean during the Cretaceous greenhouse interval // Warm climates in Earth history / Ed. B.T. Huber et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 2000. P. 241–274.

Markwick P.J. Fossil crocodilians as indicators of Late Cretaceous and Cenozoic climates: Implication for using paleontological data in reconstructing palaeoclimate // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. Vol. 137, N 3/4. P. 205–271.

Masse J.P., Bellion Y., Benkhelil J. et al. Early Aptian (114 to 111 Ma) // Atlas Tethys palaeoenvironmental maps / Ed. J. Dercourt et al. P.: Gauthier-Villars, 1993. P. 135–152.

McCarthy P.J., Martini I.J., Leckie D.A. Use of micromorphology for palaeoenvironmental interpretation of complex alluvial palaeosols: An example from the Mill Creek formation (Albian), southwestern Alberta. Canada // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. Vol. 143, N 1/3. P. 87–110.

Molnar R.E., Wiffen J. A Late Cretaceous polar dinosaur fauna from New Zealand // Cretaceous Res. 1994. Vol. 15, N 6. P. 689–706.

Mutterlose J., Kessels K. Early Cretaceous calcareous nannofossils from high latitudes: Implications for palaeobiogeography and palaeoclimate // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2000. Vol. 160. P. 347–372.

Paul G.S. Physiology and migration of north slope dinosaurs // Proc. Intern. conf. on Arctic margins, 1992. Anchorage: MMS, 1994. P. 405–418.

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. Vol. 40. P. 67–101.

Pearson P.N., Ditchfield P.W., Singano J. et al. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs // Nature. 2001. Vol. 413, N 6855. P. 481–487.

Philip J., Babinot J.F., Tronchetti G. et al. Late Cenomanian (94–92 Ma) // Atlas Tethys palaeoenvironmental maps / Ed. J. Dercout et al. P.: Gauthier-Villars, 1993. P. 153–178.

Pickton C.A.G. Palaeogene and Cretaceous dropstones in Spitsbergen // Earth's Pre-Pleistocene glacial record / Ed. M.J. Hambrey et al. Cambridge: Cambridge. Univ. press, 1981. P. 567–569.

Price G.D., Ruffell A.H., Jones C.E. et al. Isotopic evidence for temperature variation during the Early Cretaceous (Late Ryazanian-Mid-Hauterivian) // J. Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. P. 335–343.

Rees P.A., Ziegler A.M., Valdes P.J. Jurassic phytogeography and climates: New data and model comparisions // Warm climates in Earth history / Ed. B.T. Huber et al. Cambridge: Cambridge. Univ. press, 2000. P. 297–318.

Rich P.V., Rich T.H., Wagstaff B.E. Evidence for low temperatures and biologic diversity in the Cretaceous high latitudes of Australia // Science. 1988. Vol. 242. P. 1403–1406.

Scherer C.M.S. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: Morphology and origin // Sediment. Geol. 2000. Vol. 137. P. 63–84.

Sellwood B.W., Valdes P.J., Price G.D. Geological evaluation of multiple general circulation model stimulation of Late Jurassic palaeoclimate // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2000. Vol. 156, N 1/2. P. 147–160.

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. Vol. 129, N 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. Pap. 1992. N 267. P. 177–192.

Spicer R.A., Rees P.McA., Chapman J.L. Cretaceous phytogeography and climate signals // Philos. Trans. Roy. Soc. London. B. 1993. Vol. 341. P. 277–286.

Stevens G.R. Cretaceous belemnites // Atlas of palaeobiogeography // Ed. A. Hallam. Amsterdam etc.: Elsevier, 1973. P. 385–401.

Tarduno J.A., Brinkman D.B., Renne P.R. et al. Evidence for extreme climatic warmth from Late Cretaceous Arctic vertebrates // Science. 1998. Vol. 282, N 18. P. 2241–2243.

Thorn V. Vegetation communities of a high palaeolatitude Middle Jurassic forest in New Zealand // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2001. Vol. 168, N 15. P. 273–289.

Walliser O.H. (ed.). Global events and event stratigraphy in Phanerozoic. B.: Spinger, 1995. 335 p.

Wilson P.A., Norris R.D. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the Mid-Cretaceous period // Nature. 2001. Vol. 412, N 26. P. 425–428.

Wing S.L., Greenwood D.R. Fossils and fossil climate: The case for equable continental interiors in the Eocene // Philos. Trans. Roy. Soc. London. B. 1993. Vol. 341, N 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. Vol. 61. P. 33–77.

Zakharov V.A. Climatic fluctuations and other events in the Mesozoic of Sibirian Arctic // Proc. Intern. conf. on Arctic margins, 1992. Anchorage: MMS, 1994. P. 23–28.

Глава 6

ГЛОБАЛЬНАЯ ЭКСПАНСИЯ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР: ТРИАС, ЮРА, МЕЛ

К.И. Кузнецова, О.А. Корчагин

Введение

Крупнейшим биотическим событием в эволюции простейших и важным биосферным явлением было возникновение в триасе планктонных фораминифер и их дальнейшее расселение в кюре и мелу. Возникновение этой новой экологической группы, которой суждено было сыграть большую роль в развитии морской биоты, совпало с одним из очень теплых состояний мезозойской биосферы на Земле. Этому могло способствовать потепление океанов, повышение уровня моря, развитие огромных эпиконтинентальных бассейнов, гумидизация климата, усиление процессов выветривания и увеличение сноса биогенных элементов с суши.

Возникшие в этих благоприятных условиях планктонные фораминиферы являются одной из групп организмов, пользующихся широчайшим применением во многих областях наук о Земле – стратиграфии, корреляции, палеобиогеографии, палеоклиматологии, палеоэкологии и др. Это связано с важнейшими особенностями данной группы – широким распространением, массовой встречаемостью, многочисленностью таксонов, разнообразием морфотипов и высокими темпами эволюции.

Применение фораминифер для реконструкции палеоклиматов имеет определенные ограничения, обусловленные тем, что бентосные представители этого класса позволяют восстанавливать условия их обитания в основном в придонных водах и морских осадках, на которых они обитали. Планктонные фораминиферы позволяют оценивать палеотемпературы поверхностных (до 50 м) и глубинных (до 1500 м) вод. Из бентосных фораминифер единственной группой, которая может быть успешно использована для палеоклиматических реконструкций в юрских и меловых отложениях является группа так называемых "крупных фораминифер", объединяющая высокоспециализированные формы со сложным строением скелета и альвеолярно-лабиринтовой стенкой раковины. Эта группа включает представителей семейств Lituolidae, Ataxophragmiidae, Cyclamminidae, Pfenderinidae, Orbitolinidae и некоторых других. Общей характерной особенностью этих форм является высокая степень специализации, низкая толерантность и большая избирательность к условиям обитания. Их ареалы были ограничены мелководными теплыми бассейнами карбонатных платформ Тетиса и потому область их распространения отчетливо трассирует теплые климатические зоны, протягивающиеся в юрских и меловых морях в субширотном направлении от Центральной Азии на востоке до Багамских островов и Канадского Атлантического шельфа на западе, охватывая мелководные бассейны Ближнего Востока, Крыма, Кавказа, Карпат, Южной Франции и Марокко. Что касается планктонных фораминифер, то они являются более благоприятной группой для палеоклиматических реконструкций еще и потому, что обладают субглобальным распространением как в древних, так и современных акваториях и приурочены к различным батиметрическим уровням в зависимости от особенностей морфотипа раковины тех или иных таксонов.

В задачу настоящего исследования входило, во-первых, изучение процесса расселения планктонных фораминифер в целом и их отдельных представителей с момента возникновения первых – "протопланктонных" фораминифер в среднем триасе и собственно планктонных в позднем триасе до широчайшей радиации в позднем мелу. Второй задачей исследования являлась оценка изменения видового разнообразия планктонных фораминифер на протяжении триаса, юры и мела. Третья задача – определение размеров ареалов, динамики биоразнообразия и их соотношение с кривой эвстатических колебаний уровня мирового океана, а также имеющимися данными по изотопным палеотемпературам и климатам (рис. 47, см. здесь и далее до рис. 62 вклейку III).

Для этого по многочисленным местонахождениям планктонных фораминифер рекон-

струировались контуры ареалов, изменений их границ, широтного положения и размеров. Контуры ареалов определялись по систематическому составу планктонных фораминифер без специальных расчетов числа таксонов разных рангов, плотности популяций и др. Изменение биоразнообразия планктонных фораминифер во времени проводилась на видовом уровне с учетом новейших опубликованных данных.

Кроме оригинальных авторских данных по триасовым, юрским и меловым планктонным фораминиферам Русской плиты, Центральной Азии, Ближнему Востоку и Крыму, были обобщены многочисленные опубликованные материалы. Все данные наносились на современную географическую основу и на палеотектонические реконструкции континентов [Smith et al., 1994].

По современным данным биоразнообразие мезозойских планктонных фораминифер определяется 80 родами и 11 семействами. В работе проанализирован таксономический состав триасовых и юрских планктонных фораминифер, принадлежащих семействам Oberhauserellidae, Globuligerinidae и Favusellidae. Для меловых планктонных фораминифер, которые имеют морфологические аналоги среди современных форм, для палеоклиматического анализа использованы три группы: однокилевые спирально-уплощенные, которые могли характеризовать глубокие слои водной колонки (роды *Rotalipora, Helvetoglobotruncana, Elevatotruncana, Gansserina),* булавовидные (род *Clavihedbergella*), характеризующие теплые поверхностные тропические воды и орнаментированные (ячеистые и ребристые) фораминиферы (семейства Favusellidae, Rugoglobigerinidae), характеризующие поверхностные умеренно-теплые субтропические воды.

Триасовые планктонные фораминиферы изучены авторами совместно, анализ юрских планктонных фораминифер проведен К.И. Кузнецовой, меловых – О.А. Корчагиным.

6.1. Триасовый период

Триасовый период является особым в геологической истории развития Земли. Его начало и конец сопровождались крупнейшими биотическими кризисами и вымираниями биоты. Палеогеографические реконструкции для раннего, среднего и позднего триаса приведены в работе [Golonka et al., 1994].

В раннем триасе климат в низких и средних широтах Пангеи был отчетливо аридным и семиаридным, почти прекратилось угленакопление и сократились области карбонатонакопления, а следы оледенений не обнаружены [Francis, 1994]. В среднем и начале позднего триаса климат стал гумидным. В среднем и позднем карнии в средних и низких широтах установился устойчиво семиаридный климат с постоянными годовыми температурами, периодами выпадения обильных осадков и засухами. В конце позднего триаса – нории климат стал более теплым с обильными осадками и хорошо развитой сезонностью, а к самому концу триаса вновь стал жарким и засушливым [Francis, 1994].

В триасовых отложениях известно более 185 родов фораминифер, из которых только три рода могут считаться планктонными. В дальнейшем разнообразие родов планктонных фораминифер неуклонно возрастало, достигнув максимума в маастрихте.

Палеобиогеографическая дифференциация по бентосным фораминиферам в триасе проявилась в степени разнообразия фораминиферовых сообществ и различиях их таксономического состава в разных акваториях. Главные различия существовали между комплексами, обитавшими в низких широтах на карбонатных платформах и рифах, и комплексами, обитавшими на некарбонатных шельфах в низких и высоких широтах Северного и Южного полушарий.

Наиболее разнообразны комплексы бентосных фораминифер на карбонатных платформах и в рифах, распространенных от Низовьев Янцзы на востоке до Альп на западе. Общее число родов здесь достигало 151, из которых 81 род (около 53,6%) ограничен этой территорией. В состав последних входят фораминиферы, имеющие сложное внутреннее строение и стенку.

Менее разнообразны комплексы бентосных фораминифер, обитавших на некарбонатных шельфах полярных областей. В Арктической области общее число родов достигало 37 или около 22% всех триасовых родов. Здесь преобладали группы с простым внутренним строением раковин и, главным образом, секреционные формы.

Особенно низкое разнообразие имеют ассоциации на некарбонатных окраинных шельфах области Тетис, общее число известных родов в которых не превышает 5–9.

Видимо, именно в триасе сложились крайне специфические климатические и океанографические условия, которые и привели к одному из крупнейших событий в эволюции простейших с кальцитовыми раковинами – возникновение планктонных фораминифер.

Самые ранние типично планктонные фораминиферы семейства Globuligerinidae происходят из рэтских отложений Крыма [Корчагин и др., 2003]. Об их распространении в это время судить пока трудно из-за плохой изученности планктонных фораминифер в разрезах верхнего триаса в других регионах мира.

В триасе же возникла и интенсивно развивалась еще одна группа фораминифер, относимая к семейству Oberhauserellidae, имеющих форму раковин, как у типичных планктонных фораминифер, но отличающихся от них простой мелкозернистой стенкой. Систематическое положение этого семейства пока точно не определено; мы рассматриваем его как группу протопланктонных фораминифер, которые могли быть предками планктонных фораминифер. Ее представители возникли в анизии и развивались вплоть до тоара ранней юры. Возникновение протопланктонных фораминифер совпало с началом формирования рифов и карбонатных платформ в области Тетис и общим возрождением фораминиферовой биоты после крупнейшего кризиса в конце перми [Левен, Корчагин, 2001]. Основные находки протопланктонных фораминифер известны из хорошо изученных районов Европы – Альп и Карпат [Fuchs, 1973; 1975; Zaninetti, 1976, Salaj et al., 1983], однако, можно предполагать, что их ареал был значительно шире, поскольку ее представителей обнаруживают и в верхнеанизийских отложениях провинции Юннань в Китае [Kristan-Tollmann, 1983] (рис. 48, 49).

6.2. Юрский период

Работ, специально посвященных палеобиогеографии юры по планктонным фораминиферам, чрезвычайно мало. В большинстве случаев данные можно найти в некоторых публикациях по стратиграфии, палеоэкологии и биоразнообразию сообществ юрских фораминифер отдельных регионов. Эти материалы использованы при составлении карт ареалов планктонных фораминифер по отделам юрской системы [Азбель, 1989; Балахматова, 1953; Горбачик, 1986; Горбачик, Григялис, 1982; Горбачик, Кузнецова, 1997; 1998; Гофман, 1958; Григялис, 1958; Григялис и др., 1977; Кузнецова, 2002; Кузнецова, Горбачик, 1985; Кузнецова, Успенская, 1980; Морозова, Москаленко, 1961; Ascoli, 1988; Banner, Strank, 1987; Bars, Ohm, 1968; Bielecka, Styk, 1968; Bignot, Guyader, 1970; Bignot, Janin, 1984; Boudagher-Fadel et al., 1997; Brassier, Geleta, 1993; Fenninger, Holzer, 1970; Fuchs, 1973; 1975; Gorbachik, Kuznetsova, 1983; Gradstein, 1983; Grigelis, Norling, 1997; Görög, 1994; Kuznetsova et al., 1996; Hecht, Savin, 1970; Pazdrova, 1969; Stam, 1986; Terquem, Berthelin, 1875; Wernli, 1988; 1995; Wernli, Görög, 1999; Wernli, Kindler, 1986; Hart et al., 2002].

6.2.1. Ранняя юра

Самые ранние в юре находки планктонных фораминифер известны из геттанга Венгрии – *Globuligerina geczyi* Gorog [Gorog, 1994], нижнего лейса Франции – *Globigerina liassina* Terquem et Berthelen [Terquem, Berthelen, 1875] и тоарского яруса Центральной Турции [Кузнецова, 2002]. В последнем местонахождении обнаружена ассоциация планктонных фораминифер, богатая по систематическому составу, представленная 10 родами, имеющими разнообразные морфотипы (рис. 50). В синемюре и плинсбахе планктонные фораминиферы до настоящего времени не известны. Некоторые роды, обнаруженные в тоарских отложениях Турции, впервые установлены и описаны именно из этого местонахождения (*Wernliella* K. Kuznetsova, *Turkeyella* K. Kuznetsova и *Trochogerina* K. Kuznetsova [Кузнецова, 2002]). Остальные роды, встреченные в тоаре Турции, были описаны ранее из более молодых юрских и нижнемеловых отложений Европы, Кавказа, Крыма, Средней Азии и Ближнего Востока [Морозова, Москаленко, 1961; Балахматова, 1953; Gorbachik, Moullade, 1973; Fuchs, 1973; Banner, Strank, 1987]. К ним относятся роды *Conoglobigerina, Tenuigerina, Compactogerina, Wondersella, Jurassorotalia.* Общее число видов планктонных фораминифер, известных вообще в юрских отложениях, не превышает 30.

В ранней юре ареал планктонных фораминифер крайне мал и ограничен самой северной и восточной частью Тетиса и приближается к точечному (рис. 51). Это связано с тем, что юра – ранний этап развития планктонных форм. Как и любая группа организмов на начальных стадиях своего развития, планктонные фораминиферы характеризуются рядом особенностей, присущих этому этапу их эволюции. Это прежде всего ограниченный ареал, мозаичность распространения (разорванный ареал), спорадичность встречаемости, большая амплитуда плотности популяций, неустойчивость морфологических признаков. Что касается условий их существования, то в юре они были достаточно благоприятны. В целом юрский период характеризовался теплым климатом на всем земном шаре, однако, при этом, была достаточно отчетливо выражена широтно-климатическая зональность, а

в средних широтах как Северного, так и Южного полушария отмечались сезонные колебания [Монин, Шишков, 1979]. Температура водных масс колебалась в пределах 10°–15 °С в геттанге и синемюре Закаспия и Средней Азии, 18,8°–23,6 °С – в раннем плинсбахе и 16,5°–20,2 °С – в позднем плинсбахе в Германии, до 20°–22 °С – в раннем тоаре и несколько более низкими (15–17 °С) – в позднем тоаре Крыма, Карпат, Кавказа и Памира [Ясаманов, 1978]. Более высокие палеотемпературы приведены для тоара Европы – 27°–28 °С [Pearson, 1978]. Общее повышение температуры в морях Европы от плинсбаха к тоару завершилось тоарским климатическим оптимумом, когда среднегодовые температуры достигали 28,4°–32,9 °С в Северной Европе [Bowen, Fritz, 1963; Pearson, 1978]. Эти данные получены методом изотопной палеотермометрии и анализом всего комплекса материалов по расселению теплолюбивых групп морской биоты – некоторых двустворчатых моллюсков, белемнитов, кораллов и др. Характер наземного климата и высокие температуры на суше, установленные на основе палеофлористического анализа, свидетельствуют о теплых климатических условиях и отсутствии резких перепадов температур в широтном направлении с температурным градиентом не более 5°–7 °С от 60° с.ш. до 40° с.ш., т.е. от севера современной Восточно-Европейской платформы до Крыма.

Таким образом, позднетриасово-раннеюрское время можно рассматривать как начальный этап эволюции планктонных фораминифер, когда мелководные теплые моря Тетиса, Центральной и Западной Европы стали центрами формирования и последующего расселения их первых представителей.

6.2.2. Средняя юра

В средней юре область распространения планктонных фораминифер значительно расширилась. Общее субширотное расположение ареала, возникшее в это время, сохранилось и в поздней юре и было унаследовано далее в меловом периоде. На западе ареал планктонных фораминифер достигает Канадского Атлантического шельфа, на востоке – Закаспия и Средней Азии. Южная граница проходит около 40° с.ш., северная – 60° с.ш. (в современном положении координат). В южном полушарии планктонные фораминиферы в средней юре не известны (рис. 52).

Систематический состав ассоциации пополнился новыми видовыми таксонами, однако на родовом уровне изменения были незначительны (рис. 53). В аалене планктонные фораминиферы не встречались, за исключением находки "*Protoglobigerinids*" из переходных слоев тоара и аалена Турции [Wernli, 1988]. Это может быть связано с общим похолоданием, отмечавшимся, в частности, в Кавказском регионе в раннем аалене (14°–14,5 °С). В позднем аалене температуры были близки к таковым в морях Западной Европы и достигали 20–22 °С [Ясаманов, 1978]. Наиболее богатая ассоциация планктонных фораминифер известна из байоса Северо-Восточного Кавказа (Дагестан), который до недавнего времени считался центром возникновения и расселения представителей этой группы. Палеотемпературы морей Крымско-Кавказской провинции, в которых обитали планктонные фораминиферы достигали 22°–26,8 °С в байосе и 20,2°–20,5 °С в батском веке. В конце батского времени отмечается некоторое похолодание, что фиксируется также по появлению эвритермных морских организмов и иммиграции с севера холоднолюбивых форм. В морях Восточной Европы (Карпаты) среднегодовые температуры в байосском веке были несколько ниже или близки к температурам Крымско-Кавказских морей – 19°–22,5 °С. Сходная картина отмечается в Средней Азии и на Памире. Эти данные, полученные методом изотопной палеотермометрии, подтверждаются распространением различных теплолюбивых групп морской биоты, в том числе кораллов. В целом, климат в среднеюрское время в области распространения планктонных фораминифер был гумидным, равномерно влажным, умеренно теплым, без резких температурных перепадов.

6.2.3. Поздняя юра

Начало поздней юры связано с существенными преобразованиями в составе и распространении планктонных фораминифер. Значительно расширяется их ареал, северная граница которого доходит до Полярного круга, а южная – достигает 8° ю.ш. у восточного побережья Африки (современная Эфиопия) [Brassier, Geleta, 1993] (рис. 54). Однако расширение ареала не сопровождалось и не было следствием увеличения разнообразия систематического состава планктонных фораминифер. Напротив, их состав сократился на родовом и видовом уровне. В поздней юре присутствуют следующие роды: *Globuligerina, Conoglobigerina, Tenuigerina, Compactogerina* (рис. 55). Все они моно- или олиготипические таксоны, представленные одним, реже двумя одновременно существовавшими видами. Об-

щее число видов планктонных фораминифер, обитавших в позднеюрских морях не превышает 10, однако эти цифры не являются окончательными, поскольку многие виды нуждаются в ревизии для уточнения их объема, систематического и стратиграфического положения.

Наиболее широким распространением, которое можно рассматривать как субглобальное, пользуется *Globuligerina oxfordiana* (*Grigelis*), известная в нижнем и среднем оксфорде от Швеции на севере до Эфиопии на юге [Brassier, Geleta, 1993]. Это единственный род и вид планктонных фораминифер, который представлен в юре богатейшей популяцией, насчитывающей тысячи раковин в одном образце (оксфордские отложения Турции и Восточно-Европейской платформы). В кимеридже присутствует всего один вид – *Tenuigerina parva* K. Kuznetsova, имеющий узкий ареал – ограниченный Крымом и частью Юго-Восточной Европы. Значительно более широкий ареал имеет появившаяся в конце кимериджа и существовавшая в волжском (титонском) веке *Compactogerina stellapolaris* (*Grigelis*). Ее распространение охватывает наиболее северные регионы современной Восточно-Европейской платформы и доходит до Полярного круга. Кроме указанного вида, в титоне присутствуют еще два – *Globuligerina terquemi Trif.* and *Iovch.* и *Conoglobigerina conica* (*Trif.* et *Iovch.*), однако их ареал ограничен преимущественно Восточной Европой, находки этих форм редки, видовые популяции крайне малочисленны.

Анализ палеотемпературных данных, имеющихся для юры, выявляет отчетливую закономерность постепенного повышения температур, начиная с байосского века средней юры до конца юрского периода, который связывается с климатическим оптимумом. При этом на фоне общего потепления отмечались моменты понижения температур. Наиболее полные сведения по палеотемпературам получены для оксфордского века. Отмечено, что в оксфордское время был достигнут второй после тоарского климатический оптимум. Температуры оксфордских морей в Крыму были 22,8–23,4 °С, в Швейцарии достигали 24,4–26,7 °С, такие же значения палеотемператур получены для Северного Кавказа, Польши 27,0°–28,4 °С, Гренландии 19,6 °С, Англии близ Оксфорда 23,9 °С [Bowen, 1962]. При этом отмечено, что в Англии конец оксфорда–начало кимериджа связаны с небольшим похолоданием, что подтверждается, помимо изотопных палеотермометрических данных, анализом распространения морской биоты и наземной растительности. Характерно, что граница распространения кораллов в это время сместилась из Англии в Центральную Европу. Отмечено также, что в поздней юре наблюдались широтные изменения температур и сезонные колебания, амплитуда которых в оксфордском веке достигала 5°С [Pearson, 1978; Монин, Шишков, 1979]. Температуры, полученные для морей кимериджского века показывают, что в Индии они составляли 18,2–19,1 °С, в Восточной Гренландии – 19,4 °С, в Англии – 17,6 °С, в Германии – 21 °С [Bowen, 1962].

Конец юры связан с заметным потеплением – в ранневолжское время в Русском море среднегодовые температуры достигали по данным Р.В. Тейс [Тейс и др., 1968] 20°–23 °С, в поздневолжское – 23°–24,5 °С. В Тетических морях в конце юры температуры были на 5–7 °С выше, т.е. достигали 26°–30 °С. Интересно отметить, что в современных океанах подобные температуры известны в Мексиканском заливе, в Китае у о-ва Тайвань, в южной части современного Японского моря.

Анализ приведенных данных показывает, что в юрское время климат был почти повсеместно теплым, без резких температурных перепадов, однако широтная зональность в температуре проявлялась уже достаточно отчетливо. Кроме того, отмечены сезонные колебания температур в средних широтах северного и южного полушария.

Почти все планктонные фораминиферы, обитавшие в юрских морях, известны только в Северном полушарии. Самая южная точка распространения юрского планктона, известная в оксфорде Эфиопии, отмечена на 8° ю.ш., т.е. в южной приэкваториальной зоне.

На протяжении юрского периода отчетливо прослеживается закономерность расширения ареалов планктонных фораминифер от точечного ареала в ранней юре до максимального (70° с.ш.–8° юш.) в позднеюрское время.

Расширение ареала планктонных фораминифер не сопровождалось и не было следствием увеличения их систематического разнообразия. Однако выявляется другая закономерность: формы, наиболее широко (субглобально) распространенные, отличаются высокой плотностью видовых популяций, несоизмеримой с популяциями видов, имеющих более ограниченный ареал. При этом отмечено, что последние составляют абсолютное большинство видов в ассоциации планктонных фораминифер юрского времени.

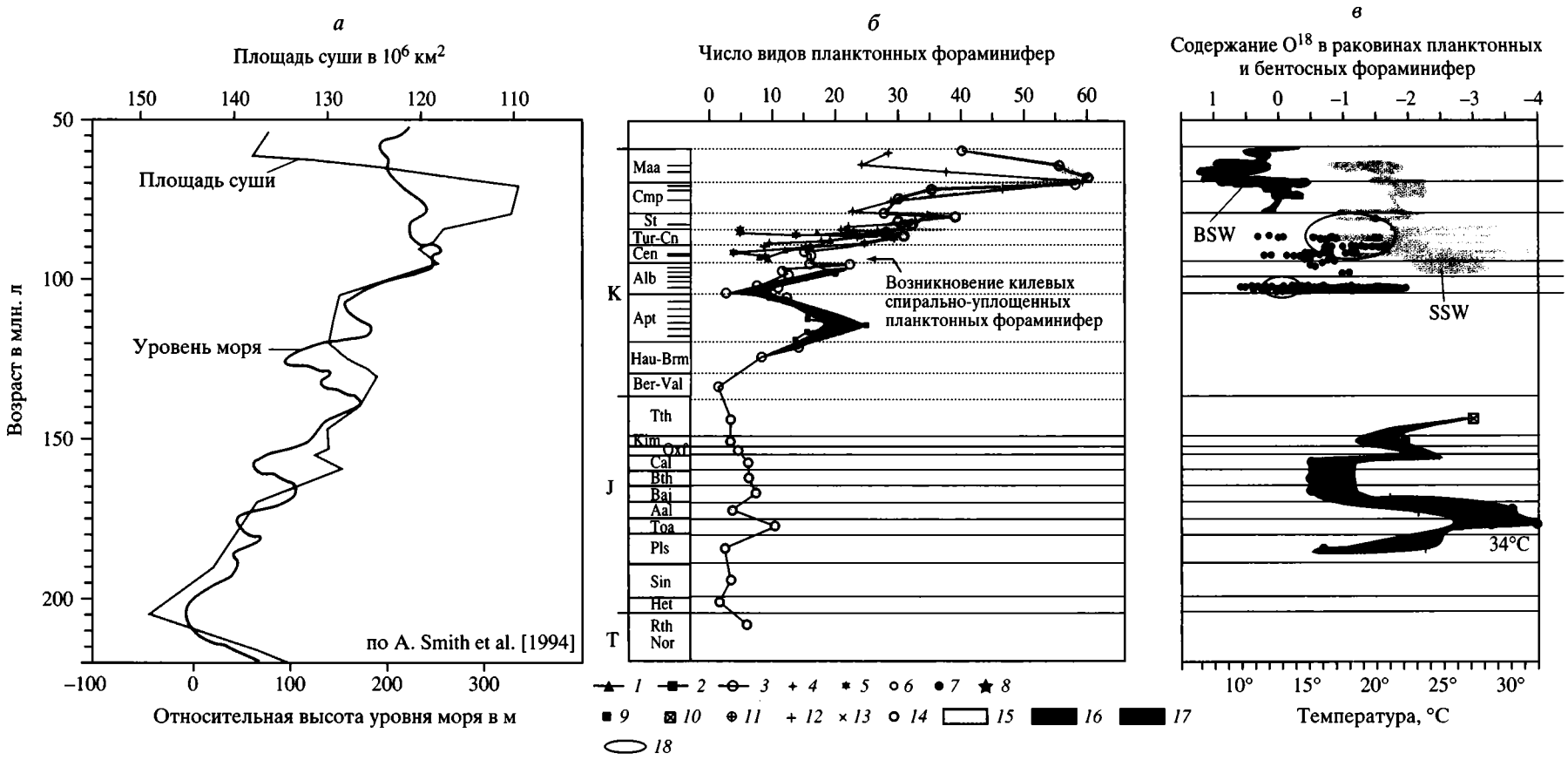


Рис. 47. Диаграммы изменения видового разнообразия планктонных фораминифер (б), уровня мирового океана и площади суши (а) и палеотемператур (по содержанию изотопов $\delta^{18}O$) (в) в юрском и меловом периодах

Условные обозначения: *1* – [G.T.E.F.P., 1979]; *2* – [Leckie, 1989]; *3* – [Premoli Silva, Sliter, 1999]; *4* – Западные районы Центральной Азии (Копетдаг, Бадхыз, Туакыр) [по О. Корчагину]; *5* – Восточные районы Центральной Азии (Таджикская депрессия, Юго-Западный Дарваз, Фергана) [О. Корчагин, 2001]; *6–13* – районы определения палеотемператур: *6* – Англия, *7* – Германия, *8* – Гренландия, *9* – Швейцария, *10* – Русская плита; *11* – Индия, *12* – Франция, *13* – Альберта; на рис. (*в*) сокращения: BSW (черное) – область палеотемператур донных вод (по бентосным фораминиферам); SSW (серое) – область палеотемператур поверхностных вод (по планктонным фораминиферам); *14* – разнообразие видов для юрского периода [по К.И. Кузнецовой]; *15*, *16* – области изменений палеотемператур (по O^{18}): *15* – поверхностных (по планктонным фораминиферам); *16* – донных (по бентосным фораминиферам) вод в океанах (по скв. 1049С, 1052, 1050, 463, 305, 311, 463) [из работы Norris et al., 1998]; *17* – тренды изменения палеотемператур в юрском периоде; *18* – тонкой линией обведены интервалы снижения температурной дифференциации (на рис. *в*)

щее число видов планктонных фораминифер, обитавших в позднеюрских морях не превышает 10, однако эти цифры не являются окончательными, поскольку многие виды нуждаются в ревизии для уточнения их объема, систематического и стратиграфического положения.

Наиболее широким распространением, которое можно рассматривать как субглобальное, пользуется *Globuligerina oxfordiana* (*Grigelis*), известная в нижнем и среднем оксфорде от Швеции на севере до Эфиопии на юге [Brassier, Geleta, 1993]. Это единственный род и вид планктонных фораминифер, который представлен в юре богатейшей популяцией, насчитывающей тысячи раковин в одном образце (оксфордские отложения Турции и Восточно-Европейской платформы). В кимеридже присутствует всего один вид – *Tenuigerina parva* K. Kuznetsova, имеющий узкий ареал – ограниченный Крымом и частью Юго-Восточной Европы. Значительно более широкий ареал имеет появившаяся в конце кимериджа и существовавшая в волжском (титонском) веке *Compactogerina stellapolaris* (*Grigelis*). Ее распространение охватывает наиболее северные регионы современной Восточно-Европейской платформы и доходит до Полярного круга. Кроме указанного вида, в титоне присутствуют еще два – *Globuligerina terquemi Trif.* and *Iovch.* и *Conoglobigerina conica* (*Trif.* et *Iovch.*), однако их ареал ограничен преимущественно Восточной Европой, находки этих форм редки, видовые популяции крайне малочисленны.

Анализ палеотемпературных данных, имеющихся для юры, выявляет отчетливую закономерность постепенного повышения температур, начиная с байосского века средней юры до конца юрского периода, который связывается с климатическим оптимумом. При этом на фоне общего потепления отмечались моменты понижения температур. Наиболее полные сведения по палеотемпературам получены для оксфордского века. Отмечено, что в оксфордское время был достигнут второй после тоарского климатический оптимум. Температуры оксфордских морей в Крыму были 22,8–23,4 °С, в Швейцарии достигали 24,4–26,7 °С, такие же значения палеотемператур получены для Северного Кавказа, Польши 27,0°–28,4 °С, Гренландии 19,6 °С, Англии близ Оксфорда 23,9 °С [Bowen, 1962]. При этом отмечено, что в Англии конец оксфорда–начало кимериджа связаны с небольшим похолоданием, что подтверждается, помимо изотопных палеотермометрических данных, анализом распространения морской биоты и наземной растительности. Характерно, что граница распространения кораллов в это время сместилась из Англии в Центральную Европу. Отмечено также, что в поздней юре наблюдались широтные изменения температур и сезонные колебания, амплитуда которых в оксфордском веке достигала 5°С [Pearson, 1978; Монин, Шишков, 1979]. Температуры, полученные для морей кимериджского века показывают, что в Индии они составляли 18,2–19,1 °С, в Восточной Гренландии – 19,4 °С, в Англии – 17,6 °С, в Германии – 21 °С [Bowen, 1962].

Конец юры связан с заметным потеплением – в ранневолжское время в Русском море среднегодовые температуры достигали по данным Р.В. Тейс [Тейс и др., 1968] 20°–23 °С, в поздневолжское – 23°–24,5 °С. В Тетических морях в конце юры температуры были на 5–7 °С выше, т.е. достигали 26°–30 °С. Интересно отметить, что в современных океанах подобные температуры известны в Мексиканском заливе, в Китае у о-ва Тайвань, в южной части современного Японского моря.

Анализ приведенных данных показывает, что в юрское время климат был почти повсеместно теплым, без резких температурных перепадов, однако широтная зональность в температуре проявлялась уже достаточно отчетливо. Кроме того, отмечены сезонные колебания температур в средних широтах северного и южного полушария.

Почти все планктонные фораминиферы, обитавшие в юрских морях, известны только в Северном полушарии. Самая южная точка распространения юрского планктона, известная в оксфорде Эфиопии, отмечена на 8° ю.ш., т.е. в южной приэкваториальной зоне.

На протяжении юрского периода отчетливо прослеживается закономерность расширения ареалов планктонных фораминифер от точечного ареала в ранней юре до максимального (70° с.ш.–8° юш.) в позднеюрское время.

Расширение ареала планктонных фораминифер не сопровождалось и не было следствием увеличения их систематического разнообразия. Однако выявляется другая закономерность: формы, наиболее широко (субглобально) распространенные, отличаются высокой плотностью видовых популяций, несоизмеримой с популяциями видов, имеющих более ограниченный ареал. При этом отмечено, что последние составляют абсолютное большинство видов в ассоциации планктонных фораминифер юрского времени.

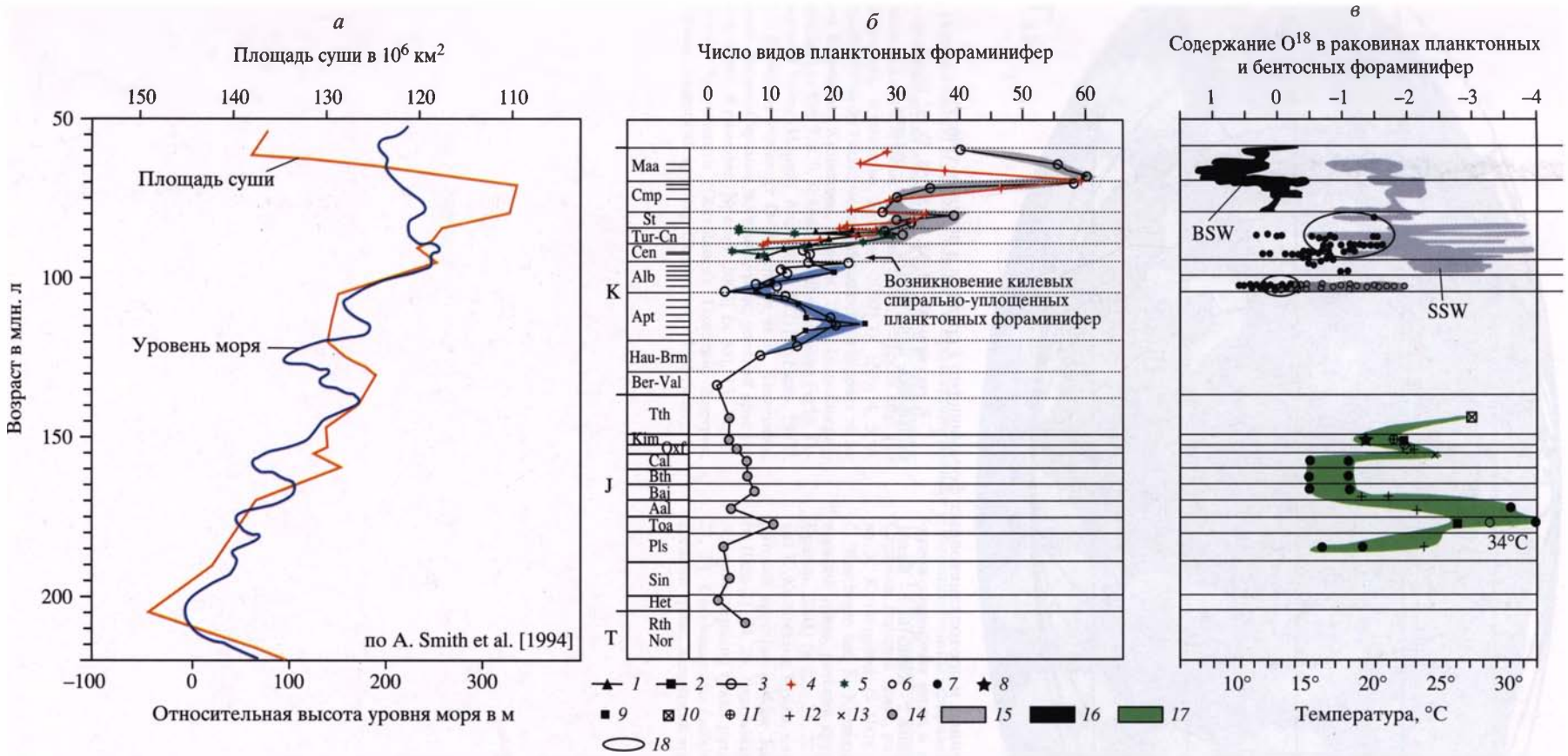


Рис. 47. Диаграммы изменения видового разнообразия планктонных фораминифер (б), уровня мирового океана и площади суши (а) и палеотемператур (по содержанию изотопов $\delta^{18}O$) (в) в юрском и меловом периодах

Условные обозначения: *1* – [G.T.E.F.P., 1979]; *2* – [Leckie, 1989]; *3* – [Premoli Silva, Sliter, 1999]; *4* – Западные районы Центральной Азии (Копетдаг, Бадхыз, Туакыр) [по О. Корчагину]; *5* – Восточные районы Центральной Азии (Таджикская депрессия, Юго-Западный Дарваз, Фергана) [О. Корчагин, 2001]; *6–13* – районы определения палеотемператур: *6* – Англия, *7* – Германия, *8* – Гренландия, *9* – Швейцария, *10* – Русская плита; *11* – Индия, *12* – Франция, *13* – Альберта; на рис. (*в*) сокращения: BSW (черное) – область палеотемператур донных вод (по бентосным фораминиферам); SSW (серое) – область палеотемператур поверхностных вод (по планктонным фораминиферам); *14* – разнообразие видов для юрского периода [по К.И. Кузнецовой]; *15*, *16* – области изменений палеотемператур (по O^{18}): *15* – поверхностных (по планктонным фораминиферам); *16* – донных (по бентосным фораминиферам) вод в океанах (по скв. 1049C, 1052, 1050, 463, 305, 311, 463) [из работы Norris et al., 1998]; *17* – тренды изменения палеотемператур в юрском периоде; *18* – тонкой линией обведены интервалы снижения температурной дифференциации (на рис. *в*)

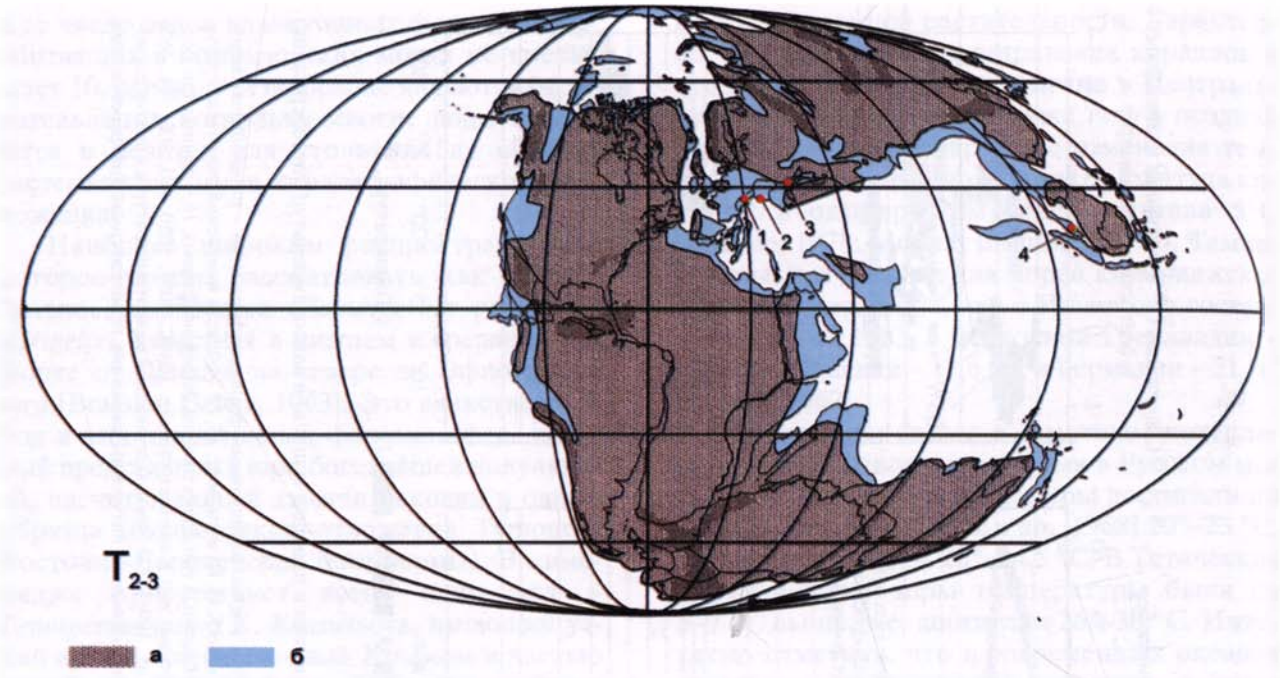


Рис. 48. Места находок планктонных и протопланктонных фораминифер в среднем и позднем триасе

Условные обозначения. Здесь и далее положение континентов по [Smith et al., 1994]: 1 – Альпы, 2 – Карпаты, 3 – Крым, 4 – Юннань

К рисункам 48, 51, 52, 54, 57, 58, 59, 60, 61, 62: а – суша, б – шельфовые моря; белым цветом – океаны

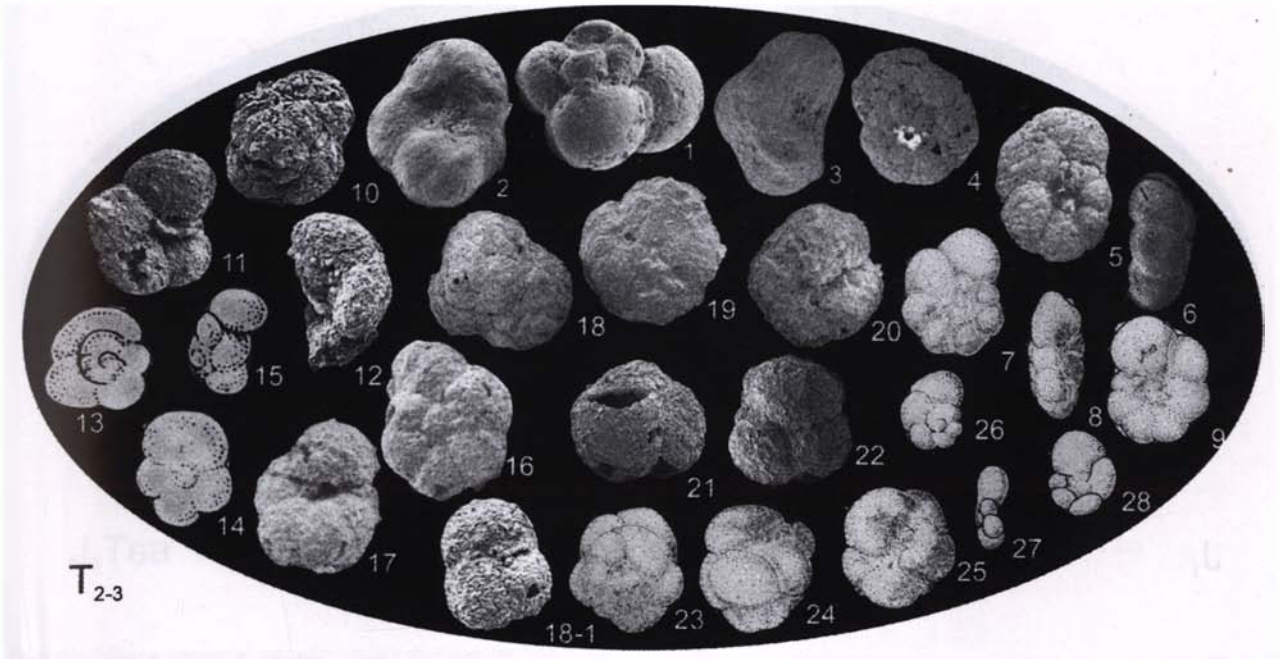


Рис. 49. Планктонные (*Gloguligerinidae*) и протопланктонные (*Oberhauserellidae*) фораминиферы триаса

1, 2, 3. *Globuligerina almensis* O. Korchagin et K. Kuznetsova; Крым, плато Кичик-Сараман, верхний триас, рэтский ярус [по работе Корчагин, Кузнецова, Брагин, 2002] (× 155); 4, 5, 6. *Shmidita hedbergelloides* Fuchs; местонахождение и возраст те же [по работе Корчагин, Кузнецова, Брагин, 2002] (левозавернутый экземпляр) (× 85); 7, 8, 9. *Schmidita hedbergelloides* Fuchs. Голотип. Верхний Триас (Норий). Австрия (× 112) [по Fuchs, 1967]; 10, 11, 12. *Wernliella explanata* O. Korchagin et K. Kuznetsova; Крым, плато Кичик-Сараман, верхний триас, рэтский ярус [по работе Корчагин, Кузнецова, Брагин, 2002] (× 85); 13, 14, 15. *Oberhauserella mesotriassica* (Oberhauser); Голотип, Австрия, средний триас, ладинский ярус [по Oberhauser, 1960] (× 66); 16, 17, 18–1. *Oberhauserella praerhaetica* Fuchs; Крым, плато Кичик-Сараман, верхний триас, рэтский ярус (коллекция О. Корчагина, К. Кузнецовой) (× 100); 18, 19, 20. *Sphaerogerina tuberculata* O. Korchagin and K. Kuznetsova; Крым, плато Кичик-Сараман, верхний триас, рэтский ярус [по работе Корчагин, Кузнецова, Брагин, 2002] (× 72); 21, 22. *Sphaerogerina crimica* O. Korchagin and K. Kuznetsova; Крым, плато Кичик-Сараман, верхний триас, рэтский ярус [по работе Корчагин, Кузнецова, Брагин, 2002] (× 100); 23, 24, 25. *Praegubkinella kryptumbilica* (Fuchs). Голотип; Австрия, верхний триас, рэтский ярус [по Fuchs, 1967] (× 87); 26, 27, 28. *Oberhauserella ladinica* (Oberhauser). Голотип. Австрия, средний триас, ладинский ярус [по Oberhauser, 1960] (× 30)

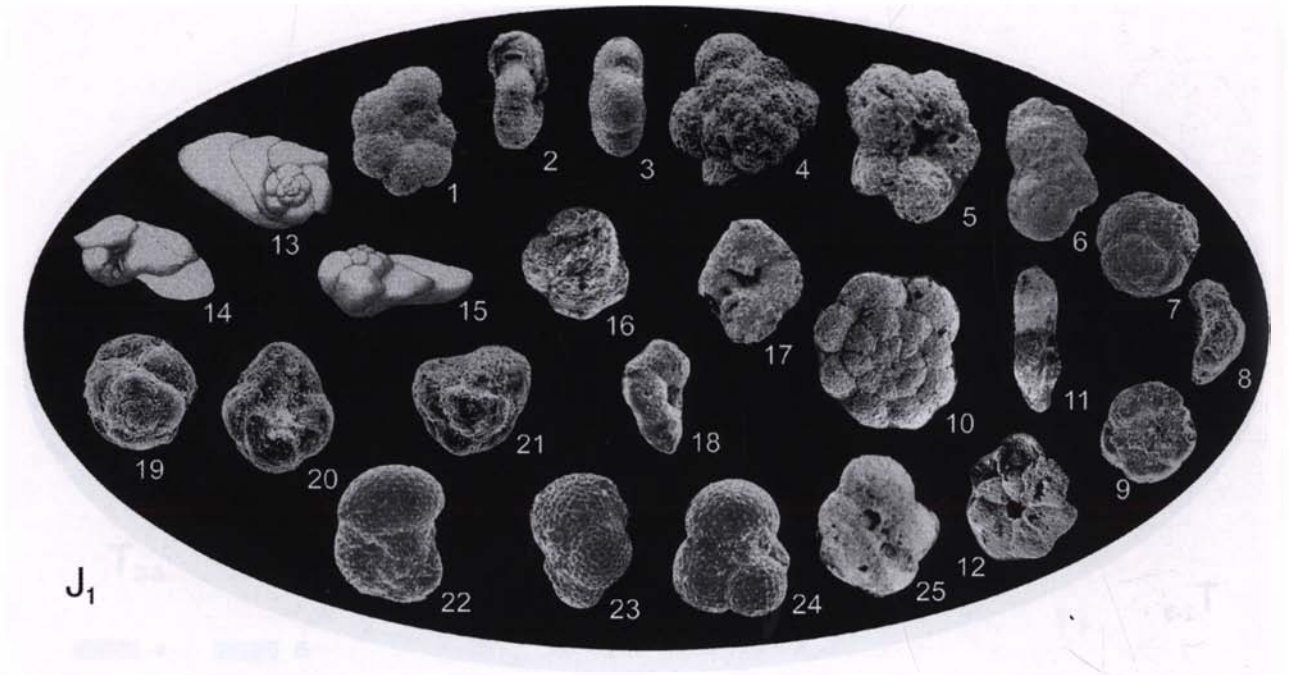


Рис. 50. Планктонные фораминиферы ранней юры

1, 2, 3. *Turkeyella improvisa* K. Kuznetsova, Центральная Турция, тоарский ярус [по К. Кузнецовой, 2002] (× 76); 4, 5, 6. *Trochogerina distincta* K. Kuznetsova, Центральная Турция, тоарский ярус [по К. Кузнецовой, 2002] (× 2002); 7, 8, 9. *Oberhauserella quadrilobata* Fuchs, Швейцария, тоарский ярус [по Wernli, 1995] (× 84); 10, 11, 12. *Jurassorotalia grandis* Fuchs, Центральная Турция, тоарский ярус (коллекция К. Кузнецовой) (× 58); 13, 14, 15. *Wondersella athersuchi* Banner et Strank, Объединенные Арабские Эмираты, верхний апт [по Banner, Strank, 1987] (× 60); 16, 17, 18. *Wernliella toarcensis* K. Kuznetsova, Центральная Турция, тоарский ярус [по К. Кузнецовой, 2002] (× 70); 19, 20, 21. *Praegubkinella kryptumbilica* Fuchs, Швейцария, тоарский ярус [по Wernli, 1995] (× 98); 22, 23, 24. *Globuligerina gerczyi* Gorog, Венгрия, геттанский ярус [по Gorog, 1990] (× 98); 25. *Tenuigerina balakhmatovae* (Morozova). Центральная Турция, тоарский ярус (коллекция К. Кузнецовой) (× 115)

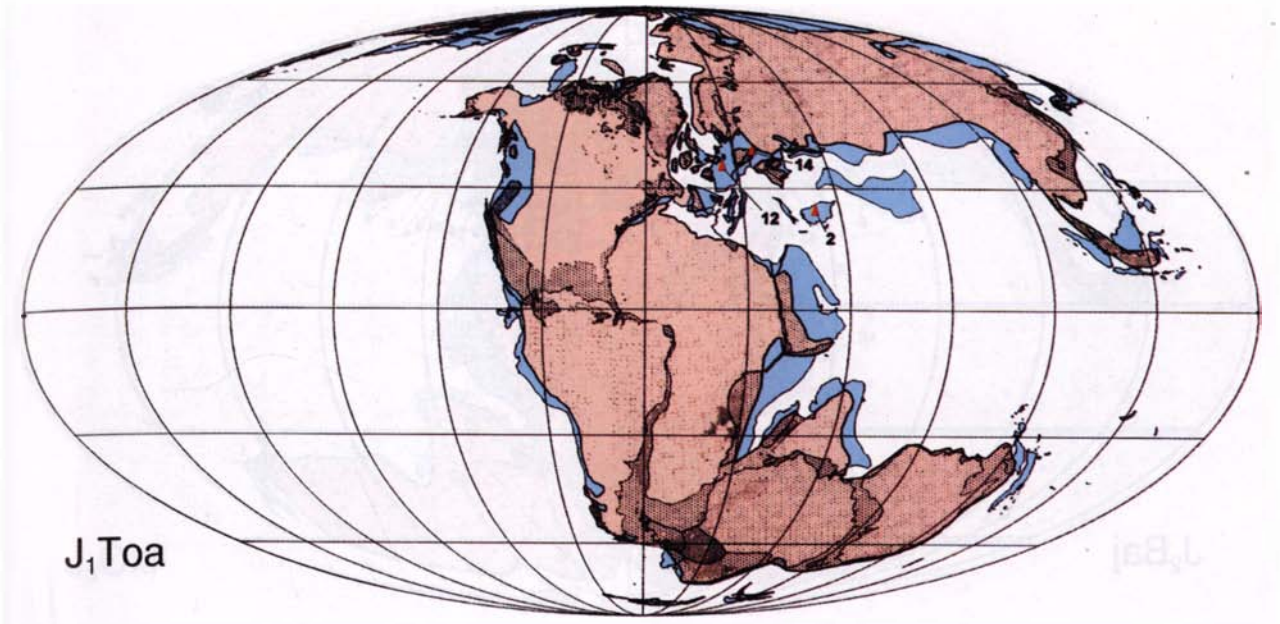


Рис. 51. Места находок планктонных фораминифер в ранней юре

Условные обозначения (к рис. 51, 52, 54): 1 – Марокко: *Conoglobigerina dagestanica* (baj); 2 – Турция: *Wernliella taarcensis* (toa). *Turkeyella improvisa* (toa), *Trochogerina distincta* (toa), *Wondersella* sp. (toa), *Tenuigerina callaviensis* (toa), *Compactogerina gaurdakensis* (toa), *Conoglobigerina dagestanica* (baj), *Compactogerina gaurdakensis* (baj), *Compactogerina avariformis* (baj), *Globuligerina araksi* (baj), *Tenuigerina balakhmatovae* (baj); *Conoglobigeriana avarica* (toa); *Globuligerina oxfordiana* (oxf_{1-2}); 3 – Сирия: *Globuligerina bathoniana* (bth); *Globuligerina oxfordiana* (oxf_{1-2}); 4 – Юго-Восточный Кавказ (Азербайджан): *Conoglobigerina dagestanica* (baj, bth); *C. avarica* (bth); *Tenuigerina balakhmatovae* (baj, bth); *Compactogerina gaurdakensis* (bth); *C. avariformis* (baj); *Globuligerina* sp bs_1; 5 – Северо-Восточный Кавказ (Дагестан): *Conoglobigerina dagestanica* (baj, bth), *C. avarica* (bth), *Compactogerina gaurdakensis* (bth), *C. avariformis* (baj), *Tenuigerina balakhmatovae* (baj, bth); 6 – Крым: *Tenuigerina calloviensis* (clv), *Globuligerina meganomica* (clv), *G. jurassica* (bth, clv); *Globuligerina oxfordiana* (oxf), *Tenuigerina parva* (kim), *Compactogerina stellapolaris* (tth), *Globuligerina terquemi* (tth); 7 – Туркмения: *Compactogerina gaurdakensis* (baj), *Tenuigerina balakhmatovae* (baj-bth); 8 – Юго-Западные отроги Гиссарского хребта: *Globuligerina oxfordiana* (oxf_1); 9 – Северная Италия: *Globuligerina spuriensis* (bth); 10 – Южная Германия: *Globuligerina helvetojurassica* (oxf_1); 11 – Швейцария: *Globuligerina helvetojurassica* (oxf); 12 – Франция: *Globuligerina oxfordiana* (oxf); 13 – Болгария: *Globuligerina terquemi* (tth), *Conoglobigerina conica* (tth); 14 – Венгрия: *Globuligerina geczyi* (het); *Globuligerina bathoniana* (baj), *G. hungarica* (baj), *Conoglobigerina dagestanica* (baj), *C. avariformis* (baj); 15 – Польша: *Globuligerina bathoniana* (bth, clv), *Polskanella altispira* (clv), *C. avarica* (clv), *Wolezina cylindrica* (clv); *Globuligerina oxfordiana* (oxf); 16 – Прибалтика: *Globuligerina oxfordiana* (oxf); 17 – Швеция: *Globuligerina oxfordiana* (oxf); 18 – Печорский бассейн: *Compactogerina stellapolaris* (kim-tth); 19 – Восточно-Европейская платформа: *Globuligerina oxfordiana* (oxf_1), *G. helvetojurassica* (oxf_1); 20 – Канада (Grand Bank): *Globuligerina bathoniana* (baj-bth), *Tenuigerina balakhmatovae* (baj-bth); *Globuligerina oxfordiana* (oxf_1), *G. helvetojurassica* (oxf_1); 21 – Канада (Shelf Nova Scotia): *Globuligerina bathoniana* (bth); *Globuligerina* sp. (oxf.); 22 – DSDP/ODP, Скв. 105 – *Globuligerina helvetojurassica* (oxf_{1-2}); 23 – Португалия: *Tenuigerina parva* (kim); 24 – Эфиопия: *Globuligerina oxfordiana* (oxf)

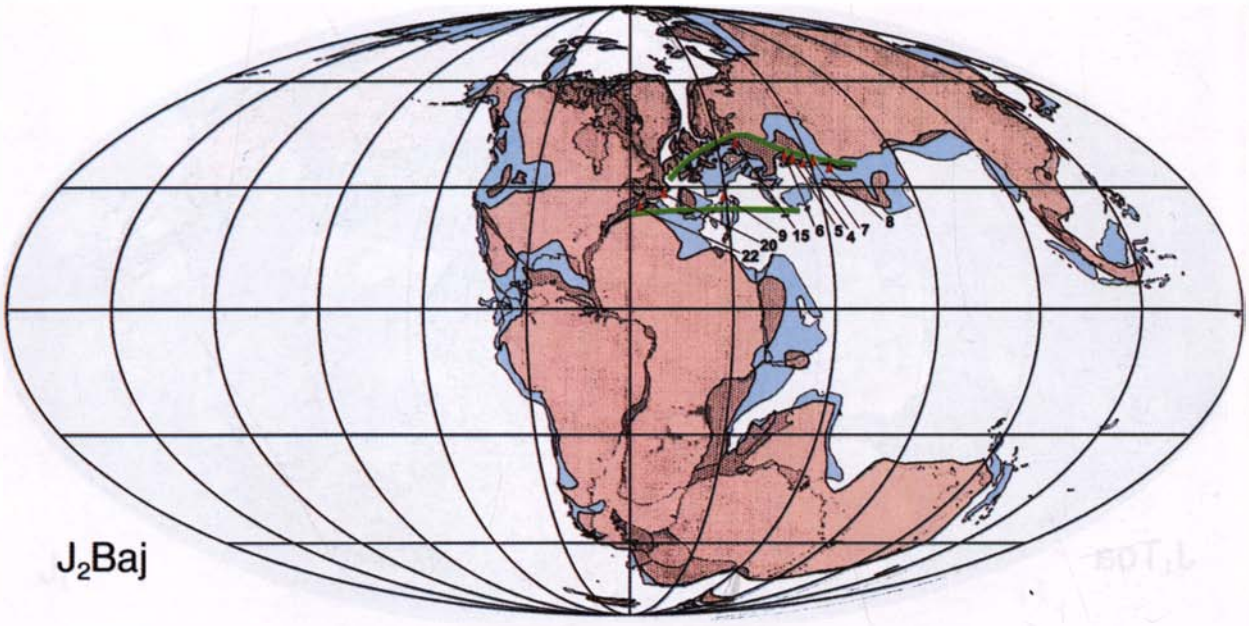


Рис. 52. Места находок планктонных фораминифер в средней юре
Условные обозначения см. рис. 51. Зеленые линии – границы ареала

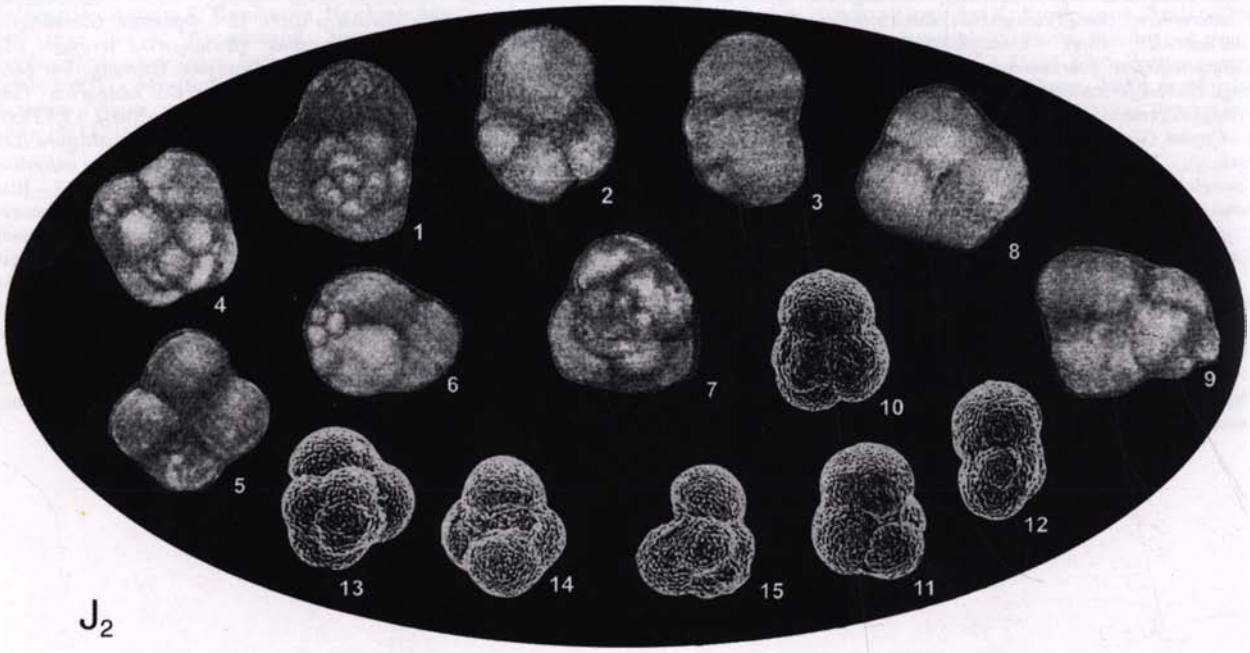


Рис. 53. Планктонные фораминиферы средней юры

1, 2, 3. *Tenuigerina balakhmatovae* (Morozova), Центральный Дагестан, нижний бат [по Морозовой, Москаленко, 1961] (× 200); 4, 5, 6. *Conoglobigerina dagestanica* (Morozova), Центральный Дагестан, нижний бат [по Морозовой, Москаленко, 1961] (× 200); 7, 8, 9. *Conoglobigerina avarica* (Morozova), Центральный Дагестан, нижний бат [по Морозовой, Москаленко, 1961] (× 200); 10, 11, 12. *Globuligerina spuriensis* (Barss et Ohm), Италия, верхний байос-нижний бат [по Boudagher-Fadel et al., 1996] (× 45); 13, 14, 15. *Globuligerina bahtoniana* (Pazdrova), Польша, средний бат (по Boudagher-Fadel et al., 1996) (× 120)

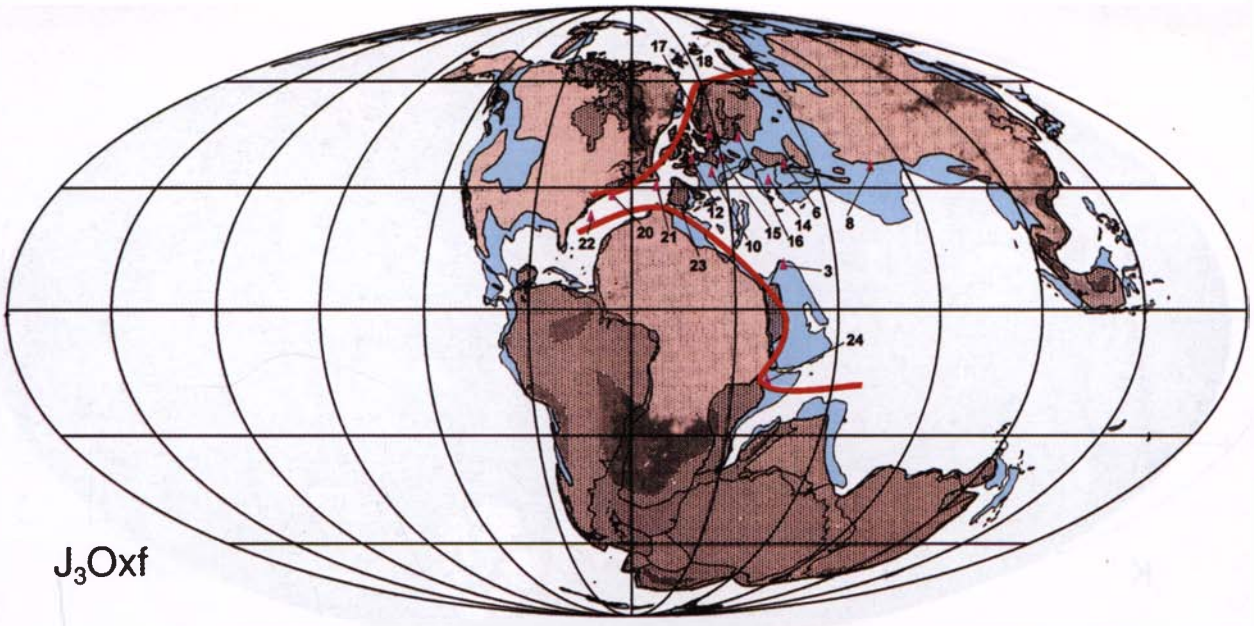


Рис. 54. Места находок и границы ареалов планктонных фораминифер в поздней юре
Условные обозначения см. рис. 51. Цифры – местонахождения см. на рис. 51

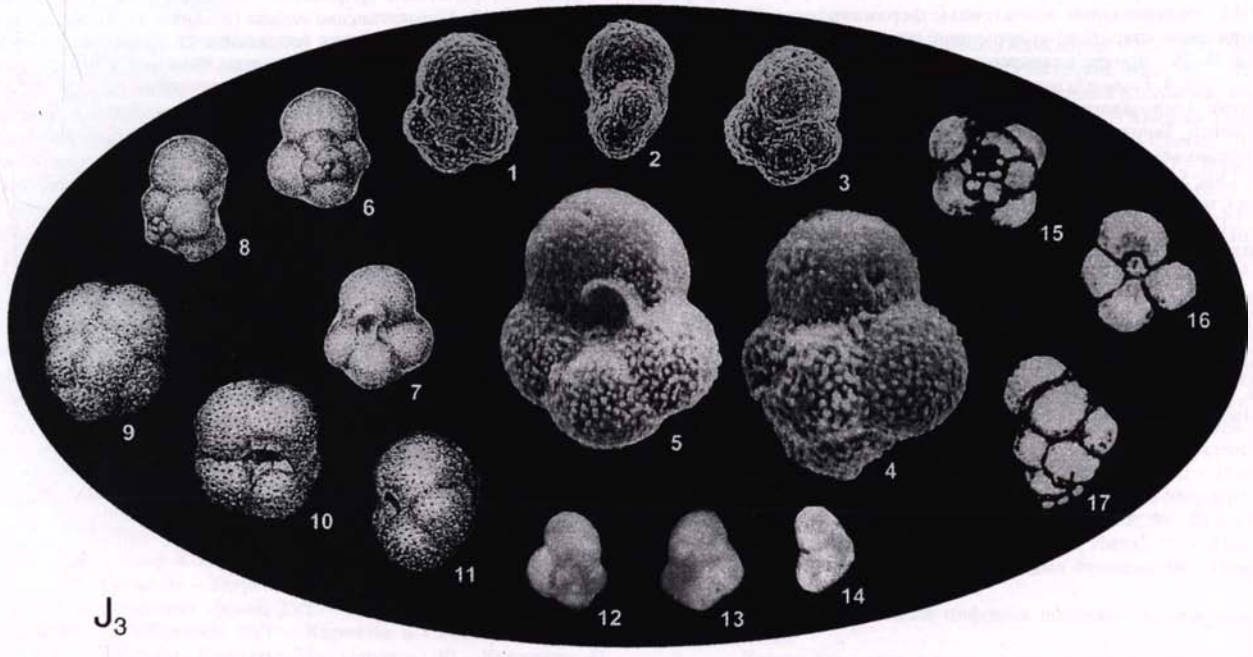


Рис. 55. Планктонные фораминиферы поздней юры

1, 2, 3. *Globuligerina helvetojurassica* (Haeusler), Швейцария, оксфорд (по Boudagher-Fadel et al., 1997) (× 182); 4, 5. *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis), Литва, оксфорд (по Grigelis and Norling, 1992) (× 250); 6, 7, 8. *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis), Восточно-Европейская платформа, Костромская область, средний оксфорд [по Месежникову, Азбель и др., 1989] (× 100); 9, 10, 11. *Compactogerina stellapolaris* (Grigelis), голотип, Печорский бассейн, р. Пижма, волжский ярус (по Григялису и др., 1977) (× 100); 12, 13, 14. *Tenuigerina parva* (K. Kuznetsova), голотип, Крым, кимеридж [по Кузнецовой и Горбачик, 1985] (× 100); 15, 16, 17. *Conoglobigerina conica* (Iovcheva and Trifonova), голотип, Северо-Западная Болгария, титон (по Iovcheva, Trifonova, 1961) (× 50)

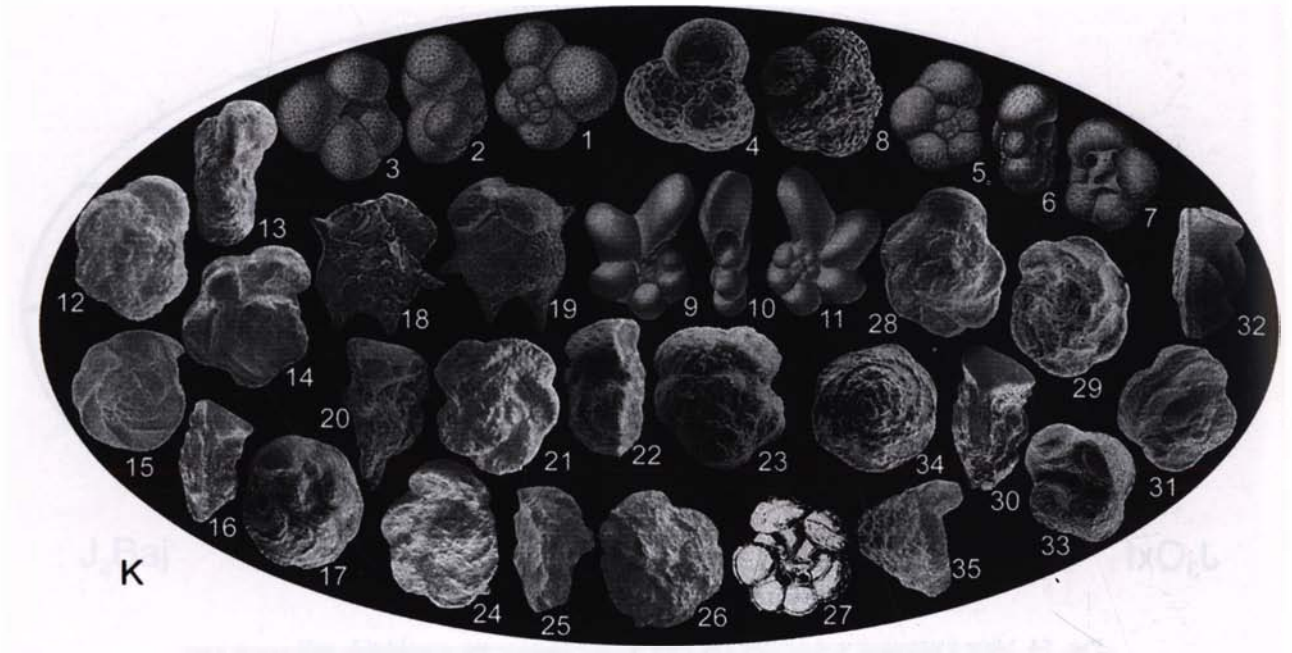


Рис. 56. Главные морфотипы планктонных фораминифер мела

1–8 – Орнаментированные планктонные фораминиферы, 9–11 – булавовидные планктонные фораминиферы, 12–27 – однокилевые спирально-уплощенные планктонные фораминиферы, 28–35 – прочие планктонные фораминиферы

1–3, 4. *Favusella washitensis* (Carsey). 1–3 – США (Техас), голотип (левозавернутый экземпляр), сеноманский ярус [по Loeblich, Tappan, 1961] (× 37); 4 – США (Техас), топотип (вид с умбиликальной стороны), сеноманский ярус [по Michael, 1973] (× 130); 5–7, 8, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer). 5–7 – США (Техас), маастрихтский ярус [по Bolli, Loeblich, Tappan, 1957] (× 40); 8 – Гипотип (вид со спиральной стороны), Мангышлак, маастрихтский ярус (коллекция О. Корчагина) (× 54); 9–11. *Clavihedbergella subcretacea* (Tappan). Гипотип (левозавернутый экземпляр), США (Оклахома), альбский ярус [по Loeblich, Tappan, 1964] (× 64); 12–13. *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli). Южный Таджикистан, хребет Койкитау, верхняя часть нижнего турона (верхняя часть талхабской формации) (коллекция О. Корчагина) (× 47); 14. *Helvetoglobotruncana posthelvetica* (Hanzlikova). Южный Таджикистан, хребет Койкитау, средний турон (музрабатская формация) (коллекция О. Корчагина) (× 43); 15–17. *Elevatotruncana elevata* (Brotzen). Гипотип, Копетдаг (Чалсу), средний кампан (коллекция О. Корчагина) (× 65); 18–20. *Radotruncana calcarata* (Cushman). Топотип, США (Техас), верхний кампан [по Robaszynski et al., 1984] (× 40); 21–23. *Gansserina gansseri* (Bolli). Гипотип (левозавернутый экземпляр), верхняя часть верхнего маастрихта, Западный Копетдаг (коллекция О. Корчагина) (× 66); 24, 25, 26, 27. *Rotalipora reicheli* (Mornod). 24, 25, 26 – Гипотипы, Турция, средний сеноман (нижняя часть формации Томолар) (коллекция О. Корчагина, по Bragin et al., 2001) (× 40); 27 – голотип (вид с умбиликальной стороны), Альпы, средний сеноман [по Mornod, 1959] (× 32); 28–30. *Ventrotruncana ventricosa* (White). 1–3 – Гипотип, Туркменистан (Копетдаг), Средний Кампан (× 35); 31–33. *Concavatotruncana concavata* (Brotzen). Гипотип, Западный Копетдаг, верхняя часть верхнего сантона (коллекция О. Корчагина) (× 34); 34–35. *Contusotruncana contusa* (Cushman). Гипотип. Западный Копетдаг, верхняя часть верхнего маастрихта, (коллекция О. Корчагина) (× 40)

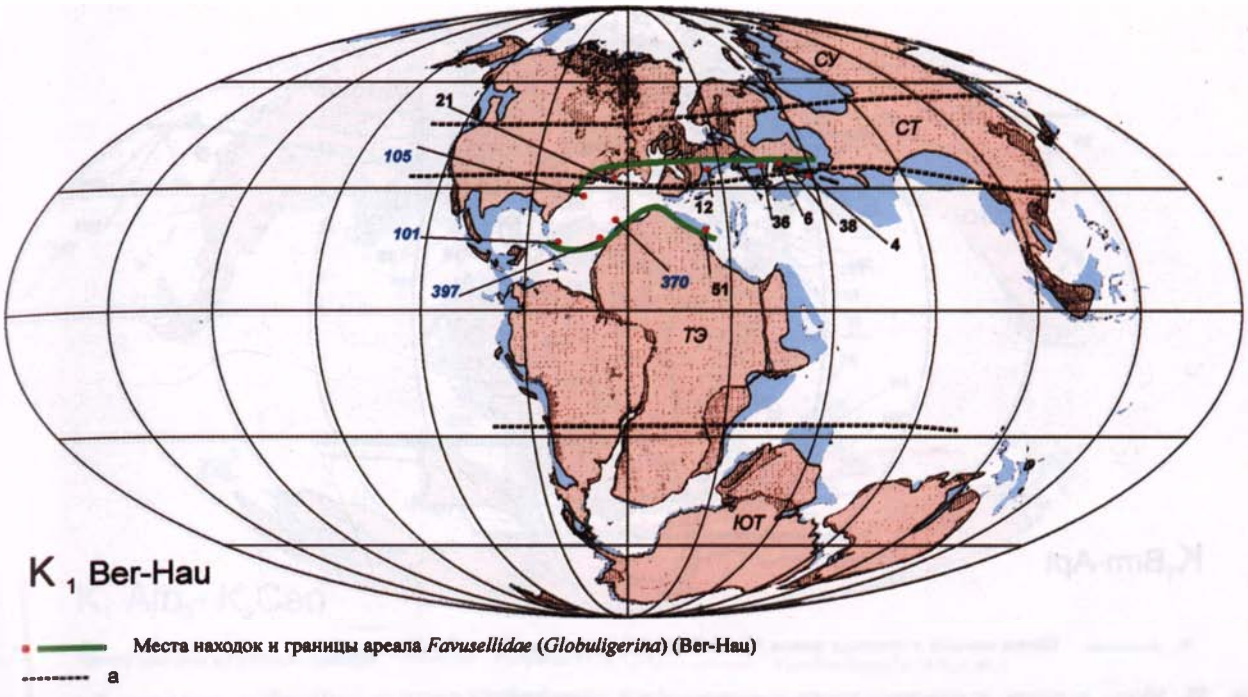


Рис. 57. Места находок и границы ареалов орнаментированных планктонных фораминифер семейства Favusellidae в берриасе-готериве

Условные обозначения к рис. 57, 58, 59, 60, 61, 62:

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 умеренно-гумидный

Здесь и далее: а – границы климатических зон (см. гл. 5 данной работы)

Места находок планктонных фораминифер: 1 – Марокко; 2/2 – Восточная Турция; 2/3 – Южная Турция (Анталия); 2/4 – Северная Турция; 3 – Сирия, 4 – Юго-Восточный Кавказ; 5 – Северо-Восточный Кавказ (Дагестан); 6 – Крым, 8 – Юго-Западные отроги Гиссарского хребта, 9/1 – Южные (Доломитовые) Альпы; 9/2 – Северо-Восточная Италия; 9/3 – Италия (Губбио), 10 – Южная Германия, 10/4 – Байерские Альпы, 10/1 – Северо-Западная Германия (Керголан), 10/2 – Ганновер; 10/3 – Северо-Западная Германия; 11 – Швейцария; 12 – Франция; 13 – Болгария; 13/1 – Северо-Восточная Болгария; 14/1 – Венгрия; 15 – Польша (Карпаты); 15/2 – Польша (Блишкович); 23 – Португалия; 24 (24/1) – Калифорния; 27 – Техас, Внутренний Западный бассейн, Гольф-Кост; 28 – Мексика; 28/1 – Тампико; 29 – Куба; 30 – Тринидад; 31 – Зулуленд; 32 – Мадагаскар; 33 – Алжир; 35 – Северо-Восточная Ливия; 35/1 – Северо-Западная Ливия; 36 – Румыния: Добруджа; 36/1 – Карпаты и Северная Добруджа; 36/2 – Восточные Карпаты, 39 – Израиль; 40 – Хоккайдо; 41 – Южная Англия; 42 – Украина (Конско-Ялинская впадина); 43 – Северная Испания, 43/1 – Баско-Кантабрия; 43/2 – Юго-Восточная Испания; 45 – Антарктида (Сеймурские о-ва); 46 – Пуэрто-Рико; 47 – Танзания; 48 – Северо-Восточная Колумбия; 49 – Перу; 50 – Канзас; 51 – Тунис; 52 – Крит; 52 – Южный Таджикистан; 53 – Западные Карпаты; 54 – Греция; 55 – Дания; 56 – О-в Борнхолм; 57 – Австрия; 58 – Тибет (Лхаза); 59/7 – Вайоминг; 60 – Бразилия (Восточная); 62 – Бельгия; 63 – Монтана-Альберта; 64 – Армения; 65 – Нью-Джерси; 66 – Чехия; 67 – Среднее Приднестровье; 68 – Эмба; 69 – Мангышлак; 70 – Нигерия (70/1 – Западная Нигерия); 71 – Андаманские о-ва; 72 – Форт Рандэдд Дам (Небраска); 73 – Кувейт; 75 – Иордания; 76 – Словения; 77 – Индия Южная; 78 – Днепровско-Донецкая впадина; 79 – Сербия (западная); 80 – Австралия (Карнарвон); 80/1 – Северо-Западная Австралия; 81 – Словакия; 81/2 – Карпаты (Пучов); 82 – Юго-Западный Дарваз; 83 – Памир (р. Восточные Пшарты); 84 – Западная Сибирь; 85 – Сахалин; 86 – Восточная Сибирь; 84 – Новая Зеландия; 85 – Колорадо; 86 – Канада (Британская Колумбия, о-ва Ванкувер); 87 – Аляска (Арктический склон); 88 – Северная Ирландия; 89 – Тихуана; 90 – Донбасс; 91 – Бельгия; 92 – Манитоба; 92/1 – (Манитоба-Морден); 93 – Бадхыз; 94 – Копет-Даг (Чалсу); 95 – Пакистан; 96 – Египет (Западная Пустыня); 96/1 – Египет (дельта Нила); 97 – Юго-Восточная Франция; 98 – Северо-Западная Франция; 99 – Пиренеи; 100 – Северная Франция

Курсивом и синими цифрами показаны номера скважин DSDP/ODP

Зелеными линиями показаны границы ареала орнаментированных планктонных фораминифер

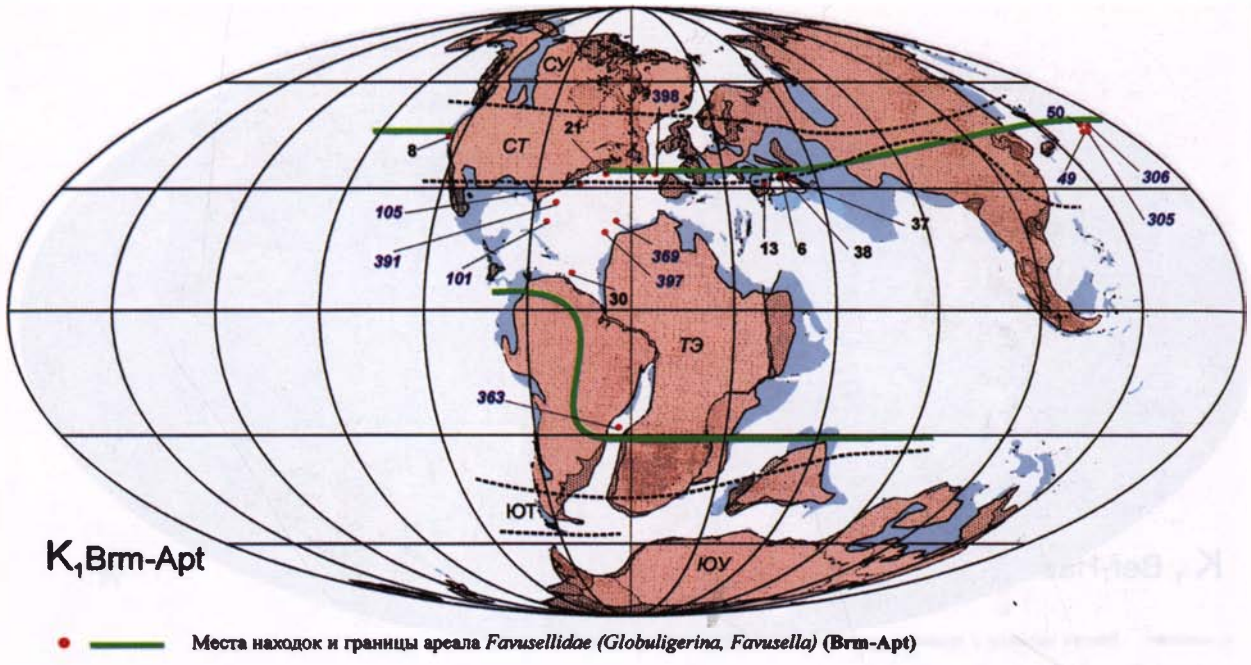


Рис. 58. Места находок и границы ареала орнаментированных планктонных фораминифер семейства Favusellidae (*Globuligerina, Favusella*) в барреме-апте

Условные обозначения см. рис. 48, 57

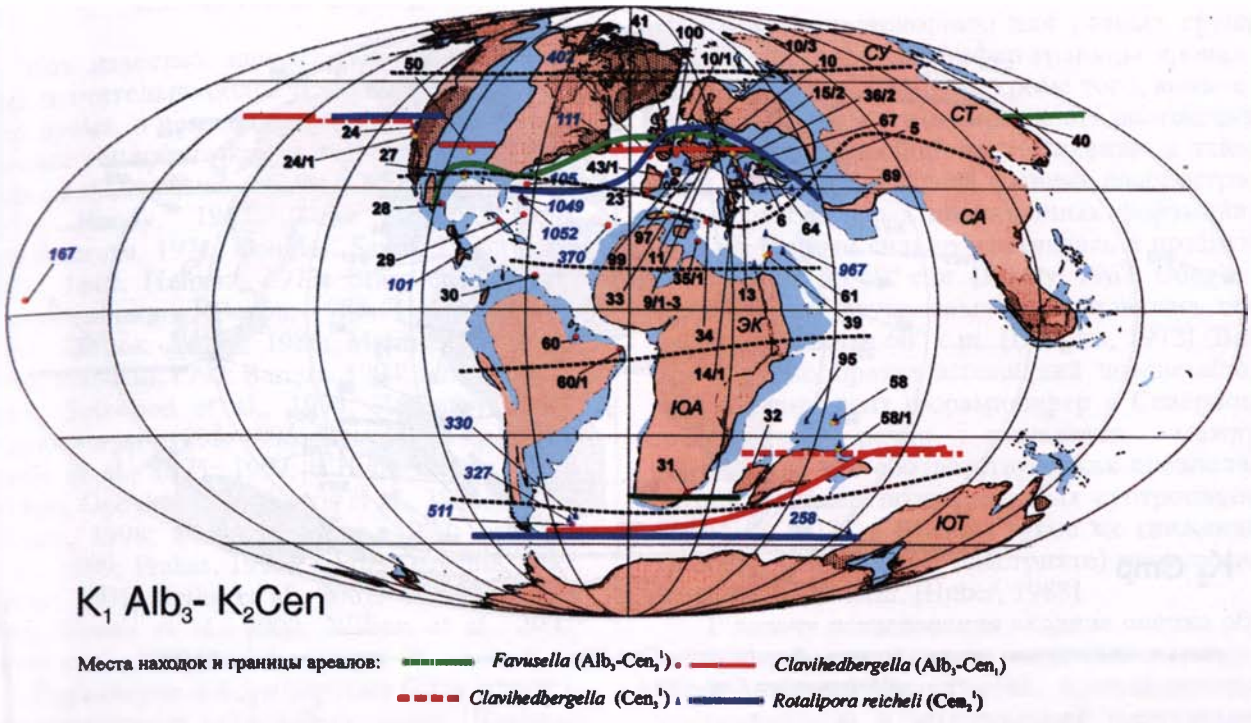


Рис. 59. Места находок и границы ареалов орнаментированных (*Favusella*), булавовидных (*Clavihedbergella*) и однокилевых спирально-уплощенных (*Rotalipora reicheli*) планктонных фораминифер в позднем альбе-раннем сеномане

Условные обозначения см. рис. 48, 57. Красной линией показаны границы ареала булавовидных планктонных фораминифер

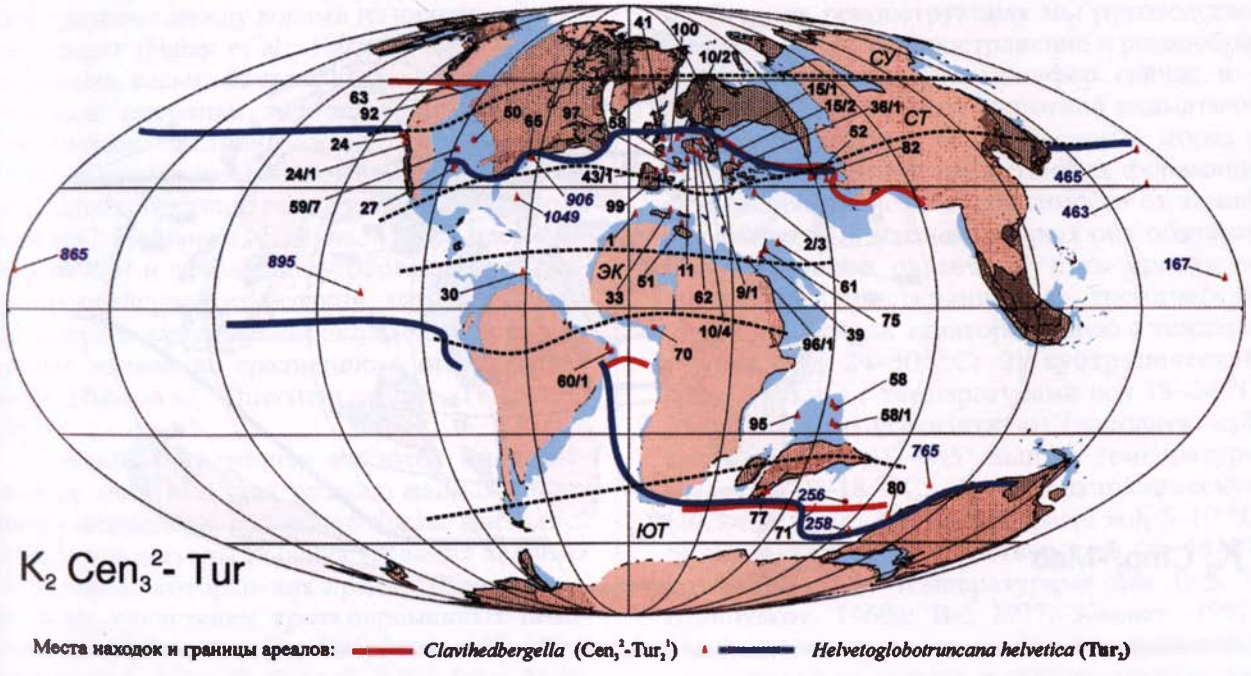


Рис. 60. Места находок и границы ареалов булавовидных (*Clavihedbergella*) и однокилевых спирально-уплощенных (*Helvetoglobotruncana*) планктонных фораминифер в конце сеномана–туроне

Условные обозначения см. рис. 48, 57. Синей линией показаны границы ареала однокилевых спирально-уплощенных планктонных фораминифер

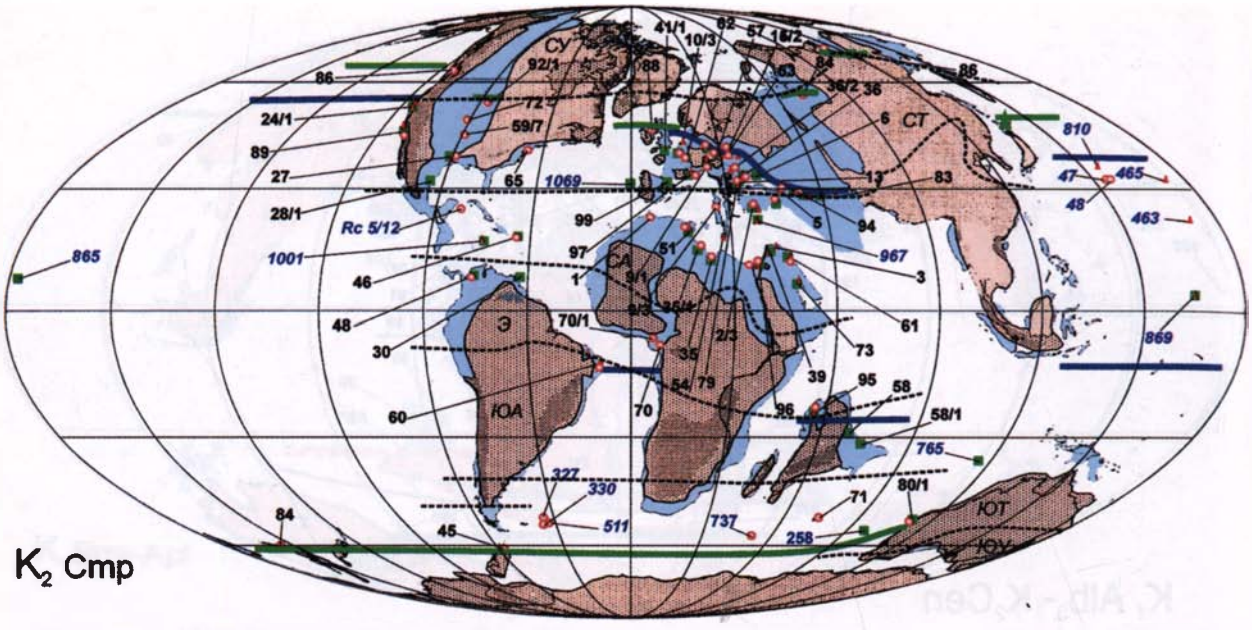


Рис. 61. Места находок и границы ареалов орнаментированных (*Rugoglobigerina*), однокилевых (*Elevatotruncana*) и двукилевых (*Ventrotruncana*) спирально-уплощенных планктонных фораминифер в кампане

Условные обозначения см. рис. 48, 57

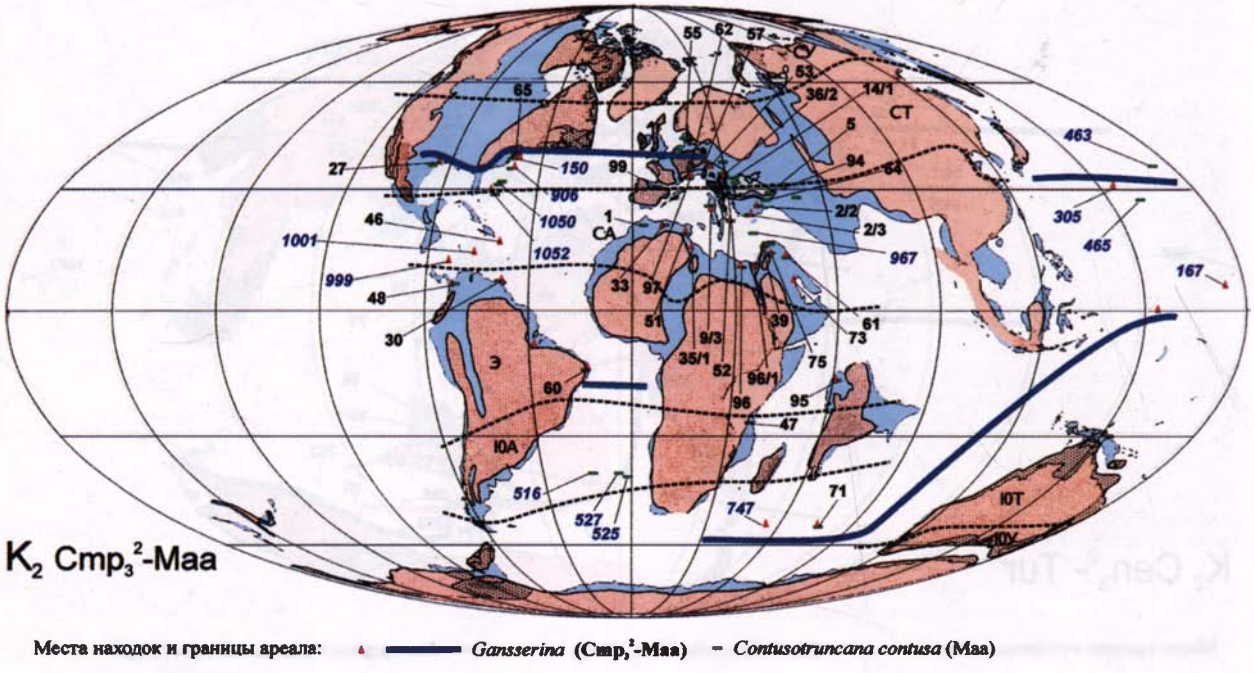


Рис. 62. Места находок и границы ареалов однокилевых спирально-уплощенных (*Gansserina*) и некоторых других (*Contusotruncana*) планктонных фораминифер в маастрихте

Условные обозначения см. рис. 48, 57

6.3. Меловой период

Как известно, климат мелового периода был значительно более теплым, чем в настоящее время, о чем свидетельствуют многочисленные геологические и палеонтологические данные [Lowenstam, Epstein, 1954; Troelsen, 1956; Bandy, 1967; Тейс и др., 1968; Scheibnerova, 1971; Douglas, Savin, 1973; 1975; 1978; Тейс, Найдин, 1973; Brass et al., 1982; Крашенинников, Басов, 1985; Найдин и др., 1986; Zachos, Arthur, 1986; Marincovich et al., 1990; Marshall, 1992; Barrera, 1994; Jenkyns et al., 1994; Sellwood et al., 1994; Zakharov, 1994; Жарков и др., 1995; 1998; Чумаков и др., 1995; Huber et al., 1995; 1999; d'Hont, Arthur, 1996; Wilson, Opdyke, 1996; Norris et al., 1998; Norris, Wilson, 1998; Clarke, Jenkyns, 1999; Erbacher et al., 1999; Frakes, 1999; Yildiz, Ozdemir, 1999; Keller, 2001; Keller et al., 2001; Wilson, Norris, 2001; Norris et al., 2002; Wilson et al., 2002; Huber et al., 2002].

Характерными его чертами были отсутствие постоянных ледниковых шапок [Чумаков и др., 1995; Жарков и др., 1995; 1998]; более высокие, чем ныне палеотемпературы поверхностных и глубинных вод [Douglas, Savin, 1973; Шопф, 1982], низкий палеотемпературный градиент между водами из низких и высоких широт [Huber et al., 1995]. В этот период сложились весьма благоприятные условия для широкой миграции теплолюбивых морских организмов. Условия осадконакопления и климата также способствовали распространению высокоорганических отложений "черных сланцев" [Schlanger, Jenkyns, 1976; Graciansky et al., 1986] и глобальному обогащению углеродом пелагических осадков, хотя первичная продуктивность в океанах около экватора была крайне низкая по сравнению с сегодняшним днем [Bralower, Thierstein, 1984; Thierstein, 1989].

Несмотря на то что имеются многочисленные свидетельства теплого климата в меловом периоде, в последнее время усилились поиски доказательств существования ледовых обстановок, которые как предполагается могли быть следствием кратковременных похолоданий [Sellwood et al., 1994; Jeans et al., 1994; Ingram et al., 1994; Bush et al., 1997; Price, 1999; Miller et al., 1999; Stoll, Schrag, 2000; Vernal, Hillaire-Marcel, 2000; см. гл. 2].

Согласно существующим схемам палеобиогеографического районирования меловых морей и океанов, по фораминиферам выделяются провинции широтного простирания, параллельные климатическим поясам [Scheibnerova, 1971; Douglas, 1972; Gorbachik, Kuznetsova, 1983; Podobina, 1993; Hart et al., 2002]. При этом отмечено, что для разных групп планктонных фораминифер границы провинций могут быть разными, кроме того, выявлена определенная асимметричность положения и размеров провинций по отношению к экватору. Так, если северная граница распространения однокилевых планктонных фораминифер по широте сильно изменялась в позднем мелу от 30° до 60° с.ш. [Bandy, 1967; Douglas, 1972], то для двукилевых она оставалась постоянной вблизи 60° с.ш. [Douglas, 1972]. Видовое разнообразие ассоциаций позднемеловых планктонных фораминифер в Северном полушарии резко снижается между 40–60° с.ш., что соответствует, как предполагается, границе позднемеловых субтропиков [Douglas, 1972], в Южном такое же снижение (в позднем кампане и маастрихте) происходило вблизи 30° ю.ш. [Huber, 1988].

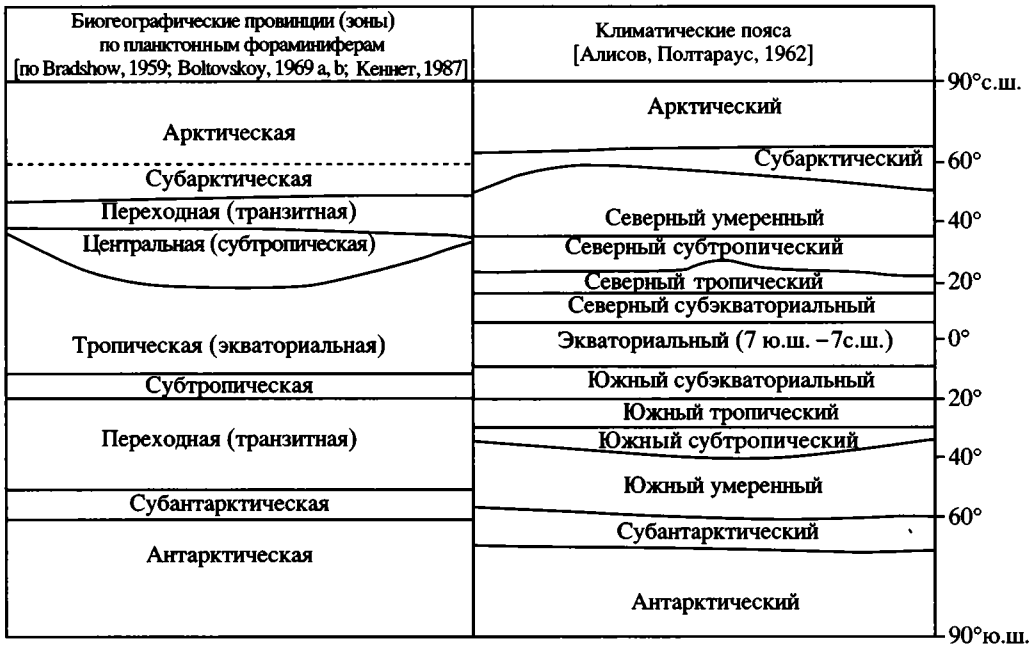
В задачу исследования входила оценка общего состояния климата мелового периода, выявление его флуктуаций, восстановление стратификации и вертикальной циркуляции водных масс в океанах и морях на основе наблюдений за особенностями расселения планктонных фораминифер и изменений во времени их ареалов.

В своих реконструкциях мы руководствовались тем, что распространение и разнообразие планктонных фораминифер сейчас и в прошлом определяется широтной климатической зональностью. В современных морях и океанах ассоциации планктонных фораминифер распространены в зависимости от температуры водных масс, в которых они обитают. Соответственно различают пять провинций широтного простирания: 1) тропическую (0–9,5 ° ю.ш.) или экваториальную с температурами вод 24–30 °С; 2) субтропическую (9,5–18° ю.ш.) с температурами вод 18–24 °С; 3) переходную (транзитную) (холодную субтропическую) (18–49,5° ю.ш.) с температурами вод 10–18 °С; 4) субантарктическую (49,5–59° ю.ш.) с температурами вод 5–10 °С; 5) антарктическую и арктическую (от 59–63° до 70° ю.ш.) с температурами вод 0–5 °С [Boltovskoy, 1969a; Be, 1977; Кеннет, 1987]. Приблизительное соотношение современных климатических поясов и биогеографических провинций (зон) по планктонным фораминиферам приведено в табл. 6.

На расселение планктонных фораминифер оказывают влияние, главным образом температура, соленость, глубина, плотность и вязкость вод, в которых они обитают, а также структура термоклина, температурный градиент между водами из разных широт и глубин,

Таблица 6

Схема соотношений современных климатических поясов и биогеографических провинций (зон) по планктонным фораминиферам



эвстатические колебания уровня мирового океана, а также распределение пищевых ресурсов [Bradshow, 1959; Bandy, 1960; Loeblich, Tappan, 1964; Kennet, 1968; Boltovskoy, 1969(a,b), 1973; Bolli, 1971; Frerichs et al., 1972; Tappan, Loeblich, 1973; Be, 1977; Douglas, Savin, 1978; Кеннет, 1987; Wie, Kennet, 1986; Leckie, 1989].

Отмеченные факторы, вместе или по отдельности, влияли на особенности морфологического строения раковин планктонных фораминифер, определяли направление названия спирали раковин и разнообразие морфотипов [Bandy, 1960; Frerichs et al., 1972; Douglas, Savin, 1978; Hart, Bailey, 1979; Крашенинников, Басов, 1985; Kennet, 1986; Huber, 1988; Leckie, 1989].

В зависимости от глубины обитания различают планктонных фораминифер поверхностных и промежуточных слоев водной колонки до 50–100 м и глубоководных, проникающих на глубины 1200–1500 м [Boltovskoy, 1969a; b; Кеннет, 1987]. По сходству морфотипов с современными фораминиферами предполагается, что и среди меловых планктонных фораминифер также имеются виды, которые обитали на разных глубинах – в поверхностных, промежуточных и глубоководных слоях водной колонки [Hart, Bailey, 1979].

В качестве индикаторов водных масс с определенными температурами и глубинностью среди меловых планктонных фораминифер были выбраны три морфологические группы, близкие по морфологии к современным: 1) орнаментированные (ячеистые и ребристые), современные аналоги которых обитают в поверхностных и промежуточных слоях водной колонки (до 50–100 м глубины) субтропической зоны (провинции) с температурой вод 18°–24 °С; 2) булавовидные, современные аналоги которых распространены в тропической (экваториальной) зоне в водах с температурами 24°–30 °С и на глубинах до 50–100 м и 3) однокилевые спирально-уплощенные фораминиферы, современные аналоги которых обитают до глубин 1200–1500 м в переходной (транзитной) зоне, в холодных субтропических водах с температурами 10°–18 °С (рис. 56).

Для того чтобы определить палеотемпературы водных масс, в которых обитали меловые планктонные фораминиферы, кроме сравнения с условиями жизни современных фораминифер, в работе использованы опубликованные данные по содержанию $\delta^{18}O$ в раковинах планктонных фораминифер. Однако полученные этим методом значения палеотемператур по одному и тому же виду для мелководных окраинных морей существенно выше, чем для океанов. Кроме того, надо иметь в виду, что значения палеотемператур, определенные по содержанию изотопа $\delta^{18}O$ в раковинах планктонных фораминифер, скорее всего, являются *сезонными*, поскольку продолжительность жизни современных планктонных фораминифер составляет около двух месяцев. Например, однокилевые спирально-уплощенные фораминиферы имеют наиболь-

шую численность в зимние месяцы [Be, Ericson, 1963; Кеннет, 1987]. Поскольку нами были проанализированы три группы фораминифер, которые, как предполагается, обитали на разных глубинах, то допускается, что и значения палеотемператур, полученные по содержанию $\delta^{18}O$ в раковинах соответствующих групп, характеризуют водные массы разных глубин (поверхностных и глубинных). Значения палеотемператур для придонных вод восстанавливались по бентосным фораминиферам из океанических осадков.

Более теплый климат мелового периода, по сравнению с современным, определялся по относительно более широкому распространению тепловодных групп меловых планктонных фораминифер. Моменты относительных потеплений традиционно определялись по общему расширению ареалов тепловодных видов и их одновременному проникновению в высокие широты как Северного, так и Южного полушарий.

Условия стратификации водных масс оценивались по присутствию радиации или отсутствию однокилевых спирально-уплощенных фораминифер, которые, как предполагается, являются наиболее глубоководными из всех рассмотренных групп.

Вертикальная циркуляция вод в океанах восстанавливалась по соотношению латеральных границ теплых поверхностных тропических и субтропических вод с умеренно-холодными глубинными субтропическими водами. Более широкое распространение теплых поверхностных вод, чем глубинных умеренно-холодных, рассматривалось как свидетельство перемещения поверхностных вод от экватора к полюсам, а глубинных от полюсов к экватору. Случаи, когда границы распространения теплых поверхностных вод располагались к экватору ближе, чем глубинных умеренно-холодных, рассматривались как показатели перемещения поверхностных вод от полюсов к экватору, а глубинных от экватора к полюсам.

Климат оценивался также при помощи модели циркуляции вод в океанах в ледниковые и межледниковые эпохи [Шопф, 1982]. Согласно этой модели, области образования глубинных вод в ледниковое время располагались дальше от экватора. Исходя из того, что ареалы однокилевых спирально-уплощенных планктонных фораминифер маркируют глубинные умеренно-холодные воды, допускается, что границы ареалов совпадают с областями образования глубинных вод. Следовательно, перемещение отслеженной таким образом области образования глубинных вод от экватора к полюсам можно рассматривать как показатель охлаждения гидросферы.

Все данные по возможности соотносились с зональными стратиграфическими шкалами [Hardenbol et al., 1998; Premoli Silva, Sliter, 1999]. Таксономия меловых планктонных фораминифер рассмотрена в работе [О. Корчагин, 2003].

Пункты находок планктонных фораминифер в меловом периоде на материках наносились на схемы палеотектонических реконструкций [Smith et al., 1994], но с определением палеокоординат скважин глубоководного бурения возникли трудности. Скважины DSDP/ODP наносились на карты условно либо по современным координатам, без учета дрейфа океанических плит.

Границы ареалов планктонных фораминифер указываются в палеоширотах, для обозначения которых приняты сокращения: с.пш. – северная палеоширота, ю.пш. – южная палеоширота. Скважины DSDP/ODP в дальнейшем обозначены как скв.

6.3.1. Распространение орнаментированных некилевых планктонных фораминифер

К этой морфологической группе отнесены планктонные фораминиферы, раковины которых не имеют килей, обладают шарообразной формой, ячеистой, бугристой, грубо шиповатой или ребристой поверхностью (см. рис. 56, 1–8).

Представителем этой группы из современных планктонных фораминифер является вид *Globigerina rubescens* Hofker, который встречается в водных массах тропических и субтропических зон, достигает 47° ю.ш. и ограничен изотермами от 18° до 30°С [Be, 1977; Кеннет, 1987].

Планктонные фораминиферы мелового возраста представлены несколькими филолиниями, которые неоднократно и независимо друг от друга возникали и исчезали на протяжении мелового периода. К этой группе относятся роды *Ascoliella, Favusella* (семейство Favusellidae), *Hauslerina* (семейство Globuligerinidae), *Costellagerina* (семейство Hedbergellidae), а также роды *Kuglerina, Helvetiella, Plummerita* и *Rugoglobigerina* (семейство Rugoglobigerinidae). Группа орнаментированных планктонных фораминифер (*Ascoliella, Favusella, Hauslerina*) возникла в барреме и существовала до начала среднего сеномана. В среднем и позднем сеномане, туроне и коньяке эта группа представлена лишь одним малоизученным родом *Costellagerina*, данными по которому можно пренебречь. В сантоне происходило возрождение орнамен-

тированных планктонных фораминифер. В это время появился род, имевший ребристые раковины (*Rugoglobigerina*). Расцвет этих фораминифер наблюдается в кампане и маастрихте, когда возникли и развивались также фораминиферы с бугристыми и грубошиповатыми раковинами (*Kuglerina, Helvetiella, Plummerita*). В конце маастрихта все они вымерли.

Из приведенного выше списка родов ниже проанализировано распространение *Favusella* и *Rugoglobigerina* – наиболее известных и хорошо изученных.

В барреме–апте ареал планктонных фораминифер (*Globuligerina*), и орнаментированных фораминифер (роды *Favusella*), существенно расширился. Они по-прежнему расселялись в основном в Северном полушарии – в морях Европы и вдоль окраин Атлантического океана, на севере достигая 45° п.сш., но уже проникли в западные акватории Тихого океана (скважины 49, 305, 306) и заселили акваторию Атлантики вплоть до 28° ю.пш. (рис. 57; 58).

В позднем альбе – раннем сеномане орнаментированные фораминиферы (род *Favusella*) расселились особенно широко. Область их распространения простиралась на восток от внутреннего Западного моря Северной Америки до о-ва Хоккайдо, где достигали 50° с.пш. В Северной Атлантике и морях Северной Европы они заселяли акватории, расположенные вблизи 40°–45° с.пш. В Южном полушарии представители этой группы обитали исключительно в окраинном море на юго-востоке Африки (Зулуленд) около 45°–47° ю.пш. (рис. 59).

В позднем кампане – раннем маастрихте ареал рассматриваемой группы (род *Rugoglobigerina*) был максимально широким для всего мелового периода. Эти фораминиферы проникали очень далеко на север, до Ванкувера к 65° с.пш., а по некоторым данным, которые еще нуждаются в подтверждении, достигли Восточной Сибири (бассейн р. Вилюй) 70°–71° с.пш. Во Внутреннем Западном бассейне Северной Америки и Западной Сибири они расселялись южнее – около 54°–57° с.пш., а в Европейских морях и Северной Атлантике еще южнее вблизи 45° с.пш. В Южном полушарии, так же как и в Северном полушарии, эта группа достигла высоких широт (60° ю.пш.) и была распространена как на шельфах Новой Зеландии, окраины Антарктиды (Сеймурские острова), Аргентины, запада Австралии, так и в открытых океанах (скв. 327, 330, 511, 737, 71) (рис. 61).

Судя по содержанию изотопа $\delta^{18}O$ в раковинах вида *Rugoglobigerina rugosa*, палеотемпература поверхностных и промежуточных вод в океанах (скв. Rc-5-12; 47, 48), где обитал этот вид, колебалась от 16,4 °С до 18,3 °С, тогда как на шельфе в Северной Америке в Техасе в то же время, она была высокой и достигла 28,9 °С [Douglas, Savin, 1978]. Палеотемпературы поверхностных вод на юге Атлантического океана (скв. 525) по содержанию $\delta^{18}O$ в раковинах вида *Rugoglobigerina rogosa* колебались от 20°–22 °С в позднем кампане до 13°–17 °С в позднем маастрихте [Keller, 2001]. Палеотемпература вод, где обитает современный представитель этой группы, колеблется в тех же пределах – 18°–30 °С.

Основываясь на приведенных данных можно предполагать:

1) группа орнаментированных планктонных фораминифер в меловом периоде была связана с умеренно-теплыми поверхностными субтропическими водами, палеотемпература которых колебалась от 13 °С до 22 °С в океанах и до 28,9 °С в мелководных морях, а границы ареала маркирует изотерма 13 °С;

2) область расселения орнаментированных планктонных фораминифер в барреме-апте ограничивалась широтами в 28° ю.пш. и 45° с.пш., т.е. была, меньше чем ныне (47°). В позднем альбе-раннем сеномане она была ограничена широтами в 45° с.пш. и 47° ю.пш. и соизмерима с нынешней. В позднем кампане – раннем маастрихте эти фораминиферы расселялись более широко (от 60°–65° с.пш. до 60° ю.пш.), чем ныне (47°);

3) равномерное расселение рассматриваемых фораминифер и существенное смещение к полюсам границ их ареала свидетельствует о выравнивании климата в позднем альбе–раннем сеномане и в позднем кампане – раннем маастрихте.

6.3.2. Распространение булавовидных планктонных фораминифер

К этой группе относятся планктонные фораминиферы, раковины которых не имеют килей и обладают булавовидной формой камер (см. рис. 56, 9–11).

Современный ее представитель – вид *Globigerinella adamsi* (Banner et Blow) встречается в широтах от 0 до 26°, связан с водными массами тропической зоны и ограничен изотермами от 24 °С до 30 °С [Boltovskoy, 1969b; Be, 1977].

Среди меловых планктонных фораминифер к этой группе относятся роды *Clavihed-*

bergella, Claviticinella (семейство Rotaliporidae), *Claviblowiella* (семейство Globigerinelloididae), *Lilliputianella, Lilliputianelloides* (семейство Hedbergellidae). Булавовидные планктонные фораминиферы возникли в позднем барреме, интенсивно развивались в апте и альбе, были широко распространены в конце позднего сеномана – среднем туроне. С позднего турона продолжали существовать лишь единичные представители рода *Clavihedbergella*, которые полностью исчезли в конце коньяка.

Наиболее изучены сеноманские и туронские виды рода *Clavihedbergella* – *C. simplicissima* (Magne et Sigal), *C. simplex* (Morrow) и *C.* (?) *amabilis* (Loeblich et Tappan), по которым и восстановлены ареалы булавовидных фораминифер в позднем альбе – раннем сеномане, позднем сеномане, в конце сеномана – раннем туроне. Находки остальных родов ограничены только хорошо изученными районами.

Поздний альб – ранний сеноман. В это время булавовидные фораминиферы обитали как в мелководных морях Внутреннего западного бассейна Северной Америки и Европы, так и в Атлантическом океане, где северная граница их ареала проходила по 40° с.пш. Они также заселяли и акватории тихоокеанского побережья Северной Америки, где достигали 50° с.пш. В Южном полушарии их представители распространялись до южных акваторий Атлантического океана (скв. 511) у широт 58° ю.пш. и расселялись в мелководных морях Мадагаскара и Индостана у 35°–40° ю.пш.

Южная граница ареала этой группы располагалась ближе к полюсу (около 58° ю.пш.), чем в Северном полушарии, где она проходила по широтам в 40°–50°. И в Северном, и в Южном полушариях находки этой группы фораминифер расположены двумя параллельными полосами вдоль палеоширот 20°–40° с.пш. и 30°–58° ю.пш. (рис. 59).

Вторая половина среднего сеномана – первая половина позднего сеномана. Северная граница ареала рассматриваемых планктонных фораминифер осталась на тех же широтах, что и в позднем альбе – начале среднего сеномана, южная же граница сместилась к экватору и проходила на шельфе Индостана по 30°–35° ю.пш. Основные местонахождения этих фораминифер сосредоточены вблизи северной окраины ареала (рис. 59).

Конец позднего сеномана – ранний турон. В этот период северная граница ареала рода *Clavihedbergella* и в Европе, и на Атлантическом побережье Северной Америки, по сравнению с поздним сеноманом, осталась на прежнем месте или слегка сместилась к северу, и только во Внутреннем Западном бассейне Северной Америки эта граница на короткое время резко сдвинулась к северу, достигнув 58° с.пш. Это случилось в позднейшем сеномане во время *Sciponoceras gracile* [McNeil, Caldwell, 1981; Lang, McGugan, 1988]. Отметим, что в восточных районах Центральной Азии представители рода *Clavihedbergella* далеко на северо-восток проникли только в начале среднего турона, во время *Spathites revelerianum* [Корчагин, 1988; 2001]. Южная граница ареала рода *Clavihedbergella* в конце сеномана – раннем туроне, по сравнению с поздним сеноманом, приблизилась к южному полюсу в Индийском океане (скв. 256), а на шельфе Индостана достигла 50° ю.пш. В Атлантическом океане род расселялся значительно ближе к экватору в мелководных морях Бразилии и Габона у 10° ю.пш. (рис. 60).

По содержанию изотопа $\delta^{18}O$ в раковинах вида *Clavihedbergella simplex*, отобранных из эквивалентов зоны *Sciponoceras gracile* в верхней части "пленусовых мергелей" в Южной Англии, в позднейшем сеномане палеотемпература вод достигала 40 °С [Jeans et al., 1991].

Изложенные выше данные позволяют сделать следующие предположения: а) в меловое время ареал булавовидных планктонных фораминифер, так же как и ныне, указывал на тропические поверхностные воды, палеотемпературы которых в океанах достигали 24°С–30°С, в мелководных морях до 40°С, а границы ареала видимо совпадали с изотермой 24°С; б) ареал булавовидных планктонных фораминифер на протяжении позднего альба – раннего турона значительно превышал ареал их современных представителей, ограниченных широтой 26°; в) границы ареала этой группы в позднем альбе – раннем сеномане располагались на равном приближении к полюсам – вблизи палеоширот 58° на юге и 50° на севере; г) в среднем – позднем сеномане ареал группы несколько сократился, а его южная граница сместилась к северу до 35° ю.пш., но он по-прежнему был более широким, чем ныне; д) в конце позднего сеномана – раннем туроне этот ареал вновь значительно расширился, как на север до 58° с.пш., так и на юг до 50° ю.пш., что почти в два раза превышает широты распространения современных булавовидных форм. Наиболее широко эта группа расселилась в конце сеномана (время *Sciponoceras gracile*).

6.3.3. Распространение однокилевых спирально-уплощенных планктонных фораминифер

К этой морфологической группе относятся планктонные фораминиферы, раковины которых имеют один киль, уплощенную спиральную и выпуклую умбиликальную стороны (рис. 56, 12–27). Современными представителями группы являются виды *Truncorotalia crassaformis* (Galloway et Wissler) и *Truncorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny). Распространение вида *T. crassaformis* (Galloway et Wissler) контролируется субтропическими – тропическими водами и изотермами 10°–30 °С, а максимальная численность экземпляров этого вида связана с тропическими водами, имеющими изотермы 24°–30° [Be, 1977]. Его ареал ограничен широтами 65°–70 с.ш. и контролируется изотермами 5°–24 °С до 30 °С [Be, 1977; Кеннет, 1987]. Наиболее плотно этим видом заселены акватории, расположенные у северной и южной окраин его ареала и вытянутые в виде полос вдоль широт от 25°–30° до 45°. Численность *T. crassaformis* резко возрастает с декабря по март и снижается в июле, сентябре и октябре [Be, Ericson, 1963]. Вид *T. truncatulinoides* (d'Orbigny) считается умеренно-холодноводным субтропическим [Кеннет, 1987]. Однако, несмотря на то что граница ареала этой группы достигает высоких северных и южных широт (65°–70°), в ее составе выделяют тепловодные и умеренно-холодноводные ассоциации. Тепловодные ассоциации, состоящие на 80–100% из правозавернутых раковин, распространены преимущественно в низких широтах (0°–20°), но благодаря течениям достигают 50°–60° [Loeblich, Tappan, 1964].

Среди планктонных фораминифер мелового возраста встречаются виды рода *Rotalipora* – *Rotalipora reicheli* Mornod, *R. micheli* (Sacal and Debourle) и *R. deeckei* (семейство Rotaliporidae), род *Helvetoglobotruncana* (семейство Hedbergellidae: подсемейство Helvetoglobotruncaninae), а также роды *Elevatotruncana, Gansserina, Turbotruncana, Kassabiana, Radotruncana, Bucherina* (семейство Globotruncanidae, подсемейство Reissinae).

Однокилевые фораминиферы со спирально-уплощенными раковинами появились в середине раннего сеномана [GT.E.F.P., 1979]. Они временами исчезали и появлялись вновь, на протяжении позднего мела и кайнозоя, продолжают существовать и ныне. В позднем мелу эта группа испытала радиацию в начале среднего сеномана и конце раннего турона – среднем туроне. В позднем туроне – сантоне они практически исчезли, а затем вновь возникли в кампане и устойчиво существовали в маастрихте.

Начало среднего сеномана. В этот период виды *Rotalipora reicheli, R. micheli* были расселены вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки и в морях Европы до 50° с.пш. В Северной Атлантике их распространение ограничивалось более низкими широтами (до 30° с.пш.). Напротив, в Южной Атлантике (скв. 327, 330) и в Индийском океане у западного побережья Австралии (скв. DSDP 258) они достигали 60° ю.пш. На окраине Индостана, южная граница ареала группы проходила севернее, чем в океанах.

Находки представителей этой группы внутри ее ареала распределены неравномерно и концентрируются у его окраин (рис. 56, 24–27; рис. 59). По содержанию $\delta^{18}O$ в раковинах планктонных фораминифер, обнаруженных совместно с *Rotalipora reicheli*, палеотемпература глубинных вод в океанах в это время оценивается в 11 °С [Norris et al., 1998].

Конец раннего турона – средний турон. Северная граница рассматриваемой группы фораминифер (род *Helvetoglobotruncana*), устойчиво проходила вдоль 45° с.пш. как в Восточном, так и в Западном полушарии. Только во внутренних шельфах – Внутреннем Западном бассейне Северной Америки и в Европейско-Центральноазиатском шельфе Евразии – эта граница опускалась до 35° с.пш. Южная граница ареала группы в Восточном и Западном полушариях проходила на разных широтах. В Восточном полушарии она опускалась далеко к югу, располагаясь вблизи 50°–58° ю.пш. в Индийском океане (скв. 71, 528, 765), а также на западном шельфе Австралии, северном и южном шельфах Индостана. В Западном полушарии граница проходила гораздо ближе к экватору и располагалась у 58° ю.пш. на шельфах Бразилии и Габона (рис. 56, 12–14; рис. 60).

Палеотемпература глубинных океанических вод вблизи экватора (скв. 167), судя по содержанию изотопа $\delta^{18}O$ в раковинах вида *Helvetoglobotruncana helvetica*, достигала 31,6 °С [Douglas, Savin, 1973].

Кампан. Ареал рассматриваемой морфологической группы, судя по таким видам рода *Elevatotruncana*, как *E. elevata* (Brotzen), *E. andory* (Klauss), *E. angulata* (Tilev), *E. subspinosa* (Pessagno), *E. primitiva* (Linarez Rodrigues), *E. pettersi* (Gandolfi), *E. dalbiezi* (Bellier), был сравнительно мал и асимметричен, а его северная граница проходила на большем удалении от экватора (48°–58° с.пш.),

чем южная (15°–27° ю.пш.). Максимально на север эта группа проникала вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки, где достигала 58° с.пш., и вдоль тихоокеанского побережья Евразии, где достигала 38° с.пш. В Европе же эти фораминиферы расселялись заметно южнее, вблизи 30°–48° с.пш. Южная граница в Восточном и Западном полушариях тоже проходила на разных палеоширотах. Самые южные находки *Elevatotruncana* в Атлантическом секторе известны на 13° ю.пш. (Бразилия), а на шельфе Индостана – вблизи 27° ю.пш. (рис. 56, 15–17; рис. 61).

Поздний кампан – маастрихт. За исключением самого позднего маастрихта северная граница ареала этой группы, судя по видам рода *Gansserina* – *G. gansseri* (Bolli), *G. wiedenmayeri* (Gandolfi), *G. bahijae* (El-Naggar), *G. bicarinata* (Pessagno), устойчиво проходила около 40° с.пш. на шельфах Европы, в северо-западных акваториях Атлантического океана (скв. 150, 906), шельфе Мексиканского залива и несколько опускалась к 32° с.пш. в Тихом океане (скв. 305). В Южном полушарии положение границы ареала группы было крайне изменчивым. В Тихом океане ганссерины обитали на экваторе. В Атлантическом океане они не выходили за пределы 15° ю.пш. В Индийском же океане проникали далеко на юг, достигая 58° ю.пш. (скв. 747, 71). На шельфе самые южные находки этого рода известны на западной окраине Индостана (около 27° ю.пш.) (рис. 56, 21–23; рис. 62).

По сравнению с ранним и средним кампаном, северная и южная границы ареала рассматриваемой группы фораминифер в позднем кампане – маастрихте сместились на юг и северная граница стала располагаться ближе к экватору, чем южная.

В соответствии с имеющейся морфобатиметрической моделью, однокилевые спирально-уплощенные планктонные фораминиферы были самыми глубоководными из всех групп планктонных фораминифер [Hart, Bailey, 1979]. Хотя авторы работ по глубинному распределению современных планктонных фораминифер приводят абсолютные значения глубин только для видов, обитающих в поверхностных и промежуточных водах (около 50–100 м) и избегают делать это для глубоководных форм [Boltovskoy, 1969a, b; Кеннет, 1987], отметим, что предельные глубины для последних 1200–1500 м. Фораминиферы во время жизненного цикла флотировали, т.е. поднимались с этих глубин к поверхности и опускались вновь [Boltovskoy, 1969a, b; Кеннет, 1987].

Судя по содержанию $\delta^{18}O$ в раковинах вида *Gansserina gansseri*, палеотемпературы глубинных вод в Тихом океане на широтах 0°–30° с.пш. (скв. 305, 167) опускались в маастрихте до 15,3°–17,8 °С, тогда как палеотемпературы вод на шельфе в средних широтах (Техасе), были высокими в позднем кампане – 31,6°С и в раннем маастрихте – 26,8°С [Douglas, Savin, 1973; 1975; 1978]. Палеотемпературы вод в океанах в маастрихте по раковинам *Elevatotruncana elevata* оцениваются в 18,7 °С [Douglas, Savin, 1978].

Таким образом, из изложенного выше следует:

1) однокилевые спирально-уплощенные фораминиферы – глубоководная группа, представители которой обитали в умеренно-холодных водах с палеотемпературами, установленными по содержанию изотопов $\delta^{18}O$ в раковинах некоторых видов, принадлежащих этой группе, от 11°–15,3 °С до 22 °С, редко до 31,6 °С в океанах. Палеотемпературы вод, в которых обитали меловые представители группы, примерно те же, что и у их современных аналогов – 10–30 °С. Границы ареалов этой группы контролируются изотермой в 11–15 °С и примерно совпадают с изотермой в 10–12 °С, по которой проходит зона субантарктической конвергенции [Кеннет, 1987]. Можно предположить, что и меловые представители этой группы, так же как и современные, обитали в тропических, субтропических и, главным образом, транзитных (переходных) водах;

2) границы ареалов спирально-уплощенных фораминифер в позднемеловое время располагались ближе к экватору, чем ныне. Северная граница колебалась от 45° с.пш. до 58° с.пш., южная – от 27° ю.ш. до 60° ю.пш., т.е. эти фораминиферы на протяжении мелового периода обитали значительно ближе к экватору, чем современные их аналоги (65°);

3) наибольший ареал в меловое время эта группа имела в начале среднего сеномана, когда его границы располагались на равном и значительном удалении от экватора в Северном и Южном полушариях от 50° с.пш. до 60° ю.пш. Значительным по площади ареал этой группы оставался и в конце раннего турона – среднем туроне. Северная граница ареала в это время располагалась ближе к экватору (до 45° с.пш.), тогда как южная граница проходила дальше от экватора – по широте около 58° ю.пш. В кампане ареал группы сократился, по сравнению с началом среднего сеномана, концом раннего турона и средним туроном. Северная граница проходила на большем удалении от экватора

(48°–58° с.пш.), тогда как южная граница приблизилась к экватору (13°–27° ю.пш.). В конце кампана и маастрихте ареал группы снова расширился, северная и южная границы ареала сместились к югу, северная граница проходит ближе к экватору, чем южная.

Пока нет данных, какой именно морфотип (лево- или правозавернутый) доминирует в окраинных высокоширотных верхнемеловых ассоциациях рассматриваемой группы фораминифер. Считается, что организмы с правозавернутыми раковинами обитали в теплых водах, а с левозавернутыми – в холодных [Bandy, 1960; Kennet, 1968; Loeblich, Tappan, 1964].

Если большая часть представителей этой группы имела правозавернутые раковины, то всю группу можно считать тепловодной тропической. В этом случае весь ее ареал в позднем мелу оказывался тропическим и превышал ареал распространения подобных форм в современных морях и океанах. Соответственно, расширение ареала этих форм в начале среднего сеномана и в конце раннего турона–среднем туроне можно трактовать как потепление и, наоборот, моменты сокращения ареала, например, в кампане, как похолодание.

Однако данные по палеотемпературам, основанные на содержании $\delta^{18}O$ в раковинах однокилевых спирально-уплощенных фораминифер, указывают на то, что палеотемпературы среды обитания этих фораминифер были низкими и их распространение контролировалось изотермой 11°–15 °С. Это означает, что рассматриваемая группа, если ориентироваться на современные фораминиферы, обитала в умеренно-холодных субтропических и транзитных водах. Проведенные наблюдения также свидетельствуют о том, что эти фораминиферы обитали преимущественно в двух полосах у окраин ареалов на значительном удалении от экватора. Можно предполагать, что эти полосы контролировались зонами субантарктической или субарктической конвергенций, с которыми совпадает изотерма 10°–12 °С. Согласно модели Шопфа [1982], общее похолодание или потепление климата приводит к смещению зон конвергенции (зон образования глубинных вод): при похолодании от экватора, при потеплении к экватору. Поэтому, можно предполагать, что перемещение зон обитания однокилевых спирально-уплощенных фораминифер от экватора означает похолодание, к экватору – потепление.

Если следовать этой модели, то в начале среднего сеномана и в конце раннего турона – среднем туроне, когда южная и северная границы ареалов однокилевых спирально-уплощенных планктонных фораминифер, а соответственно, зоны конвергенции и образования глубинных вод, были значительно удалены от экватора, наступили эпизоды похолодания климата. В кампане, когда соответствующие границы ареала этой группы располагались ближе к экватору, климат был теплее. В маастрихте границы ареалов сместились от экватора к полюсам, что могло означать наступление нового общего похолодания.

В целом же, поскольку южная и северная границы ареала глубоководных фораминифер в позднем мелу располагались все же ближе к экватору, чем ныне, климат даже в моменты максимальных похолоданий был незначительно, но теплее, чем сейчас.

6.3.4. Палеоклиматические и палеоокеанографические реконструкции мелового периода

Анализ таксономического состава, морфологических особенностей и ареалов рассмотренных групп планктонных фораминифер в сравнении с таковыми у современных планктонных фораминифер позволяет реконструировать палеоклиматические и палеоокеанографические обстановки мелового периода. Намечается четыре временных интервала, различных по климату: добарремский, баррем-среднетуронский, позднетурон-сантонский, кампан-маастрихтский.

Добарремское время. В берриасе-готериве планктонные фораминиферы обитали только в Северном полушарии – в Средиземноморских и Европейских морях (рис. 57). Ограниченность их распространения в это время могла определяться как частичной палеогеографической изоляцией, так и неблагоприятными, т.е. прохладными климатическими условиями (см. гл. 5). Наиболее важным палеогеографическим событием в это время было возникновение барьера между Арктическими и Северо-Атлантической акваториями [Smith et al., 1994].

Баррем – среднетуронское время. Этот временной интервал характеризуется весьма теплым или теплым тропическим климатом. В барреме возникли, а в последующем широко расселились тепловодные тропические планктонные фораминиферы – булавовидные. Они исчезли в начале среднего сеномана. В конце альба впервые в истории развития планктонных фораминифер началось освоение океанических глубин. В позднем альбе – начале среднего сеномана ареал планктонных

фораминифер почти сравнялся по размерам с ареалом современных планктонных фораминифер. В раннем туроне северная граница их ареала сместилась к Арктическому побережью Аляски (70°–72° с.пш.) [Tappan, 1946] и совпала с северной границей ареала современных планктонных фораминифер. Судя по широкому расселению тепловодных планктонных фораминифер в поверхностных водах баррем-среднетуронских океанов и морей это было самое теплое время мелового периода.

По сравнению с добарремским временем, в барреме-апте расширилась область распространения планктонных фораминифер, в том числе субтропических. Возникли тропические формы. Кроме того расширились ареалы самых тепловодных бентосных "крупных" фораминифер семейства Orbitolinidae. Все это является свидетельством теплого климата.

Существенными палеогеографическими и палеотектоническими событиями этого времени были: временное отделение Австралии от Антарктиды в готериве-барреме, и их соединение в апте, отделение в апте Индостана от Антарктиды [Smith et al., 1994], активизация в апте плитного вулканизма на океанических плато Кергулен и Явы [Ingram et al., 1994].

В позднем альбе – раннем сеномане климат стал весьма теплым. В это время булавовидные тропические фораминиферы получили максимально широкое распространение, значительно превосходя ареал современного их аналога; очень широко были также расселены и тепловодные субтропические орнаментированные фораминиферы рода *Favusella*. Одновременно очень широко распространялись и крупные бентосные фораминиферы семейства Orbitolinidae – их ареал простирался от Южного Сахалина на востоке до Мексиканского залива на западе и Южной Англии на севере. Палеотемпературы поверхностных вод в низких широтах Западной Атлантики в позднем альбе достигали 31°–34 °С и были одними из самых высоких для среднего мела [Wilson et al., 2002]. Высокими были палеотемпературы поверхностных вод позднеальбских океанов [Douglas, Savin, 1973; 1975; Wilson, Noris, 2001; Norris et al., 2002]. В раннем сеномане палеотемпературы поверхностных вод в средних палеоширотах Индийского океана оцениваются значительно ниже, чем в позднем альбе – около 16,2 °С [Clarke, Jenkyns, 1999].

Наиболее значительным для альб – сеноманского времени палеогеографическим событием была изоляция Арктики от Тихого океана. По одним данным, она наступила в альбе [Marincovich et al., 1990], по другим – чуть позднее, поскольку еще в конце альба функционировал Южноаляскинский пролив [Найдин и др., 1986]. Возникновение областей суши, отделявшей Арктический бассейн от Тихого океана, могло быть вызвано как понижением уровня мирового океана, так и их тектоническим подъемом. Примечательно, что и в окраинных шельфовых бассейнах, например, в восточных районах Центральной Азии, состав отложений верхнего альба, также указывает на весьма теплый климат. Здесь на фоне общего позднеальбского потепления климата наступило обмеление (регрессия) морского бассейна [Джалилов, 1971].

Если руководствоваться моделью Шопфа [1982] и нашими наблюдениями за расселением однокилевых спирально-уплощенных планктонных фораминифер, то можно предположить, что в начале среднего сеномана (время распространения *Rotalipora reicheli*) произошло некоторое похолодание и установился наименее теплый климат для позднего мела. На это указывает удаленность от экватора южной и северной границ ареала глубоководных однокилевых спирально-уплощенных планктонных фораминифер, соответственно, зон конвергенции и образования глубинных вод. Отличительными чертами океанов начала среднего сеномана, очевидно, были возросшая стратификация водной колонки, на что указывает многочисленность однокилевых спирально-уплощенных планктонных фораминифер, и особая циркуляция, при которой глубинные воды перемещались от экватора к полюсам, а поверхностные от полюсов к экватору. Об этом свидетельствует более широкое распространение однокилевых спирально-уплощенных фораминифер, обитавших в глубинных слоях водной колонки, чем орнаментированных и булавовидных планктонных фораминифер, обитавших в поверхностных водных массах.

Вследствие предполагаемого похолодания климата во время *Rotalipora reicheli*, тепловодные булавовидные фораминиферы мигрировали из высоких широт Южного полушария, полностью вымерли тепловодные субтропические фораминиферы Favusellidae, сократилась область обитания мелководных теплолюбивых бентосных фораминифер Orbitolinidae, которые вскоре также вымерли. По некоторым данным в сеномане усилилась миграция бентосных фораминифер из высоких-средних широт в сторону экватора [Scheibnerova, 1971]. В это же время, в условиях наименее теплого климата таксоногенез (на уровне родов и подсемейств) планктонных фораминифер резко возрос [О. Корчагин, 2001].

Многие данные по содержанию $\delta^{18}O$ в породах, рострах белемнитов, раковинах фораминифер указывают на то, что палеотемпературы вод в морях и океанах в середине сеномана были низкими. Резкий скачок понижения палеотемператур во время жизни *Rotalipora reicheli* фиксируется в морях Италии и Испании [Stoll, Schrag, 2000], хотя похолодание поверхностных вод могло начаться уже в раннем сеномане, когда температура опустились до 16,2 °С [Clarke, Jenkyns, 1999]. В других работах, где стратиграфическая привязка образцов к разрезу менее точна, снижение палеотемпературы вод отмечают в середине сеномана – около 16 °С [Lowenstam, Epstein, 1954]. Экстремально низкие палеотемпературы донных, глубинных и поверхностных вод установились в акватории западной Атлантики (на плато Блэйка) во время распространения *Rotalipora reicheli* [Huber et al., 2002]. Сравнительно низкие палеотемпературы поверхностных вод также отмечаются в середине сеномана и в западной Атлантике [Wilson et al., 2002].

Таким образом, хотя в целом, климат в баррем – раннетуронское время был весьма теплым, в среднем и первой половине позднего сеномана происходило некоторое похолодание. Судя по тому, что в позднем сеномане границы тепловодных тропических форм – булавовидных в Южном полушарии сместились к экватору ближе, чем в Северном, Южное полушарие в этот временной интервал было более холодным, чем Северное.

В сеномане, а по нашим представлениям, в позднем сеномане уже могли установиться морские связи между Внутренним Западным бассейном Северной Америки и Арктическими акваториями [Корчагин, 1988; Smith et al., 1994]. В окраинных бассейнах Центральной Азии с предполагаемым похолоданием в начале среднего сеномана по времени совпадает накопление крайне мелководных (регрессивных), но тепловодных отложений и изменения конфигурации бассейнов – значительное расширение площади мелководья, что могло быть вызвано как начавшейся трансгрессией, так и структурными перестройками этих бассейнов. Примечательно, что именно в это время (или почти в это время) резко возрастает соотношение Sr^{87}/Sr^{86} в осадках на Фолклендском плато (скв. 511) [Huber et al., 1995]. Рост соотношения Sr^{87}/Sr^{86} может указывать на ослабление внутриплитного вулканизма и интенсификацию орогенеза, следствием которых могло быть формирование горных ледников и общее похолодание климата. Причем, похолодание затронуло преимущественно Южное полушарие, и это дает основание предположить, что на юге Африки, в Южной Америке, Австралии или Антарктиде могли возникнуть горные ледники.

Продолжительность времени *Rotalipora reicheli* и случившееся похолодание оценивается в 0,22 млн лет по шкале [Hardenbol et al., 1998].

В конце сеномана (событие *Sciponoceras gracile* – "пленусовых мергелей") – раннем туроне вновь потеплело: булавовидные тепловодные фораминиферы расширили свой ареала на юге и на севере. Одновременно с этим, в Восточном полушарии расширились акватории умеренно-холодных Европейский морей и ареал белемнита *Praeactinocamax plenus* достиг на юго-востоке бассейна Ходжаказиан в Таджикской депрессии [Джалилов и др., 1989].

По ограниченному распространению в это время однокилевых спирально-уплощенных фораминифер можно судить о замедлении вертикальной циркуляции водных масс и ослаблению их стратификации. Однако одновременно могла усиливаться латеральная циркуляция вод: теплые поверхностные перемещались в Западном полушарии с юга на северо-запад (по миграции булавовидных тепловодных *Clavihedbergella*), в Восточном полушарии – умеренно-холодные глубинные воды перемещались с северо-запада на юго-восток (по миграции белемнитов *Praeactinocmax plenus*). Следствием замедления вертикальной циркуляции вод, возможно, было накопление "черных сланцев" (слоев Бонарелли) – AOE-II [Schlanger, Jenkyns, 1976].

Для этого времени имеется относительно много данных, указывающих на потепление вод. В низких широтах температура морской воды в Израиле поднималась до 32°–33 °С [Kolondy, Raab, 1988], на западе Северной Атлантики на поверхности океана – до 30°–31 °С (скв. 1052) и даже до 33°–34 °С (скв. 144-4H-2) [Huber et al., 1999; Norris et al., 2002; Wilson et al., 2002]. В средних широтах (Англия) палеотемпература вод была также высокой и колебалась в пределах 27°–28 °С [Jenkyns et al., 1991]. Примечательно, что в это время снизился температурный градиент между донными и поверхностными водами. Донные воды становятся такими же теплыми, что и поверхностные [Norris et al., 2002].

Несмотря на то что в целом климат в рассматриваемый отрезок времени был теплым, ряд седиментационных признаков указывает на похолодание [Jeans et al., 1994] и даже предполагается, что образование "черных сланцев" (OAE-II) связано с глобальным похолоданием или это событие непосредственно предшествовало глобальному похолоданию

[Arthur et al., 1988]. Имеются данные, согласно которым на этом рубеже проявились две короткие по времени фазы – похолодания и потепления [Keller et al., 2001]. В дополнение к этому отметим, что по нашим данным, основанным на содержании бора в породе, во время *Sciponoceras gracile* на юге Таджикистана фиксируется кратковременное опреснение донных вод [Корчагин, 1988]. Поступление пресных вод в окраинные бассейны также могло быть связано с похолоданием.

Подчеркнем, что в это время усилились биогеографические связи между удаленными бассейнами. Так, в Центральную Азию проникли аммониты, кораллы, гастроподы, сообщество которых близко по составу с фауной, распространенной в Северной Америке и Европе. Судя по распространению аммонитов *Borissiacoceras*, в это время усилились связи между бассейнами низких – средних широт и Арктикой через Внутренний Западный бассейн Северной Америки. Видимо усилились и связи между Западносибирским и Центральноазиатским морями [Найдин, 2002]. В это же время образовался Центральноафриканский пролив, соединивший воды Южной Атлантики и Средиземноморья. В это же время возрастала вулканическая активность океанических плит в районе Карибского бассейна [Ingram et al., 1994].

Продолжительность эпизода чрезвычайно широкого расселения теплолюбивых булавовидных планктонных фораминифер и экстремально высоких палеотемператур вод в морях (событие *Sciponoceras gracile*) оценивается в 0,26 млн лет по шкале [Hardenbol et al., 1998].

В раннем туроне климат оставался попрежнему теплым, а водные массы слабо стратифицированными. Именно в это время планктонные фораминиферы расселились далеко на север, вплоть до Арктического побережья Аляски [Tappan, 1946].

В конце раннего турона – среднем туроне (событие *Helvetoglobotruncana helvetica*) вновь расширился ареал глубоководных однокилевых спирально-уплощенных планктонных фораминифер и сократился ареал тепловодных булавовидных планктонных фораминифер, что свидетельствует о том, что климат вновь стал менее теплым. В Северном полушарии в то время было теплее, чем в Южном. При том, что в это время наступило похолодание, одновременно усиливается миграция бентосных фораминифер рода *Gavelinella* из средних широт в высокие. В это же время отмечается вспышка таксоногенеза планктонных фораминифер [Корчагин, 2001]. Особенностями водных масс была их хорошая стратификация, а отличительными чертами их циркуляции – перемещение глубинных вод от экватора к полюсам.

Данные по изотопии $\delta^{18}O$ и палеотемпературам для среднетуронских морей и океанов во многом противоречивы. Больше свидетельств того, что именно в среднем туроне палеотемпературы вод были низкими (снижались) в средних широтах как в Северном, так и в Южном полушариях. В Северном полушарии, в Англии во время *Helvetoglobotruncana helvetica*, по содержанию $\delta^{18}O$ в породе происходило понижение палеотемператур [Jenkyns et al., 1994]. В среднем туроне в Италии также фиксируется одно из самых низких значений палеотемператур для среднего мела [Stoll, Schrag, 2000]. Экстремально низкие палеотемпературы донных и глубинных вод установились в акватории на Западе Атлантики, на плато Блэйка в конце раннего турона – среднем туроне (время *Helvetoglobotruncana helvetica* и *Sigalitruncana schneegansi*) [Huber et al., 2002]. Однако есть данные, основанные на содержании $\delta^{18}O$ в раковинах вида *Helvetoglobotruncana helvetica*, которые указывают на очень высокую палеотемпературу воды – до 31,6 °С в приэкваториальной зоне Тихого океана в среднем туроне [Douglas, Savin, 1973].

Отметим, во время предполагаемого похолодания в среднем туроне на шельфах, например, в восточных районах Центральной Азии происходило накопление крайне мелководных (максимально регрессивных), но тепловодных отложений (гипсов и красноцветных песчаников), одновременно с которым или чуть позднее, произошло значительное расширение площадей мелководья и существенно изменилась конфигурация бассейнов [Джалилов и др.,1986].

Продолжительность времени предполагаемого нами относительного похолодания в конце раннего турона – среднем туроне оценивается в 1,23 млн лет по шкале [Hardenbol et al:, 1998].

Позднетурон – сантонское время. В позднем туроне, коньяке и раннем сантоне полностью исчезли булавовидные планктонные фораминиферы, сократились ареалы орнаментированных планктонных фораминифер, исчезли однокилевые спирально-уплощенные фораминиферы и установились какие-то специфические условия в гидросфере, отличные от тех, что были в позднем альбе – позднем туроне и в кампане – маастрихте. В позднем туроне, коньяке и сантоне по белемнитам установлен относительный оптимум с палеотемпературами вод 17°–22 °С в северо Европейских морях в Дании и Швеции [Lowenstein,

Epstein, 1954]. В океанах Южного полушария (скв. 762, 763B, 766A) палеотемпературы вод в коньякское время составляли 15 °С, в сантоне 16,1 °С [Clarke, Jenkyns, 1999]. Высокие значения палеотемператур отмечаются в западной части Атлантического океана в конце турона [Wilson et al., 2002].

Кампан-маастрихтское время. В это время климат был теплым и умеренно-теплым субтропическим. В кампане-маастрихте было не так тепло как в барреме – среднем туроне, но в целом теплее, чем во время похолоданий в начале среднего сеномана и в конце раннего турона–среднем туроне и несколько теплее, чем ныне. В кампанских и маастрихтских морях и океанах уже не обитали тепловодные булавовидные фораминиферы, а широко расселялись тепловодные субтропические орнаментированные формы и доминировали глубоководные умеренно-холодноводные однокилевые спирально-уплощенные фораминиферы. Представители последних в кампане расселялись преимущественно в Северном полушарии, на юге граница их ареала была приближена к экватору. В маастрихте, напротив, область распространения этой группы сместилась к югу, их представители заселили воды южной части Индийского океана, достигнув побережья Австралии.

Судя по тому, насколько значительно были удалены от экватора границы однокилевых спирально-уплощенных фораминифер и, соответственно, области образования глубинных вод, можно предполагать, что климат в маастрихте был менее теплым, чем в кампане. Однако в маастрихте похолодало в основном в Южном полушарии.

В кампане и маастрихте океаны были хорошо стратифицированы. Особенностями циркуляции вод в кампане было перемещение глубинных слоев от южного полюса к северному, тогда как в маастрихте от северного полюса – к южному.

Поздний кампан – ранний маастрихт отмечен расселением планктонных орнаментированных фораминифер вида *Rugoglobigerina rugosa*, которые проникли далеко на юг, достигнув побережья Антарктиды и на север, достигнув о-ва Ванкувер, Манитобы и центра Западной Сибири. Широчайшая миграция этой фауны может свидетельствовать о низком палеотемпературном градиенте между поверхностными водами из разных широт и о проникновении теплых субтропических поверхностных вод в высокие широты. Скорее всего это было связано с одним или несколькими эпизодами потепления.

С позднего кампана вновь расширился ареал тепловодных бентосных фораминифер Orbitoididae, который оставался достаточно широким и в маастрихте. В окраинных бассейнах на востоке Центральной Азии, в Северном Афганистане и Центральном Памире в позднем кампане и маастрихте стали накапливаться отложения карбонатных платформ большой мощности и также интенсивно расселяться "крупные бентосные" фораминиферы семейства Orbitoididae, а планктонные фораминиферы на короткое время (предположительно время *Elevatotruncana andory* = *Bosrtrychoceras polyplocum*) проникли на Центральный Памир, а сами осадочные бассейны испытали резкие структурные многократные перестройки [В. Корчагин, Хакимов, 1976; Кариев и др., 1989; О. Корчагин и др., 1989].

В Северном полушарии палеотемпературы ранне- и среднекампанских морей Северной Европы (Швеция, Дания) повысились относительно более раннего времени и оцениваются в 16,5°–22 °С, а к концу кампана палеотемпературы несколько снижаются и становятся минимальными в первой половине маастрихта [Lowenstam, Epstein, 1954]. Понижение палеотемператур фиксируется в раннем кампане в Англии, в то время отмечается их кратковременное повышение во второй половине позднего кампана [Jenkyns et al., 1994]. Палеотемпературы поверхностных вод в средних широтах Индийского океана (скв. 762, 763B, 766A) в начале кампана были относительно высокими, но устойчиво снижались к началу позднего кампана до 12,4°–12,6 °С [Clarke, Jenkyns, 1999]. В южной части Атлантического океана в среднем кампане палеотемпературы поверхностных вод считаются минимальными для кампана (скв. 511) [Huber et al., 1995]. Кратковременные эпизоды повышения палеотемператур поверхностных вод в конце позднего кампана и в начале раннего маастрихта отмечают в Антарктических акваториях и субтропических областях, тогда как в низких широтах это потепление не проявилось [Huber et al., 1995]. В Южной Атлантике, судя по планктонным фораминиферам, напротив, в позднем кампане наступило похолодание [Крашенинников, Басов, 1985].

Считается, что в маастрихте, по содержанию изотопов $\delta^{18}O$ в раковинах планктонных фораминифер палеотемпературы поверхностных вод в низких широтах опускались до 20°–21° – "парадокс тропического похолодания" [d'Hont, Arthur, 1996], тогда как по содержанию изотопов $\delta^{18}O$ в раковинах рудистов, этот же интервал оценивается как весьма теплый [Wilson, Opdyke, 1996].

Климат в самом конце маастрихта (событие *Contusotruncana contusa*) резко, но кратковременно потеплел и в Северном и в Южном полушариях. Об этом свидетельствует расселение рода *Contusotruncana* V. Korchagin, 1982 (рис. 56, 34–35; рис. 62). Один из видов этого рода – *Contusotruncana contusa* проник и расселился в конце маастрихта далеко на север, в Данию [Troelsen, 1956], и на юг – в Южную Атлантику (скв. 516, 525, 527) [Kusera, Malmgren, 1998]. Особенности расселения этого вида, а также специфика расселившихся морфотипов – крупных раковин с исключительно высокой спиралью – служат индикаторами потепления поверхностных вод [Troelsen, 1956; Kusera, Malmgren, 1996; Kusera, Malmgren, 1998]. Флуктуации $\delta^{18}O$ в раковинах и планктонных, и бентосных фораминифер в самом конце маастрихта также указывают на повышение палеотемператур поверхностных и донных вод на юге Атлантического океана (скв. 525) [Keller, 2001]. Повышение палеотемператур донных вод к концу маастрихта отмечается и в низких широтах на Западе Атлантического океана [Norris et al., 1998]. Продолжительность этого эпизода потепления оценивается в 0,5 млн лет.

Наиболее заметными событиями палеогеографии рассматриваемого времени было открытие в кампане пролива между Гренландией и Североамериканской сушей (протоЛабрадорский) и Центральноафриканского пролива, соединявшего Южную Антлантику со Средиземноморьем, и отделение Австралии от Антарктиды. В маастрихте же, по одной из версий, усилилась изоляция Арктики от Тихого океана и Внутреннего западного бассейна Северной Америки [Smith et al., 1994].

На протяжении кампана и маастрихта устойчиво возрастают соотношения Sr^{87}/Sr^{86} в осадках на Фолклендском плато (скв. 511), достигающие максимума в конце маастрихта [Huber et al., 1995]. Устойчивый рост соотношений изотопов стронция и одновременное похолодание климата в кампане и маастрихте свидетельствуют об ослаблении внутриплитного океанического вулканизма и интенсификации орогенеза, материкового сноса и усилении формирования горных ледников. Поскольку в кампане в Северном полушарии холодало быстрее, чем в Южном, орогенез и формирование горных ледников, скорее всего, происходили в Северном полушарии. О том, что в Северном полушарии орогенез в кампане проходил особенно интенсивно, свидетельствуют и резкие структурные перестройки осадочных бассейнов, например, в восточных районах Центральной Азии [В. Корчагин, 1972; О. Корчагин и др., 1989].

В маастрихте похолодало в Северном и Южном полушариях, но в Южном полушарии похолодание проходило интенсивнее. Это заставляет связывать похолодание с усилением орогенеза, повышением континентальности климата и формированием горных ледников в обоих полушариях, но в Южном – интенсивнее.

Закономерности распространения планктонных фораминифер, рассмотренные выше, прослеживаются на всем Земном шаре. Однако имеются акватории, где эти закономерности не соблюдаются. По тому, как расселялись рассмотренные группы планктонных фораминифер в разных регионах Земного шара, выделяют акватории, в которых устойчиво отклоняются границы ареалов рассмотренных групп планктонных фораминифер. Причины отклонения границ разные.

Аномальной выглядит акватория на юго-востоке Тихого океана, где планктонные фораминиферы отсутствуют. Это объясняется отсутствием осадков соответствующего возраста, что может быть следствием дрейфа океанических плит.

Устойчивое отклонение северных границ ареалов на Европейско-Центральноазиатском шельфе объясняется конфигурацией прилегавшей с северо-востока суши. Аномальными являются акватории вдоль восточного побережья Северной Америки, Южной Атлантики и Индо-Средиземноморского сектора, что скорее всего, обусловлено существовавшими в меловом периоде палеотечениями. Так, северо-западные акватории Северной Атлантики были более холодными, чем в других районах этого океана. Поэтому в позднем альбе–раннем сеномане границы ареалов тепловодных тропических и субтропических планктонных фораминифер к югу отклоняются. По той же причине в конце кампана и начале маастрихта субтропические фораминиферы не проникали высоко на север, как вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки и в Западной Сибири. Ранее, по другим данным, высказывалось предположение о том, что эта акватория временами могла покрываться льдами [Vernal, Hillaire-Marcel, 2000].

В Южной Атлантике не расселялись тепловодные группы планктонных фораминифер в раннем туроне, в позднем кампане и маастрихте. К экватору в среднем туроне, в кампане и маастрихте отклонялась и южная граница ареала глубоководных умеренно-холодноводных фораминифер. Можно предположить, что отмеченные особенности расселения

планктонных фораминифер обусловлены холодными условиями в Южной Атлантики. Относительно холодное состояние Южной Атлантике (за исключением нескольких эпизодов потепления) косвенно свидетельствует о существовании ледового покрова в Антарктиде [Bush et al., 1997]. Глобальное похолодание в позднем мелу Южной Атлантики (по скв. 511) отмечено [Huber et al., 1995].

В отличие от Южной Атлантики, Индо-Средиземноморские акватории Южного полушария на всем протяжении позднего мела были очень широко заселены тепловодными тропическими и субтропическими планктонными фораминиферами, что, скорее всего, связано с существовавшим здесь круговоротом теплых вод.

Иногда, в позднем альбе–раннем сеномане и в конце кампана – начале маастрихта различия в поверхностных водах Южной Атлантики и Индийско-Средиземноморских акваторий сглаживались.

6.3.6. Разнообразие видов планктонных фораминифер в меловом периоде

Изменение видового разнообразия меловых планктонных фораминифер изучалось нами на примере верхнемеловых отложений Центральной Азии (Копетдаг, Бадхыз, Туакыр, Юго-Западные отроги Гиссарского хребта, Таджикская депрессия, Юго-Западный Дарваз) [О. Корчагин, 2001] и по материалам, опубликованным в работах [Premoli Silva, Sliter, 1999; G.T.E.F.P., 1979; Leckie, 1989] (рис. 47).

Установленное нами изменение численности видов планктонных фораминифер в разные века позднего мела в Центральной Азии и опубликованные данные по изменению этого разнообразия в других регионах имеют много общего. Некоторые различия между ними могут быть вызваны различиями в использованных классификациях планктонных фораминифер, в фациальном составе отложений и в полноте разрезов.

Разнообразие видов планктонных фораминифер в меловом периоде было минимальным в берриасе–среднем барреме, резко повысилось (до 24–29 видов) в среднем апте и сократилось к концу апта. С альба разнообразие устойчиво повышалось, с небольшими отклонениями в сторону понижения в раннем сеномане, позднем туроне, раннем кампане и резким снижением в среднем и позднем маастрихте. Ассоциации планктонных фораминифер достигли максимального видового разнообразия в конце кампана и раннем маастрихте (до 56–61 вида).

Отметим, что, если на протяжении берриаса–позднего альба планктонные фораминиферы обитали только в поверхностном слое водной колонки, то в конце альба и раннем сеномане возникли глубоководные планктонные фораминиферы, и позднемеловые ассоциации представлены обитателями поверхностного и глубинного слоев водной колонки. Очень высокое разнообразие видов планктонных фораминифер во второй половине позднего мела отражает появление многочисленных скульптированных форм – массивных, толстостенных, бугристых, с массивными умбиликальными валиками, с буллами или пластинами, прикрывающими апертуру, трубчатыми выростами, высокой шиповатостью, бугристостью и ребристостью поверхности раковин.

Сравнение изменения численности видов планктонных фораминифер в меловом периоде с кривыми колебаний уровня мирового океана и изменений площади суши [Smith et al., 1994] показывает, что в раннемеловое время, особенно в апте-альбе, когда в составе ассоциаций планктонных фораминифер входили исключительно обитатели поверхностных вод, изменение разнообразия видов хорошо соотносится с колебаниями уровня мирового океана. Повышение разнообразия видов планктонных фораминифер в позднем мелу перестает совпадать с эвстатическими колебаниями уровня мирового океана в то время, когда в составе ассоциаций появились относительно глубоководные однокилевые спирально-уплощенные планктонные фораминиферы. Происходит это с конца альба – раннего сеномана. Этому могло способствовать усиление (если не формирование) стратификации водной колонки.

Таким образом, можно предположить, что в раннемеловое время разнообразие видов контролировалось биогеографическими обстановками – увеличением и сокращением площадей мелководных морей, т.е. расширением или сокращением освоенных планктонными фораминиферами экологических ниш. Эти наблюдения подтверждают сделанный ранее для неогена вывод о связи изменения разнообразия планктонных фораминифер и эвстатических колебаний уровня мирового океана [Wie, Kennet, 1986]. По нашим наблюдениям, с позднего альба – раннего сеномана, разнообразие видов планктонных фораминифер стало зависеть и от стратификации водных масс и определяться также возникавшими в результате этого новыми глубинными эколо-

гическими нишами, которые интенсивно осваивались планктонными фораминиферами.

Предполагаемое по появлению глубоководных планктонных фораминифер усиление стратификации водных масс позднемеловых океанов, возможно, стало следствием термальной стратификации, при которой возросли различия между палеотемпературами донных и поверхностных вод. В позднем альбе – коньяке условия с резко дифференцированными палеотемпературами донных и поверхностных вод устанавливались лишь на сравнительно короткое время (рис. 47). В позднем альбе и в конце сеномана, наоборот, вертикальный температурный градиент сильно снижался. Отчетливо же и устойчиво термальная дифференциация прослеживается в кампане и маастрихте. Причем, в кампане и маастрихте тенденции изменения палеотемператур донных и поверхностных вод очень близки. С альба–турона к кампану–маастрихту явно прослеживается тенденция к понижению как донных, так и поверхностных палеотемператур вод. Палеотемпературы донных и поверхностных вод в кампане и маастрихте в океанах приэкваториальной зоны устойчиво снижались. На этом фоне, в позднем кампане палеотемпературы поверхностных вод в океанах несколько возрастают. Они снижаются к середине маастрихта, а затем, к концу маастрихта, палеотемпературы донных вод вновь возрастают (событие *Contusotruncana contusa*).

Из изложенного видно, что разнообразие видов планктонных фораминифер на протяжении позднего мела повышается, тогда как палеотемпературы как донных, так и поверхностных вод в целом понижаются, особенно в кампане и маастрихте. Подчеркнем также, что увеличение разнообразия видов планктонных фораминифер в конце позднего мела связано с увеличением морфотипов скульптированных фораминифер. Следовательно, логично предположить, что этот процесс в конце мела отражает приспособление планктонных фораминифер к менее теплым (не холодным), а потому более плотным и вязким условиям водной среды. Отметим также, что увеличение разнообразия планктонных фораминифер в кампане и маастрихте может быть вызвано отчасти и усилением сноса с материков пищевых ресурсов. Об усилении сноса и интенсификации орогенеза в кампане и маастрихте может свидетельствовать, как ранее отмечалось, повышение соотношения Sr^{87}/Sr^{86}.

К концу маастрихта все высоко скульптированные формы, сформировавшиеся и приспособившиеся к умеренно-теплым водам кампанских и ранне-среднемаастрихтского океана, исчезли (вымерли).

Причиной этого выборочного вымирания, когда исчезли все высокоскульптированные формы, могло стать повышение палеотемпературы вод в конце маастрихта, приведшее к снижению плотности и вязкости водной среды, что понизило флотацию тяжелых скульптированных планктонных фораминифер.

Суммируя сказанное, следует подчеркнуть, что климат на протяжении мелового периода был более теплым, чем в настоящее время. Весьма теплым он был в позднем альбе – раннем сеномане. Климат оставался теплым также в конце сеномана – раннем туроне и в барреме–апте. Некоторое похолодание наблюдалось во второй половине среднего сеномана – первой половине позднего сеномана, в кампане и маастрихте. Максимальных значений оно достигло в начале среднего сеномана, конце раннего турона и среднем туроне.

В меловом периоде климат был более устойчивым в Северном полушарии, чем в Южном. В Южном полушарии климатические обстановки менялись часто и резко в сторону похолодания во второй половине среднего сеномана – первой половине позднего сеномана, в маастрихте и в сторону потепления – в кампане.

В моменты, когда климат становился особенно теплым, нарушалась стратификация водных масс, замедлялась их вертикальная циркуляция. В этих условиях тепло от высоких широт Северного полушария к высоким широтам Южного распределялось равномерно, а температурный градиент поверхностных вод был небольшим. По мере того, как климат становился менее теплым, напротив, возникала и усиливалась стратификация водных масс, усиливалась их вертикальная циркуляция. В кампане тепло смещалось в Южное полушарие, в маастрихте – в Северное.

В океанах и морях мелового периода прослеживается два типа циркуляции глубинных и поверхностных водных масс. В одних случаях глубинные воды перемещались от экватора к полюсам, а поверхностные от полюсов к экватору (в начале среднего сеномана, в конце раннего турона и среднем туроне), в других случаях, наоборот, глубинные воды перемещались от полюсов к экватору, а поверхностные от экватора к полюсам (в конце кампана – начале маастрихта). Кроме того, есть основания предполагать, что в отдельные отрезки времени глубинные воды перемещались от полюса к полюсу, в кампане – от южного к северному, в маастрихте – от северного к южному.

По тому, насколько равномерно или неравномерно расселялись планктонные фораминиферы в отдельные промежутки времени в Южном и Северном полушариях, можно предположить, что природа изменения климата в этих полушариях была разной. Так, потепления климата, когда границы тепловодных фаун в барреме–апте, в позднем альбе – раннем сеномане, в позднем кампане – раннем маастрихте, в конце маастрихта (событие *Contusotruncana contusa*) располагались на равном приближении как к Северному, так и Южному полюсам, видимо, были вызваны причинами общепланетарного характера. Похолодание климата, когда границы ареалов глубоководных фораминифер в обеих полушариях располагались на равном удалении от экватора, в начале среднего сеномана, в конце турона–среднем сеномане также, скорее, общепланетарны. Общепланетарные климатические флуктуации могли быть вызваны циклами Миланковича. В отдельные отрезки времени в кампане и в маастрихте климатические изменения, кроме того, могли иметь более локальные причины (например, интенсификация горообразования, например, похолодание в Южном Полушарии во второй половине среднего сеномана – первой половине позднего сеномана и в маастрихте).

Заключение

Проведенный анализ материала показал следующее.

Отмечается последовательное увеличение ареалов планктонных фораминифер от позднего триаса (точечный ареал) к концу позднего мела (субглобальный ареал). В юрское время наибольший ареал отмечается в оксфордском веке от 70° с.ш. (Тимано-Печорский бассейн) на севере до 8° ю.ш. (Эфиопия) на юге. Наибольшего распространения в мезозое эта группа достигла в позднем мелу. Максимально на север (Северная Аляска) планктонные фораминиферы проникли в туроне, максимально на юг (острова Росса, Антарктида) – в позднем кампане.

Таксономическое разнообразие планктонных фораминифер отчетливо возрастает с позднего триаса до маастрихта, что отражает естественный ход биологической эволюции и адаптивную радиацию этой группы. Что касается колебаний разнообразия мезозойских планктонных фораминифер, то они связаны с изменением климата, палеотемпературой водных масс в акваториях их обитания, эвстатическими повышениями и понижениями уровня мирового океана и стратификацией водной колонки.

Анализ соотношения размеров ареалов и биоразнообразия планктонных фораминифер показал, что между этими параметрами нет прямой зависимости. Расширение ареалов планктонных фораминифер в юрском и меловом периодах не сопровождалось и не было следствием увеличения их систематического разнообразия.

Можно также предположить, что разнообразие этой группы на ранних этапах их эволюции в юрское и раннемеловое время в значительной мере определялось трансгрессиями и регрессиями и соответствующими изменением площади морских бассейнов. В позднемеловое время рост разнообразия определялся уже не столько трансгрессиями и регрессиями, сколько усилившейся стратификацией водной колонки. Возникшие в связи с этим новые экологические ниши потребовали освоения дополнительных адаптивных пространств. Наряду с этим на высокое разнообразие биоты повлиял и возросший к концу мела вынос материала с материков, что в свою очередь повлекло к увеличению выноса пищевых ресурсов.

Именно последние факторы – стратификация водной колонки и увеличение пищевых ресурсов и определили чрезвычайно высокое морфологическое и генетическое разнообразие этой биоты во второй половине позднего мела.

Другим фактором, определяющим изменение разнообразия планктонных фораминифер, являются палеотемпературы и циркуляции водных масс. Следует отметить, что в юре максимумы видового разнообразия, совпадают с палеотемпературными оптимумами (тоар, оксфорд), тогда как в конце мела (кампан, маастрихт) рост видового разнообразия, напротив, совпадает с понижением палеотемпературы. Данный процесс отчетливо наблюдается, начиная с туронского века.

Переход гидросферы от палеотемпературного оптимума в барреме–среднем туроне к умеренно-теплой гидросфере в кампане-маастрихте, заставил организмы приспосабливаться к относительному понижению палеотемператур и связанным с этим увеличением вязкости водных масс. Это и определило возникновение новых многочисленных морфотипов – крупных, спирально-уплощенных, массивно орнаментированных, скульптированных форм.

Повышение же палеотемпературы глубинных вод в гидросфере на рубеже мела и палеогена, очевидно, привело к понижению вяз-

кости вод, что могло вызвать быстрое вымирание практически всех возникших незадолго до этого морфотипов с тяжелыми орнаментированными раковинами. Низкая вязкость воды стала препятствием к их флотации, фораминиферы "тонули".

Экспансия планктонных фораминифер происходила как за счет расширения их ареала в поверхностных водах, что связано прежде всего с климатическими оптимумами, так и с освоением всех батиметрических зон водной колонки, включая придонные слои. Этот процесс проявлялся вначале за счет освоения акваторий Северного полушария, как это наблюдалось в раннем туроне и только затем в Южном полушарии, как это происходило в позднем кампане. Отмечается совпадение ареалов позднемеловых планктонных фораминифер с ареалами современных представителей этой группы. Начиная с конца альба, экспансия фораминифер была направлена на освоение глубинных слоев водной колонки. Важно отметить, что глубинное распространение планктонных фораминифер было уже, чем у современных форм. Из этого можно заключить, что процесс распространения планктонных фораминифер не был завершен в меловое время и экспансия продолжалась в последующие эпохи.

Анализ данных показал, что как расширение ареала фораминифер, обитавших в поверхностных водах, так и проникновение их на глубину происходило во время одного из значительных потеплений климата в позднем альбе. Что касается распространения фораминифер на глубинах, то этот процесс активизировался в моменты относительного похолодания климата.

Литература

Азбель А.Я. Биостратиграфия среднего и верхнего оксфорда по фораминиферам // Средний и верхний оксфорд Русской платформы. Л.: Наука, 1989. С. 44–62.

Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. М.: Изд-во МГУ, 1962. 275 с.

Балахматова В.Т. О среднеюрских Globigreinidae и Globorotalidae // Палеонтология и стратиграфия: Тр. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та. М., 1953.

Горбачик Т.Н. Юрские и раннемеловые планктонные фораминиферы юга СССР. М.: Наука, 1986. 293 с.

Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И. Изменчивость и распространение в юрских отложениях типового вида рода *Globuligerina – G. oxfordiana* (Grigelis) (фораминиферы) // Палеонтол. журн. 1997. № 5. С. 3–10.

Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И. Вопросы систематики и номенклатуры раннего планктона (фораминиферы) // Там же. 1998. № 6. С. 3–11.

Григялис А.А. Globigerina oxfordiana sp. nov. – находка глобигирин в верхнеюрских отложениях Литвы // Науч. докл. высш. школы. Сер. геол.-геогр. наук. 1958. № 3. С. 109–111.

Григялис А.А., Месежников М.С., Яковлева С.П., Козлова Г.Э. Первые находки планктонных фораминифер в верхней юре бассейна р. Печоры // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 5. С. 926–927.

Джалилов М.Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1971. 209 с.

Джалилов М.Р., Атабекян А.А., Корчагин О.А., Хакимов Ф.Х. О крайне восточном пункте находок позднемеловых белемнителлид в южных районах СССР // Докл. АН ТаджССР. 1986. Т. 29, № 11. С. 619–623.

Джалилов М.Р., Гольтман Э.В., Корчагин В.И. и др. Биостратиграфия пограничных отложений сеномана и турона Таджикской депрессии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. С. 74–83.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 3. С. 3–16.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Там же. 1995. Т. 3, № 3. С. 15–41.

Кариев А.Р., Корчагин О.А., Макарова М.Г., Махкамов А.Б. Сопоставление верхнемеловых карбонатных отложений междуречья Западный Пшарт-Куленкоташ (Центральный Памир) // Докл. АН ТаджССР. 1989. Т. 32, № 8. С. 548–551.

Корчагин В.И., Хакимов Ф.Х. Стратиграфия верхнесенонских отложений Афгано-Таджикской депрессии // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 2. С. 427–430.

Корчагин О.А. Биостратиграфия сеноманских и туронских отложений Таджикской депрессии по фораминиферам: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1988. 20 с.

Корчагин О.А. Зональный стандарт турона по планктонным фораминиферам // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. М.: Геос, 2001. С. 52–72.

Корчагин О.А. Классификация мезозойских планктонных фораминифер. М.: Геос. 2003. 89 с.

Корчагин О.А., Кузнецова К.И., Брагин Н.Ю. Находка ранних планктонных фораминифер в триасе Крыма // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 1. С. 79–84.

Корчагин О.А., Махкамов А.Б., Хакимов Ф.Х. Об эпейрогенезе в позднемеловой истории геологического развития Таджикской депрессии и сопредельных с ней территорий // Докл. АН ТаджССР. 1989. Т. 32, № 7. С. 470–473.

Кеннет Дж.П. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 1/2. 384 с.

Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 176 с.

Кузнецова К.И. Стратиграфия и палеобиогеография поздней юры бореального пояса по фораминиферам. М.: Наука, 1979. 124 с.

Кузнецова К.И. Начало эволюционного пути планктонных фораминифер и особенности этого этапа (ранняя юра) // Докл. РАН. 2002. Т. 383, № 6. С. 801–806.

Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н. Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука, 1985. 134 с.

Кузнецова К.И., Успенская Е.А. Новые находки планктонных фораминифер в верхнеюрских отложениях Крыма // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 3. С. 748–751.

Левен Э.Я., Корчагин О.А. Пермо-триасовый биотический кризис и фораминиферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 4, № 1. С. 55–64.

Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата: Фанерозой. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. С. 218–230.

Морозова В.Г., Москаленко Т.А. Планктонные фораминиферы пограничных отложений байосского и батского ярусов Центрального Дагестана (Северо-Восточный Кавказ) // Вопр. микропалеонтологии. 1961. Вып. 5. С. 3–30.

Найдин Д.П. Меридиональные связи позднемеловой морской биоты Северного полушария // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 20, № 1. С. 8–14.

Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.М., Красилов В.А. Меловой период: Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 261 с.

Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.

Тейс Р.В., Найдин Д.П., Сакс В.Н. Определение позднеюрских и раннемеловых палеотемператур по изотопному составу кислорода в рострах белемнитов // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1968. Вып. 48.

Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б. и др. Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 42–63.

Шопф Т. Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.

Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР // Юрский период. М.: Наука, 1978. С. 29–91.

Ascoli P. Mesozoic-Cenozoic foraminiferal ostracodana calpionellid zonation of the North Atlantic margin of North America. Geirges Bank–Scotian basin and northeastern Grand Banks. Biostratigraphic correlation of 51 wells // Geol. Surv. Canada Open File. 1988. N 1791. P. 1–41.

Bandy O.L. The geological significance of coiling ratio in the foraminifer Globigerina pachyderma (Ehrenberg) // J. Paleontol. 1960. Vol. 34, N 4. P. 671–681.

Bandy O.L. Cretaceous planktonic foraminiferal zonation // Micropaleontology. 1967. Vol. 13, N 1. P. 1–31.

Banner F.T., Desai D. A review and revision of the Jurassic-Early Cretaceous Globigerinina with special reference to the Aptian assemblages of Speeton (North Jorkshire, England) // J. Micropaleontol. 1988. Vol. 7. P. 143–185.

Banner F.T., Strank A.R. On Wondersella athersuchi, a new stratigraphically significant hedbergellig foraminifer from the Cretaceous Shuaiba Formation in the Middle East // Ibid. 1987. Vol. 6, N 1. P. 39–48.

Barrera E. Global enviromental changes preceding the Cretaceous-Tertiary boundary: Early-Late Maastrichtian transition // Geology. 1994. Vol. 22. P. 877–880.

Barron E.J., Peterson W.H., Pollard D., Thompson S.L. Past climate and the role of ocean heat transport: Model simulations for the Cretaceous // Paleoceanography. 1993. Vol. 8. P. 785–798.

Barron E.J., Washington W.M. Atmospheric circulation during warm geologic periods: Is the equator-to-pole surface-temperature gradient the controlling factor? // Geology. 1982. Vol. 10. P. 633–636.

Barron E.J., Washington W.M. The role of geographic variables in explaining paleoclimates: Results from Cretaceous climate model sensitivity studies // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 1267–1279.

Barron E.J., Washington W.M. Warm Cretaceous climates: High atmospheric CO_2 as a plausible mechanism // The carbon cycle and atmospheric CO_2: Natural variations archean to present. Wash. (D.C.): Amer Geophys. Union, 1985. P. 546–553. (Geophys. Monogr.: Vol. 32).

Bars H., Ohm U. Der Dogger des Profils Rocchetta, Prov. Trient, Italien. Globigerina spuriensis n.sp. // Neues Jb. Geol. Paläontol. Monatsh. 1968. S. 577–590.

Bartentein H., Brand E. Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwestdeutschen Lias und Dogger // Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges. 1937. Bd. 439. S. 1–224.

Be A.W. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera // Oceanic micropaleontology / Ed. A.T. Ramsay. N.Y.: Acad. press, 1977. Vol. 1. P. 1–100.

Be A.W.H., Ericson D.B. Aspects of calcification in planktonic foraminifera (Sarcodina) // Ann. N.Y. Acad. Sci. 1963. Vol. 109, art. 1. P. 65–81.

Bielecka W., Styk O. Analiza zespolow microfauny oksfordu i kimerydu Polski nizowej w zaleznosci od roznic facjalnych // Kwart. geol. 1968. Wol. 12, N 2. S. 342–344.

Bignot G., Guyader J. Observation nouvelles sur Globigerina oxfordiana Grigelis // Proc. II Planktonic conf., Roma, 1970 / Ed. A. Farinacci. Roma, 1971. Vol. 1. P. 79–81.

Bignot G., Janin M.-C. Decouverte de Globuligerina oxfordiana (Foraminifere planctonique) dans le Bajocien stratotipigne de la Falaise des Hachetts (Sainte-Honorine-des Pertes, Calvados, France) // C.r. Acad. sci. B. 1984. T. 292, N 17. P. 177–184.

Bolli H.M. The direction of coiling in planktonic foraminifera // Micropaleontology of oceans. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1971. P. 639–648.

Boltovskoy E. Distribution of planktonic foraminifera as indicators of water masses in the western part of the Tropical Atlantic // Proc. of Symp. oceanography and fisheries res. Trop. Atlantic. P., 1969a. P. 45–55.

Boltovskoy E. Living planktonic foraminifera at the 90° E meridian from the equator to the Antarctic // Micropaleontology. 1969b. Vol. 15, N 2. P. 237–255.

Boltovskoy E. Note on the determination of absolute surface water paleotemperature by means of the foraminifer *Globigerina bulloides* d' Orbigny // Paläontol. Ztschr. 1973. Bd. 46. S. 152–155.

Boundagher-Fadel M.K., Banner F.T., Gorbachik T.N. et al. Evolution in the Early Cretaceous planktonic foraminiferal genus Bleifuscuiana // Neues Jb. Geol. Paläontol. Abt. 1996. Bd. 202. S. 243–258.

Bradshow J.S. Ecology of living planktonic foraminifera in the north and equatorial Pacific Ocean // Cushman Found. Foraminiferal Res. Contrib. 1959. Vol. 10, pt 2. P. 25–64.

Bragin N.Y., Korchagin O.A., Bragina L.G. et al. Cenomanian foraminifera and radiolarian from the Tomolar formation, Central Pontides, Turkey // IV Intern. symp. Eastern geol. abstr. Kazan, 2001. P. 40.

Bralower T.J., Thierstain H.R. Low productivity and slow deep-water circulation in Mid-Cretaceous oceans // Geology. 1984. Vol. 12. P. 614–618.

Brass G.W., Southam J.R., Peterson W.H. Warm aline bottom water in the ancient ocean // Nature. 1982. Vol. 296. P. 620–622.

Brassier M., Geleta Sh. A planktonic marker and Callovian-Oxfordina fragmentation of Gondwana: Data from Ogaden Basin, Ethiopia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1993. Vol. 104. P. 177–184.

Bush A.B., Philander G.H. The late Cretaceous: Simulation with a coupled atmosphere-ocean general circulation model // Paleoceanography. 1997. Vol. 12. P. 495–516.

Clarke L.J., Jenkyns H.G. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere // Geology. 1999. Vol. 27. P. 699–702.

D'Hont S., Arthur M.A. Late Cretaceous oceans and the cool tropic paradox // Science. 1996. Vol. 271. P. 1838–1841.

Douglas R.G. Paleozoogeography of Late Cretaceous planktonic foraminifera in North America // J. Foraminiferal Res. 1972. Vol. 2, N 1. P. 14–34.

Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from the central North Pacific // Init. Rep. DSDP. 1973. Vol. 17. P. 591–605.

Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean // Ibid. 1975. Vol. 32. P. 509–520.

Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen isotopic evidence for the depth stratification of Tertiary and Cretaceous planktonic foraminifera // Mar. Micropalaeontol. 1978. Vol. 3. P. 175–196.

Erbacher J., Hembelen C., Huber B.T., Markey M. Correlating environmental changes during Albian oceanic anoxic event 1B using benthic foraminiferal paleoecology // Ibid. 1999. Vol. 38. P. 7–28.

Fenninger A., Holzer H. 1. Fazier und Palaeogeographie des obersotalpen Malm // Sonderdruck Mitt. Geol. Ges. Wien. 1970. N 63. S. 1–140.

Frakes L.A. Climates throughout geological time: The Jurassic period. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 160–168.

Frakes L.A. Estimating the global state from Cretaceous sea surface and continental temperature data // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1999. Vol. 332. P. 49–57.

Francis J.E. Palaeoclimates of Pangea – geological evidence // Pangea: Global environments and resources. Calgary, 1994. P. 265–274. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; N 17).

Frerichs W.E., Heiman M.E., Borgman L.E., Be A.W.H. Latitudinal variations in planktonic foraminiferal test porosity. 1. Optical studies // J. Foraminiferal Res. 1972. Vol. 2. P. 6–13.

Fuchs W. // Verh. Geol. Bundesanst. 1973. H. 3. S. 445–487.

Fuchs W. Zur Stammesgeschichte du Planktonforaminiferen und verwandter Formen im Mesozoikum: (Eine vorläufige Betrachtung) // Jb. Geol. Bundesanst. 1975. Bd. 118. S. 193–246.

Golonka J., Ross M.I., Scotise C.R. Phanerozoic and paleoclimatic modeling maps // Pangea: Global environments and Resources. Calgary, 1994. P. 1–47. (Canad. Petrol. Geol. Mem.; N 17).

Gorbatchik T.N., Kuznetsova K.I. Jurassic and Early Cretaceous planktonic foraminifera (Favusellidae): stratigraphy and paleogeography // Zitteliana. 1983. Bd. 10. S. 459–466.

Gordon W.A. Biogeographi of Jurassic foraminifera // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81. P. 1689–1704.

Görög A. Early Jurassic planktonic foraminifera from Hungary // Micropaleontology. 1994. Vol. 40. P. 225–260.

Gradstein F.M. Paleoecology and stratigraphy of Jurassic abyssal foraminifera in the Blake-Bahama basin, Deep Sea Drilling Project Site 534 // Init. Rep. DSDP. 1983. Vol. 76. P. 537–559.

Graciansky P.C., Deroo P.G., Herbin J.P. et al. Ocean-wide stagnation episodes in the Late Cretacous // Geol. Rdsch. 1986. Bd. 75, N 1. S. 17–41.

Grigelis A., Norling E. Jurassic geology and foraminiferal faunas in the NW part of the East European Platform a Lithuanian-Swedish geotraverse study. Uppsala, 1999. 101 p. (Res. Pap. SGU Ser. Ca; N 89).

G.T.E.F.P. (Groupe de Travail Europeen des foraminiferes planctoniques). Atlas de foraminiferas planktoniques du Cretace Moyen (Mer Boreale et Tethys) // Cahiers de micropaleontologie / Nat. Res. Sci. P., 1979. P. 1–185.

Hardenbol J., Thierry J., Farrey M.B. et al. Cretaceous sequince chronostratigraphy // SEPM. Spec. Publ. 1998. Vol. 60, chart 4.

Hart M.B., Bailey H.W. The distribution of the planktonic foraminiferida in the Mid-Cretaceous of NW Europe // Aspekte Kriede Europas. IUGS Ser. A. 1979. N 6. P. 527–542.

Hart M.B., Oxford M.J., Hudson W. The early evolution and palaeobiogeography of Mezozoic planktonic foraminifera // Paleobiogeography and biodiversity change: The Ordovician and Mezozoic-Cenozoic radiations. L., 2002. P. 115–125. (Geol. Soc. London. Spec. Publ.; Vol. 194).

Huber B.T. Upper Campanian-Paleocene foraminifera from the Jamas Ross Island region, Antarctic Peninsula // Geol. Soc. Amer. Mem. 1988. Vol. 169. P. 163–252.

Huber B.T., Hodell D.A., Hamilton C.P. Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // Bull. Geol. Soc. Amer. 1995. Vol. 107. P. 1164–1191.

Huber B.T., Leckie R.M., Norris R.D. et al. Foraminiferal assemblage and stable isotope change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic // J. Foraminiferal Res. 1999. Vol. 29, N 4. P. 392–417.

Huber B.T., Norris R.D., Kennet G.M. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // Geology. 2002. Vol. 30, N 2. P. 123–126.

Ingram B.L., Coccioni R., Montanari A., Richer F.M. Strontium isotopic composition of Mid-Cretaceous seawater // Science. 1994. Vol. 264. P. 546–550.

Iovcheva P., Trifonova E. Globigerina of the Tithonian in the N.-W. of Bulgaria // Tr. verkhu geologiyata na Bulgaria. Ser. paleont. 1961. Vol. 3. P. 343–347.

Jeans C.V., Long D., Hall M.A. et al. The geochemistry of the Plenus Marls at Dover, England: Evidence of fluctuating oceanographic conditions and of glacial control during the development of the Cenomanian-Turonian $\delta^{13}C$ anomaly // Geol. Mag. 1991. Vol. 128, N 6. P. 603–632.

Jenkyns H.C., Gale A.S., Corfield R.M. Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance // Ibid. 1994. Vol. 133, N 1. P. 1–34.

Keller G. The End-Cretaceous mass extinction in the marine realm: year 2000 assessment // Planet. Space Sci. 2001. Vol. 49. P. 817–830.

Keller G., Han Q., Adatte T., Burns S. Palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England // Cretaceous Res. 2001. Vol. 22. P. 391–422.

Kennet J.P. Globorotalia truncatulinoides as a paleooceanographyc index // Science. 1968. Vol. 159. P. 1461–1463.

Kolondy Y., Raab M. Oxygen isotopes in phosphatic fish ramains from Israel: Paleothermometry of tropical Cretaceous and Tertiary shelf waters // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1988. Vol. 64. P. 59–67.

Kristan-Tollmann E. Foraminiferen aus dem Oberanis von Leidapo bei Guiyang // Mitt. Osterr. Geol. Ges. 1983. Bd. 76. S. 289–323.

Kusera M., Malmgren B.A. Latidudinal variation in the planktonic foraminifer *Contusotruncana contusa* in the terminal Cretaceous ocean // Mar. Micropaleontol. 1996. Vol. 28. P. 31–52.

Kusera M., Malmgren B.A. Terminal Cretaceous warming event in the mid-latitude South Atlantic Ocean: Evidence from poleward migration of *Contusotruncana contusa* (planktonic foraminifera) morphotypes // Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. Vol. 138. P. 1–15.

Kuznetsova K., Grigelis A., Adjamian J. et al. Zonal stratigraphy and foraminifera of the Tethyan Jurassic (Eastern Mediterranean). L.; Amsterdam: Gordon and Breach, 1996. 256 p.

Lang H.R., McGugan A. Cretaceous (Albian-Turonian) foraminiferal biostratigraphy and paleogeography of Northern Montana and Southern Alberta // Canad. J. Earth Sci. 1988. Vol. 25. P. 316–342.

Leckie R.M. A paleooceanographic model for the early evolutionary history of planktonic foraminifera // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1989. Vol. 73. P. 107–138.

Loeblich A.R., Tappan H. Cretaceous planktonic foraminifera. 1. Cenomanian // Micropaleontology. 1961. Vol. 7. P. 257–304.

Loeblich A.R., Tappan H. Treatise on invertebrate paleontology. Pt C. Protista. Lowrense: Univ. Kansas press, 1964. Pt 1. P. C1–C510a.

Lowenstam H.A., Epstein S. Paleotemperatures of the Post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method // J. Geol. 1954. Vol. 62, N 3. P. 207–248.

Marincovich L.J., Brouwers E.M., Hopkins D.M., McKenna M.C. Late Mezozoic and Cenozoic paleogeography and paleoclimatic history of the Arctic Ocean Basin, based on shallow-water marine faunas and terrestrial vertebrates // The geol. of North America. Boulder (Colo.), 1990. Vol. L: The Arctic Ocean region. P. 403–426.

Marshall J.D. Climatic and oceanography isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation // Geol. Mag. 1992. Vol. 129, N 2. P. 143–160.

McNeil D.H., Caldwell G.E. Cretaceous rocks and their foraminifera in the Manitoba Escapment // Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 1981. N 21. P. 1–314.

Miller A.R., Barrera E., Olsson R.K. et al. Does ice drive early Maastrichtian eustacy? // Geology. 1999. Vol. 27. P. 783–786.

Mornod L. Les *Globorotalides* du Cretace superieur du Montsalvens (Prealpes fribougeoises) // J. Soc. paleontol. suisse. P. 573–596.

Norris R.D., Bice K.L., Magno E.A., Wilson P.A. Jigging the tropical thermostat in the Cretaceous hothouse // Geology. 2002. Vol. 30, N 4. P. 299–302.

Norris R.D., Kroon D., Huber B.T., Erbacher J. Cretaceous-Palaeogene ocean and climate change in the subtropical North Atlantic // Proc. Ocean Drilling Proiect Sci. Results. 1998. Vol. 171B. P. 1–749.

Norris R.D., Wilson P.A. Low-latitude sea-surface temperatures for the Mid-Cretaceous and the evolution of planktonic foraminifera // Geology. 1998. Vol. 26. P. 823–826.

Paul C.R.C., Lamolda M.A., Mitchell S.F. et al. The Cenomanian-Turonian boundary at Eastbourne (Sussex), U.K.: A proposed European reference section // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1999. Vol. 150. P. 83–121.

Pazdrova O. Bathonian Globigerina of Poland // Roczn. Pol. tow. geol. 1969. Wol. 39. S. 41–56.

Pearson R. Climate and evolution. L.: Acad. press, 1978. 74 p.

Podobina V.M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basins based on foraminifera // Proc. IV Intern. workshop on agglutinates foraminifera. Krakow: Grzybowski Foundation Spec. publ., 1993. P. 239–247.

Premoli Silva I., Sliter W.V. Cretaceous paleoceanography: Evidence from planktonic foraminiferal evolution // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1999. N 332. P. 301–328.

Price G.D. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic // Earth Sci. Rev. 1999. Vol. 48. P. 183–210.

Salaj J., Borza K., Samuel O. Triassic foraminifers of the West Carpathians. Bratislava: Geol. Ust. Dionyza Stura, 1983. 213 p.

Scheibnerova V. Some new views on the Cretaceous biostratigraphy, based on the concept of foraminiferal biogeoprovinces // Res. Geol. Surv. N.S.W. 1971. Vol. 14, N 1. P. 85–87.

Schlanger S.O., Jenkyns H.C. Cretaceous anoxic events: Causes and consequences // Geol. Mijnbouw. 1976. Vol. 55. P. 179–184.

Schwartzbach M. The climatic history of Europe and North America // Descriptive paleoclimatology. N.Y.: Wiley, 1961. P. 255–291.

Sellwood B.W., Price G.D., Calders P.J. Cooler estimates of Cretaceous temperatures // Nature. 1994. Vol. 370. P. 453–455.

Smith A.G., Smith D.G., Funnell B.M. Atlas of Mesozoic and Cenozoic coaslines. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1994.

Stam B. Quantitative analyses of Middle and Late Jurassic foraminifera from Portugal and implication for the grand banks of Newfounland // Micropaleontol. Bull. 1986. N 34. P. 1–16.

Stoll H.M., Schrag D.P. High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet? // Bull. Geol. Soc. Amer. 2000. Vol. 112. P. 308–319.

Tappan H., Loeblich A.R.J. Evolution of the oceanic plankton // Earth Sci. Rev. 1973. Vol. 9. P. 207–240.

Terquem O., Berthelin G. Etude microscopigne des marnes du Lias moyen d'Esseyles Nancy, zone inferieur de l'assise a Ammonites margaritatus // Mem. Soc. geol. France. Ser. 2. 1875. Vol. 10, N 3. P. 1–126.

Thierstein H.R. Inventory of paleoproductivity records: The Mid-Cretaceous Enigma // Productivity of the ocean: Present and past. 1989. P. 355–375.

Vernal A., Hillare-Marcel C. Sea-ice cover, sea-surface salinity and halo-thermocline structure of the northwest North Atlantic: Model versus full glacial conditions // Quartenary Sci. Rev. 2000. Vol. 19. P. 65–85.

Wernli R. Les protoglobigérines (foraminiféres) du Bajocien inférieur des soft (Rif, Maroc) // Eclog. geol helv. 1987. Vol. 80, N 3. P. 817–829.

Wernli R. Les protoglobigérines (foraminifers) du Toarcien et de l'Aálenien du Domuz Dag (Taurus occidental, Tarquie) // Ibid. 1988. Vol. 81, N 3. P. 661–668.

Wernli R. Les foraminiferes globigeriniformes (Oberhauserellidae) du Toarcian inferieur de Teysachaux (Préalpes medianes, Fribourg, Suisse) // Rev. Paleobiol. 1995. Vol. 14. P. 257–269.

Wernli R., Görög A. Protoglobigerinias (foraminifera) acid extracted from Bajocian limestone (Hungary) // Rev. esp. micropaleontol. 1999. Vol. 31, N 3. P. 419–426.

Wernli R., Kindler P. Les "Protoglobigérines" du Callovo-Oxfordien de Chatillon-sur Cluses (Préalpes unternes, Haute-Savoie, France) // Eclog. geol. helv. 1986. Vol. 79, N 1. P. 137–147.

Wie K.Y., Kennet J.P. Taxonomic evolution of Neogene planktonic foraminifera and paleoceanographic relations // Paleoceanography. 1986. Vol. 1, N 1. P. 67–84.

Wilson P.A., Norris R.D. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the Mid-Cretaceous period // Nature. 2001. Vol. 412. P. 425–429.

Wilson P.A., Norris R.D., Cooper M.J. Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise // Geology. 2002. Vol. 30, N 7. P. 607–610.

Wilson P.A., Opdyke B.N. Equatorial sea-surface temperatures for the Maastrichtian revealed through remarkable preservation of metastable carbonate // Ibid. 1996. Vol. 24. P. 555–558.

Yildiz A., Ozdemir Z. Biostratigraphic and isotopic data on the Coreklik member of the Hikmhan Formation (Campanian-Maastrichtian) of SE Turkey and their palaeoenvironmental significance // Cretaceous Res. 1999. Vol. 20. P. 107–117.

Zachos J.C., Arthur M.A. Paleoceanography of the Cretaceous/Tertiary boundary event: Inferences from stable isotopic and other data // Paleoceanography. 1986. Vol. 1, N 1. P. 5–26.

Zakharov V.A. Climatic fluctuations and other events in the Mezozoic of the Siberian Arctic // Proc. Intern. conf. on Arctic margins, 1992. Anchorage, 1994. P. 23–28.

Zaninetti L. Les Foraminiferes du Trias // Riv. ital. paleontol. 1976. Vol. 82, N 1. P. 1–258.

Глава 7

ДИНАМИКА И ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ

Н.М. Чумаков

Еще недавно безледниковый климат мезозоя представлялся сравнительно равномерным не только в пространстве, но и во времени. Исследования последних лет показывают, что это не совсем так и что динамика климатических изменений в безледниковые периоды была достаточно сложной, а сами изменения были значительными и порой весьма быстрыми.

7.1. Общий климатический тренд

В самом общем виде климатические изменения позднего мезозоя можно охарактеризовать, как осложненное многочисленными осцилляциями потепление от юры до среднего мела и затем некоторое похолодание. Этот процесс сопровождался неравномерной гумидизацией суши. Гумидизация происходила в два этапа. Первым весьма значительным событием было возникновение экваториального гумидного пояса в альбе. Оно совпало с раскрытием Южно-Атлантического океана. В дальнейшем до конца мела, этот пояс одновременно с океаном постепенно расширялся. Одновременно с этим происходила гумидизация суши, обусловленная повышением уровня океана, развитием трансгрессии на континентах и общим потеплением. Своего максимума гумидизация суши достигла в маастрихте, когда высокоширотные, среднеширотные и экваториальный гумидные пояса в общей сложности составляли около 75% суши.

Более сложно и динамично в результате осцилляций изменялся в позднем мезозое температурный режим Земли. В целом можно считать, что очень медленное потепление в юре сменилось в раннем мелу небольшим похолоданием, затем значительным потеплением в конце раннего мела – первой половине позднего мела, а затем снова похолоданием в конце позднего мела (рис. 63, см. также [Royer et al., 2004]). Такую точку зрения на климатическую историю позднего мезозоя разделяют не все исследователи. Л. Фрейкс с соавт. [Frakes et al., 1992], основываясь на беглых, а частично не вполне достоверных, упоминаниях в литературе о сезонных ледовых отложениях и глендонитах, сильно переоценивают масштабы и длительность похолодания в начале мела. Они выделяют в середине позднего мезозоя глобальное климатическое подразделение самого крупного ранга – "прохладную моду" ("cool mode"), занимающую временной интервал от средней юры до нижнего мела включительно. Хотя эти авторы подчеркивают, что не предполагают наличия оледенений в данном интервале, "прохладная мода" мезозоя ставится ими в один ряд с позднедокембрийским, ранне- и позднепалеозойскими и позднекайнозойским ледниковыми периодами, которые тоже рассматриваются ими, как "прохладные моды". Более радикальную точку зрения развивает Г. Прайс [Price, 1999]. Он выделяет в позднем мезозое четыре или пять интервалов, возможно коротких*, с ледниковым или морозным полярным климатом в бат-байосе, титоне, валанжине, апте и возможно в плейнсбахе. Он предполагает, что во время этих похолоданий возникали полярные шапки, размером около одной трети от современных. Эти представления не кажутся достаточно обоснованными. Особенно это касается юрских галечных аргиллитов. Уже отмечалось (гл. 2), что почти все местонахождения юрских галечных аргиллитов, указанные в работах Л. Фрейкса с соавт., особенно в работе Г. Прайса [Price, 1999], отнесены к ледовым отложениям, предположительно или имеют иной генезис. В них не было найдено никаких следов ледниковых отложений. Г. Прайс склонен включать в тиллиты все тиллоиды, все несортированные породы с галькой и конгломераты [Price, 1999]. Ледниковые условия он понимает тоже слишком широко, включая в них

* Г. Прайс допускает, что это были очень короткие похолодания, аналогичные тем "snaps", которые предполагают Р. Дингл и М. Лавелл в кампане и маастрихте Антарктики [Dingle, Lavelle, 1998].

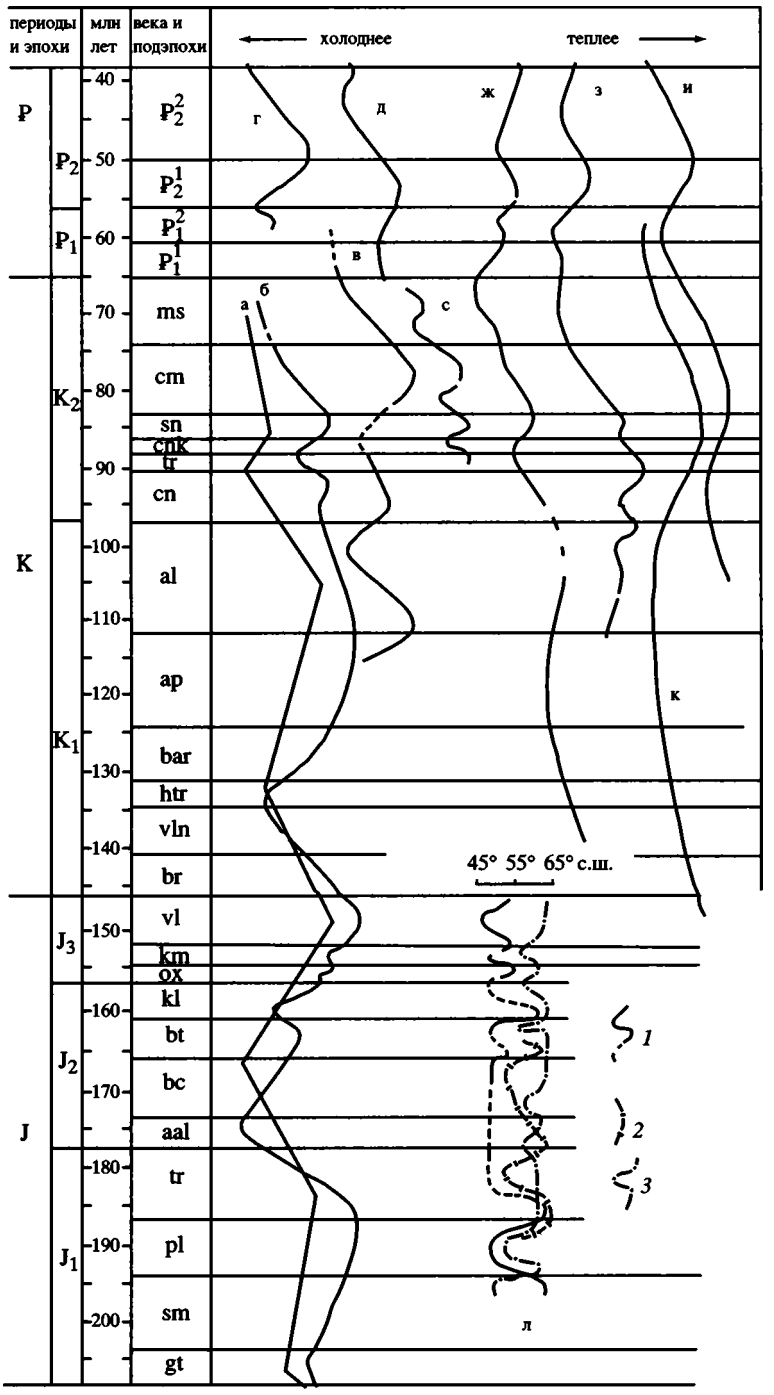


Рис. 63. Сопоставление меловых и кайнозойских климатических колебаний в различных широтах Северного и Южного полушарий

а – условные среднегодовые температуры в Сибири по изотопно-кислородным данным и Ca/Mg [Гольберт, 1987]; б – относительные изменения температуры на севере Сибири по литологическим и палеонтологическим данным [Величко и др., 1994]; в – относительные изменения температуры в горных районах С.В. Азии по палеоботаническим данным (Крашенинников и др., 1990); г – относительные изменения январских температур в Северо-Восточной Сибири [Величко и др., 1994]; д – относительные изменения температуры на Корякском нагорье и Камчатке по данным палеоботаники и фораминиферам [Fot'janova, Serova, 1994]; е – температуры в Северо-Западной Пацифике по кислородно-изотопным и палеоботаническим данным [Zakharov et al., 1999]; ж – температуры поверхностных вод в низких широтах по кислородно-изотопным данным [Douglas, Woodraff, 1981]; з – температуры поверхностных вод в средних широтах Индийского океана по кислородно-изотопным данным [Clarke, Jenkyns, 1999]; и – относительные изменения температуры на Антарктическом полуострове по геохимическим и другим данным [Dingle, Lavelle, 1998]; к – изменения температуры по кислородно-изотопным данным в Антарктике [Ditchfield et al., 1994]; л – инвазии тетических и бореальных форм морских беспозвоночных в юрские бассейны северо-восточной Азии. *1* – тетические аммониты; *2* – тетические фораминиферы; *3* – бореальные аммониты [Величко и др., 1994].

сезонное замерзание бассейнов. Из всех перечисленных Л. Фрейксом с соавт. и Г. Прайсом юрских месторождений сезонных ледовых отложений остается лишь Свердрупское, которое практически не описано (упомянуто в тезисах доклада) и, кроме того, датируется как позднеюрское-раннемеловое. Со стратиграфической привязкой рассеянных камней связано еще одно слабое место в построениях Л. Фрейкса с соавторами. Они обычно относят такие находки ко всему указанному стратиграфическому интервалу, даже если он из-за недостатка палеонтологических данных определен в очень широких пределах. В действительности рассеянные камни встречаются в отдельных пластах или пачках и достаточно редко. Они никак не характеризуют весь интервал целиком. Из приведенных данных видно, что убедительных геологических фактов считать среднюю и позднюю юру Арктики "прохладной" или, тем более, ледниковой нет. Этим представлениям противоречат и палеонтологические и геохимические факты. Следующие в средней и поздней юре одна за другой инвазии тетических форм аммонитов в Арктический бассейн указывают на его потепления в эти эпохи (рис. 63). В батском ярусе Шотландии по отолитам изотопно-кислородным методом определены палеотемпературы около 23°С [Patterson, 1999], что указывает на жаркий климат средних палеоширот. Напомним, что южная полярная область в средней и поздней юре также характеризовалась преимущественно умеренно-теплым [Pole, 1999; Thorn, 2001] и в меньшей степени умеренно-прохладным климатом, возможно с эпизодически возникавшими горными ледниками [Rees et al., 2000].

Что касается ледовых отложений раннего мела, то сезонный генезис раннемеловых ледовых отложений довольно убедительно доказал для Южной Австралии и [Frakes et al., 1995 и др.] и Шпицбергена [Hambrey et al., 1981 и др.] и возможен для галечных аргиллитов северо-восточной Аляски* [Detterman et al., 1975]. Палеонтологически эти местонахождения датируются ранним неокомом и поздним аптом – ранним альбом в южной Австралии [Frakes et al., 1995], поздним аптом – ранним альбом на Шпицбергене [Hambrey et al., 1981], неокомом на Северо-Востоке Аляски [Detterman et al., 1975].

Средне-неокомское похолодание подтверждается изотопно-кислородными данными. В средних палеоширотах температуры верхнего слоя вод в раннем валанжине составляли 15 °С, в позднем валанжине – раннем готериве 11 °С, в позднем готериве 13 °С (юг Франции, белемниты [Van de Schootbrugge et al., 2000]. Основываясь на детальных климатических кривых (в том числе на рис. 63б), можно полагать, однако что неокомский и апт-альбский интервалы похолоданий были разделены потеплением в апте.

Приведенные данные показывают, что веских оснований обособлять средне- и позднеюрскую эпохи, как холодные, и включать их в единую юрско-раннемеловую "прохладную моду" нет. Все три юрские эпохи характеризовались сходными климатическими осцилляциями, которые устанавливаются по проникновению тетической фауны в высокие широты [Захаров и др., 2002], также рис. 63л. Похолодания раннего мела по своим амплитудам и продолжительности тоже не выходили за рамки климатических осцилляций, хотя и выделяются среди них несколько большими амплитудами. Никаких фактов, указывающих, что с юрскими и меловыми осцилляциями были связаны оледенения, нет.

7.2. Иерархия климатических колебаний

Как уже отмечалось, палеоклиматические реконструкции, сделанные для веков мелового периода и тем более для эпох юрского периода [Rees et al., 2000], усредняют климатические изменения за достаточно большие интервалы времени и поэтому могут выявить лишь длительные климатические изменения – тренды. Более короткие климатические колебания устанавливаются главным образом при детальном изучении полных стратиграфических разрезов литологическими, палеонтологическими и геохимическими методами. Среди последних ведущую роль играет изотопно-кислородный метод. Количество и качество климатически важных палеонтологических и геохимических данных быстро уменьшается от верхнемеловых отложений к более древним. Соответственно уменьшается детальность и достоверность климатических реконструкций. Поэтому динамика климатических изменений сравнительно хорошо изучена сейчас в позднемеловую эпоху и в меньшей степени в раннемеловую, и еще хуже в юрском периоде.

* Камни в этих галечных аргиллитах чрезвычайно однообразны и представлены лишь мелкими уплощенными и хорошо полированными кремневыми гальками, что кажется необычным для сезонных ледовых отложений, также как обилие в них марганцевых и железистых конкреций. По размеру, составу и поверхности эти камни несколько напоминают гастролиты, но их концентрация в породе, по-видимому, много выше, чем у гастролитов.

Все климатические изменения в позднем мезозое (как и вообще в фанерозое) происходили в определенных пределах и через какое-то характерное время завершались возвратом к состоянию близкому к начальному. Поэтому все или почти все эти изменения климата в первом приближении можно рассматривать как климатические колебания разной периодичности [Чумаков, 1995]. Понятие периодичность используется здесь в широком смысле этого слова. В действительности эти колебания не были строго гармоническими и периодическими и, следовательно, не являлись линейными. Об этом свидетельствуют характер климатических временных рядов и отдельные бифуркации периодов колебаний, обнаруженные при спектрально-временном анализе некоторых мезокайнозойских климатических колебаний [Чумаков, Олейник, 2002]. Строго говоря, такие колебания следует называть самоподобными, подобными или квазипериодическими, но в данной работе, чтобы не усложнять изложение, мы, ограничившись этой оговоркой, будем называть их так, как они обычно именуются в геологической литературе: периодическими. Спектр периодов климатических колебаний в позднем мезозое был весьма широким: от десятков млн лет до десятков тысяч лет. Колебания разных периодов накладывались друг на друга, что в определенной степени затрудняет их анализ, в особенности при неравномерной изученности стратиграфических разрезов.

Длинные климатические колебания. Наиболее крупные климатические колебания в позднем мезозое имели периоды первые десятки млн лет. Эти колебания проявились, например, в Сибири потеплениями в раннем тоаре, во второй половине волжского века, в конце апта – начале альба, вблизи границы сеномана и турона, в сантонском – кампанском веках, а похолоданиями в аалене, позднем валанжине – раннем готериве, туроне-коньяке и конце кампана – маастрихте (рис. 63а, б, в). Периоды этих колебаний, которые отнесены к рангу длинных климатических колебаний [Чумаков, 1995], имели здесь продолжительность порядка 20–40 млн лет. Сходные по возврату и длительности крупные колебания устанавливаются в меловом периоде при глобальной сводке изотопно-кислородных палеотемператур [Frakes, 1999]. Судя по этим данным, амплитуды подобных колебаний в районе экватора составляли от 3° до 7°С, а в высоких широтах до 10°–15 °С (рис. 64). По невошедшим в эту сводку новым изотопно-кислородным данным амплитуды крупных колебаний в

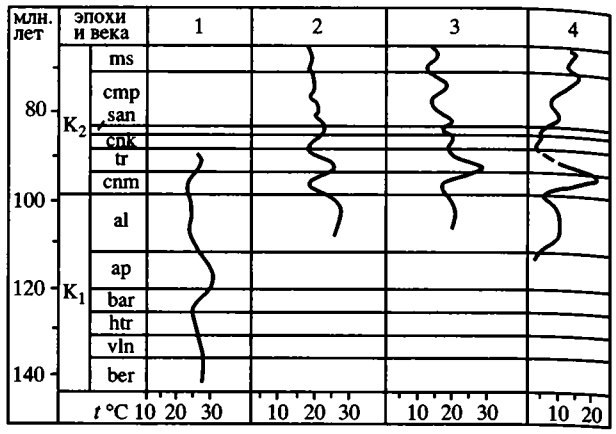


Рис. 64. Изменения температуры поверхности океана в меловой период по изотопно-кислородным данным на разных широтах

1 – приэкваториальные; 2 – около 20°; 3 – около 40°; 4 – около 60° [по данным Frakes, 1999]

средних северных широтах достигали в позднем мелу 10°–11 °С (о-ва Сахалин, Хоккайдо, раковины аммонитов) [Zakharov et al., 1999], а в средних южных широтах – около 3°–4 °С (Индийский океан, тонкая карбонатная фракция осадков) [Clarke, Jenkins, 1999]. Расхождения в двух последних случаях и в изотопно-кислородных определениях вообще связаны очевидно с разной природой анализируемого материала и рядом допущений при пересчете изотопных данных в палеотемпературы [Royer et al., 2004]. При этом могут использоваться разные методы пересчета, граничные условия и константы. В то же время, если этим методом получены временные ряды палеотемператур, то они, судя по ряду примеров, дают хорошее представление об относительных изменениях температур и, до некоторой степени, об амплитудах их изменений, в особенности, если определения сделаны по сходному материалу и при сходных допущениях.

Среднепериодические климатические колебания. Детальное изучение ряда интервалов юры и позднего мела показывает, что длинные колебания климата осложнялись осцилляциями с периодами несколько млн лет. Последние квалифицируются как среднепериодические (или средние климатические колебания). Примером таких колебаний в юрский период могут быть чередующиеся инвазии тетических и бореальных форм фауны в Западносибирский бассейн (рис. 63л). В позднем мелу они выявляются по изменению изотопно-кислородных палеотемператур в разрезах отдельных районов [Zakharov et al., 1999; Clarke, Jenkins, 1999], рис. 63е, з] и при глобальных обобщениях [Frakes, 1999; Barrera, Savin, 1999]. В средних широтах северного полушария амп-

литуды средних климатических колебаний составляли 2°–5 °С (Дальний Восток, раковины аммонитов, кампан-турон), а в южных средних палеоширотах от 0,5° до 2,5 °С (Индийский океан, тонкая карбонатная фракция, апт-кампан). Сводные работы свидетельствуют о небольших амплитудах среднепериодических колебаний в низких широтах (2°–3 °С) и значительных (5°–15 °С) в высоких широтах (рис. 64).

Эти данные хорошо согласуются с представлениями о большой чувствительности высоких широт к климатическим изменениям. Синхронные кампан-маастрихтские среднепериодические колебания температур с амплитудой 4°–6°С зафиксированы также в глубинных водах основных океанов [Barrera, Savin, 1999]. Необходимо подчеркнуть, что в отличие от поверхностных вод, в глубинных водах океанов палеотемпературы и амплитуды их колебаний мало зависели от широты. Следовательно, глубинные воды океанов в конце мела были столь же однородными, как ныне, но значительно более теплыми, даже, если учитывать сильное маастрихтское похолодание (5°–11 °С – в маастрихте, против 1°–3 °С сейчас). Эти данные еще раз подтверждают представление о том, что температуры глубинных вод определяются температурами полярных районов.

Приведенные выше данные свидетельствуют об очень значительных амплитудах среднепериодических колебаний в меловой период. По своим величинам они сопоставимы с климатическими колебаниями плейстоцена, но в отличие от последних происходили в области положительных температур и не приводили к оледенениям. Среднепериодическим климатическим колебаниям долгое время не придавалось существенного значения. На большинстве общих климатических кривых они сглаживались, а при палеоклиматических реконструкциях и математическом моделировании климатов не учитывались. Между тем численно они составляют основной фон (более 50%) климатических колебаний крупнее миланковичских [Чумаков, 1995] и, как следует из приведенных выше материалов, с ними связаны очень значительные температурные осцилляции.

Короткие климатические колебания. В настоящее время многочисленными исследованиями установлено, что в позднем мезозое во многих геологических процессах, связанных с климатом, проявлялись колебания с периодами первые сотни и десятки тысяч лет, близкие по длительности к орбитальным вариациям и вариациям угла наклона оси Земли [Larson et al., 1993; Mutterlose, Ruffell, 1999; Waterhouse, 1999 и др.]. Обычно эти колебания именуются миланковичскими климатическими колебаниями. Эти колебания, которые отнесены к разряду коротких [Чумаков, 1995], проявлялись в мезозое не столь выразительно, как в ледниковые периоды, но также находили отражение на разных широтах в геологических процессах, главным образом, седиментационных, биологических, геохимических и эвстатических [Gale et al., 2002]. Например, в чередовании то более, то менее карбонатных сланцев в альб-сеноманских пелагических осадках тропических широт, обнаруживается набор миланковичских циклов в 19, 23 и около 100 тыс. лет. Связь цикла в 100 тыс. лет с температурными колебаниями устанавливается изотопно-кислородным методом, который выявил колебания с периодами около 100–140 тыс. лет и амплитудами до 5 °С по планктонным фораминиферам и менее 1,5 °С по бентосным фораминиферам [Wilson, Norris, 2001]. В позднемеловых пелагических осадках южной Атлантики устанавливается цикличность в 20,4, 22,0, 95 и 404, 2000 и 2800 тыс. лет, которая, по мнению авторов этих исследований, отражает климатические колебания, связанные с орбитальными вариациями, прецессионными и эксцентриситета [Herbert et al., 1999]. Следует заметить, что два последних периода по своей длительности относятся к рангу среднепериодических и их связь с орбитальными вариациями требует дополнительного обсуждения.

Среди коротких климатических колебаний в позднем мезозое обнаружены также кратковременные и резкие потепления и похолодания, подобные тем, которые установили по бентосным и планктонным фораминиферам для глубинных и поверхностных вод средних и высоких широт в палеогене [Zachos et al., 1993]. Эти колебания, которые были названы "кратковременными" или "мимолётными" климатами ("transient climates"), начинались внезапно, а заканчивались более постепенно. Температуры при этом возвращались к близким, но не тождественным исходным значениям. Предполагается, что "кратковременные" климаты в палеогене были связаны с нарушениями неустойчивого равновесия климатической системы Земли в результате пересечения этой системой неких порогов и переходе в новое состояние. Это предположение не очень согласуется с тем, что в разобранных случаях "кратковременные климаты" были связаны не со сменой состояний, а с интервалами постепенного изменения температур [Zachos et al., 1993]. "Кратковременное" силь-

ное потепление в позднем палеоцене произошло на фоне постепенного общего нарастания температур, а "кратковременное" резкое похолодание в раннем олигоцене – на фоне постепенного снижения температур. Поэтому естественнее предположить, что "кратковременные" климаты не были связаны с переходом климатической системы Земли в новое состояние, а были результатом пересечения порогов, за которыми в биосфере включались какие-то процессы с сильными обратными положительными связями, которые затем постепенно компенсировались или исчерпывались. Продолжительность существования "кратковременных" климатов оценивается Д. Захос с соавт. в 100–200 тыс. лет. Этот интервал соизмерим с наименьшим периодом вариаций эксцентриситета орбиты Земли, т.е. с теми вариациями, которые среди серии миланковичских колебаний сильнее всего влияли на климат в плейстоцене. Во время "кратковременного" потепления позднего палеоцена температура в тропиках, по мнению Д. Захос с соавт., оставалась неизменной, а в высоких широтах возросла на 5°–6 °С, т.е. на величину того же порядка, какой оценивается все длительное потепление позднего палеоцена – раннего эоцена. "Кратковременное" похолодание раннего олигоцена, судя по этим же данным, имело амплитуду около 3 °С и составляло меньше половины общего похолодания, длившегося с раннего эоцена до позднего олигоцена.

В позднем мезозое к "кратковременным" климатам, очевидно, относится кратковременное потепление в конце маастрихта. Его длительность оценивается в 200 тыс. лет, а амплитуда в глубинных водах ряда океанов – в 3°–4 °С [Barrera, Savin, 1999]. Возможно, к "кратковременным" климатам относятся также короткие похолодания ("cool snaps"), предполагаемые в кампане и маастрихте Р. Динглом и М. Лавеллом [Dingle, Lavelle, 1998]. Не исключено, что аналогом палеоценового "кратковременного" потепления может оказаться очень резкое и крупное потепление в конце сеномана – начале турона [Frakes, 1999]. Сейчас длительность этого потепления точно не определена, но по ряду параметров это потепление сходно с позднепалеоценовым. Г. Прайс [Price, 1999] не исключает, что пять выделяемых им холодных интервалов в юре и раннем мелу тоже представляют короткие резкие похолодания ("snaps"), т.е. являются одной из разновидностей коротких климатических колебаний.

Синхронность и синфазность климатических колебаний. При сравнении разных климатических кривых позднего мезозоя (рис. 63 и 64) обращает на себя внимание общность главного температурного тренда в различных широтных поясах и в противоположных полушариях Земли. В хорошо изученных интервалах позднего мела явная синхронность и синфазность отмечается также для длинных и средних климатических колебаний. Естественно, что амплитуды этих колебаний уменьшаются от высоких к низким широтам (рис. 64). Несовпадения между климатическими кривыми на рис. 63 объясняются неравномерным распределением палеоклиматических данных на разных участках этих кривых и обусловлены главным образом различной изученностью разрезов. Поэтому на одних кривых и в одних интервалах были выделены более короткие климатические колебания, а на других они были пропущены из-за отсутствия подходящего каменного или палеонтологического материала, наличия стратиграфических перерывов или неравномерного отбора образцов. Определенную роль играет также разная точность стратиграфических привязок, которая обычно ниже в более древних и континентальных отложениях.

Сказанное относится главным образом к температурным условиям на поверхности суши и океанов. В океанах с глубиной температура снижалась, климатические колебания несколько ослабевали и почти не зависели от широты местности, хотя, как показывают последние исследования, амплитуды их колебаний в позднем мелу все же были значительны [Huber et al., 2002]. Из этих исследований следует также, что широтный температурный градиент в позднем мелу был значительно меньше, чем ныне. Кроме того, хотя повышения и понижения температур на поверхности океанов на разных широтах были разными по величине, происходили они одновременно. Последнее обстоятельство указывает на то, что изменения температур было глобальным и что их причиной было не просто перераспределение тепла в биосфере, как часто думают, а изменение теплового баланса поверхности Земли [Чумаков, 1995].

Региональные климатические колебания. Рассмотренные выше колебания устанавливаются в удаленных друг от друга регионах, что указывает на глобальные или субглобальные их масштабы. Несомненно, что в позднем мезозое имели достаточно широкое распространение также региональные климатические колебания. В их основе лежали макрогеографические факторы (изменение положения, размеров и конфигурации материков, морей и океанов, их орографии, океанских течений, а также ландшафтов), которые порождали ре-

гиональное перераспределение тепла и влаги в биосфере. Одним из примеров региональных климатических колебаний в прошлом может служить туронско-коньякское потепление на Аляске, произошедшее в результате открытия и расширения предкордильерского пролива ("Западного водного пути"), и относительное похолодание в Северо-Восточной Азии из-за закрытия пролива между Азией и Аляской [Спайсер, Герман, 1998].

Динамичность мезозойского климата. Приведенные выше новые данные свидетельствуют о том, что представления о большой устойчивости мезозойского климата (и, очевидно, вообще безледникового климата) оказались сильно упрощенными. История безледниковых периодов оказалась на много сложнее, чем представлялось ранее [Величко, 1987; 1999; Чумаков, 1995 и др.]. Ранее считали, что для подобного климата типичны сравнительно небольшие амплитуды колебаний и короткие климатические колебания имели меньшие амплитуды по сравнению с длинными. Более детальные исследования показывают, что размах колебаний даже при возникновении "кратковременных климатов" сопоставим, а временами даже превышал амплитуды длинных. Роль процессов с положительными обратными связями была в изменениях климата, по-видимому, значительно большей, чем предполагалось. В настоящее время трудно говорить просто об устойчивости безледниковой климатической системы. Она была более устойчивой только по сравнению ледниковой климатической системой. Главные различия между ними состояли, очевидно, в том, что в мезозое при колебаниях любых рангов и амплитуд климатическая система Земли не пересекала порога, за которым начинались оледенения.

7.3. Возможные причины климатических изменений

Изложенные выше данные показывают, что главными климатическими событиями позднего мезозоя были осложненное многочисленными осцилляциями общее потепление биосферы и прогрессивная гумидизация суши.

Сопоставление изложенных выше и общих историко-геологических данных дает основание предположить следующий сценарий этих событий. Мезозойское потепление началось еще в самом раннем триасе (см. гл. 12). Первоначальной его причиной было, очевидно, затухание эксплозивного вулканизма, что повлекло за собой увеличение прозрачности атмосферы и поступающей на поверхность Земли солнечной радиации. Произошедшие вблизи границы перми и триаса вспышки мантийно-плюмового вулканизма (базальты Емейшань, траппы Сибири), увеличили содержание в атмосфере CO_2 сократили тепловые потери Земли. Потепление, вызванное этими событиями, привело к разрушению психросферы и залежей газогидратов, а также их дегазации. Это резко увеличило содержание парниковых газов в атмосфере [Чумаков, 2001]. Параллельно в результате завершающей пфальцкой фазы герцинского тектогенеза, интенсивного горо- и гранитообразования и сопровождающего их регионального метаморфизма начались метаморфизм и эрозия осадочных толщ орогенов, окисление рассеянного в них углерода и его скоплений, а также метаморфогенное разложение карбонатов в карбонатно-терригенных толщах. Это явилось еще одним источником CO_2 в атмосфере. По геохимическим балансовым оценкам количество только CO_2 в атмосфере возросло в это время в несколько раз [Berner, Kothalava, 2001]. Высокое содержание CO_2 в атмосфере, несколько колеблясь, сохранялось в течение всего мезозоя. Дополнительный парниковый эффект создавался в это время водяными парами, количество которых в атмосфере должно было существенно возрасти в связи с повышением температуры океанов и усилением испарения. Водяные пары наряду с циркуляцией теплых вод в океанах [Haupt, Seidov, 2001] обеспечивали в течение мезозоя более интенсивный тепловой обмен между низкими широтами, которые имеют положительный тепловой баланс, и высокими широтами, которые имеют отрицательный тепловой баланс. Сокращению отрицательного теплового баланса высоких широт способствовал также появившийся здесь в результате потепления в мезозое богатый растительный покров. Он снижал альбедо суши, особенно эффективно в случае лесных ландшафтов. Последние существенно снижали альбедо даже зимнего снежного покрова.

Теплый безледниковый климат, осложненный рядом похолоданий и потеплений, продолжал сохраняться на протяжении всего мезозоя. В юрском периоде высокие широты характеризовались прохладно-умеренным и тепло-умеренным климатами [Rees et al., 2000]. В меловой период в высоких широтах немного потеплело и умеренно-теплый климат стал преобладать. На его фоне в раннем мелу происходили эпизодические похолодания. Похолодания неокома произошли на фоне некоторого усиления надсубдукционного вулканизма [Хаин, Сеславинский, 1994], для

которого, как известно, характерен эксплозивный тип извержений. Сильное, осложненное значительными осцилляциями новое потепление началось в середине мелового периода. Оно совпало с длительным апт-раннекампанским многовершинным максимумом мантийно-плюмового вулканизма в океанах [Добрецов, 1999] и новым среднемеловым максимумом гранитообразования [Хаин, Сеславинский, 1994]. Эти события и все еще высокое содержание CO_2 в атмосфере были очевидно причинами данного потепления. С одним из пиков вулканизма, а именно с излияниями базальтов в Карибско-Колумбийском регионе, Индийском и Тихом океанах, совпали сильное потепление [Frakes, 1999; Wilson, Norris et al., 2002 и др.], глобальные аноксическое и биотическое события на границы сеномана и турона [Kauffman, Hart, 1995]. Затухание мантийно-плюмового вулканизма и ослабление процессов гранитообразования к конце мела, наряду с ростом эксплозивного вулканизма могли быть причинами общего маастрихтского похолодания. На его фоне, почти в самом конце века, обнаруживаются кратковременные потепления [Zachos et al., 1993; Zakharov et al., 1999; Frakes, 1999]. Длительность последнего из них оценивается в 200 тыс. лет, а амплитуда в 3°–4 °С [Barrera, Savin, 1999]. Предположительно оно связывается с главной фазой излияния деканских трапов [Barrera, Savin, 1999; Wignall, 2001] и могло усиливаться, судя по продолжительности, орбитальными вариациями.

Гумидизация суши в позднем мезозое обуславливалась тремя глобальными процессами. Во-первых, распадом суперконтинента Пангеи, сначала на Гондвану и Лавразию, а затем распадом Гондваны на более мелкие континенты. Площадь континентов при этом уменьшалась, а вновь образованные океаны становились дополнительными источниками влаги. Наиболее значительная гумидизация, сопровождавшаяся перестройкой климатической зональности, совпала с распадом Западной Гандваны и открытием Южно-Атлантического океана в альбе. Это событие, по-видимому, обусловило появление и последующее расширение экваториального гумидного пояса [Жарков и др., 1995; Чумаков и др., 1995]. До этого ни в юре [Rees et al., 2000], ни в раннем мелу [Чумаков и др., 1995; Жарков и др., 1998а] влажного экваториального пояса не существовало. В юре в низких широтах предполагается развитие муссонного климата, а в раннем мелу – аридного. Круглогодичное увлажнение в этих поясах было узколокальным и его признаки отмечаются лишь на морских побережьях. Имеются в виду угленосные отложения в ранней юре на северо-западе Южной Америки, в средней и поздней юре на севере Африки, в барреме на северо-востоке Аравийской плиты. В последнем районе, кроме того, известны бокситы и континентальные железорудные образования (см. рис. 27, см. вклейку II).

Вторым процессом, способствовавшим общей гумидизации суши было устойчивое повышение уровня океана, которое осложнялось осцилляциями второго и третьего порядка и достигло своего максимума в туроне [Haq et al., 1987]. Медленное его снижение стало заметным лишь с конца компана. В результате повышения уровня океана к середине мела, в той или иной мере были затоплены окраины всех континентов, и образовался ряд внутриконтинентальных морей и крупных проливов, особенно значительных в северном полушарии ([Жарков и др., 1995; 1998б]; см. гл. 3 и 5). Эти бассейны стали дополнительными источниками влаги.

Третьим процессом, усилившим поступление влаги на континенты, было потепление океанов, которое увеличило испарение и перенос влаги и тепла атмосферой. Как уже было отмечено, по модельным оценкам испарение на Земле возросло на 10%.

Литература

Величко А.А. Структура термических изменений палеоклиматов мезокайнозоя по материалам изучения Восточной Европы // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 5–43.

Величко А.А. (ред.). Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: Геос, 1999. С. 43–83.

Величко А.А., Захаров В.А., Лаухин С.А., Чумаков Н.М. О периодичности климатических колебаний в фанерозое // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1994. Вып. 1. С. 109–113.

Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987.

Добрецов Н.Л. Правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма: Иллюзия или правильная закономерность // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 430–459.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 15–41.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография берриас-берремского веков раннего мела // Там же. 1998а. № 1. С. 49–72.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела // Там же. 1998б. № 3. С. 3–16.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. Мезозойский океан в Арктике: Палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 155–181.

Крашенинников В.А., Лебедев Е.Л., Басов И.А. О глобальных изменениях климата в альбское-позднеме-

ловое время // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 5. С. 3–13.

Спайсер Р.Э., Герман А.Б. Меловой климат Азии и Аляски: Сравнение палеоботанических свидетельств с компьютерной моделью // Палеонтол. журн. 1998. № 2. С. 3–18.

Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 40–63.

Чумаков Н.М. Климатические колебания и биотические события // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 8. С. 30–39.

Чумаков Н.М. Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 5. С. 656–659.

Чумаков М.А., Жарков М.А., Герман А.Б. и др. Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 42–63.

Чумаков Н.М., Олейник О.В. Ритмичность климатических изменений в фанерозое и венде // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. М.: Янус-К, 2002. Т. 3. С. 316–321.

Barrera E., Savin S.M. Evolution of Campanian-Maastrichtian marine climates and oceans. Wash. (D.C.): Geol. Soc. Amer., 1999. 332 p.

Berner R.A., Kothavala Z. Geocarb III: revised model of atmospheris CO_2 over Phanerozois time // Amer. J. Sci. 2001. Vol. 301, N 2. P. 182–204.

Clarke L.J., Jenkyns H.C. New oxyden isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere // Geology. 1999. Vol. 27, N 8. P. 699–702.

Detterman R.L., Reiser H.N., Brosge W.P., Dutro J.T. Post-Carboniferous stratigraphy, Northeastern Alaska // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1975. N 886. P. 1–46.

Dingle R.V., Lavelle M. Late Cretaceous-Genozois climatic variations of the Northern Antarctic Peninsula: New geochemical evidence and review // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. Vol. 141. P. 215–232.

Ditchfield P.W., Marshall J.D., Pirre D. High latitude palaeotemperature variation: New data from the Tithonian to Eocene of James Ross Island, Antarctica // Ibid. 1994. Vol. 107, N 1/2. P. 79–101.

Douglas J.G., Woodruff F. Deep sea bentic foraminifera // The sea. N.Y.: Wiley, 1981. Vol. 7. P. 1233–1327.

Fot'janova L.I., Serova M.Ya. Comparision of palaeoclimatic data based on plant and foraminiferal evidence from the Cenozoic of Northeast Asia (Koryak Hills, Kamchatka) // Cenozoic plants and climates of the Arctic. B.; Heidelberg: Springer, 1994. P. 107–113. (NATO ASI Ser.; Vol. 127).

Frakes L.A. Estimation the global chermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1999. P. 49–57.

Frakes L.A., Alley N.F., Deynoux M. Early Cretaceous ice rafting and climate zonation in Australia // Intern. Geol. Rev. 1995. Vol. 37. P. 567–583.

Frakes L.A., Francis J.E., Syrtus J.I. Climate modes of the Phanerozouc. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1992. 274 p.

Gale A.S., Hardenbol J., Hathway B. et al. Global correlation of Cenomanian (Upper Cretaceous) sequences: Evidence for Milankovitch control on sea level // Geology. 2002. Vol. 30, N 4. P. 291–294.

Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. (ed.). Earth's Pre-Pleistocene glacial record. Cambridge: Cambridge. Univ. press, 1981. 1004 p.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronolgy of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present) // Science. 1987. Vol. 235. P. 1156–1167.

Haupt B.J., Seidov D. Warn deep-water ocean conveyor during Cretaceous time // Geology. 2001. Vol. 29, N 4. P. 295–298.

Herbert T.D., Gee J., Di Donna S. Precessional cycles in Upper Cretaceous pelagic sediments of the South Atlantic: Long-term patterns from high-frequence climate variations // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1999. N 332. P. 105–118.

Huber B.T., Norris R.D., MacLeod K.G. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // Geology. 2002. Vol. 30, N 2. P. 123–126.

Kauffman E.G., Hart M.B. Cretaceous bio-events // Global events and event stratigraphy in Phanerozoic / Ed. O.H. Walliser. B.: Springer, 1995. P. 285–312.

Larson R.L., Fisher A.G., Erba E., Premoli Silva I. (ed.). Apricore-Albicore: A workshop report on global events and rhythms of the Mid-Cretaceous, 4–9 Oct., 1992. Perugia, 1993. 56 p.

Mutterlose J., Ruffell A. Milankovitch-scale palaeoclimate changes in pale-dark bedding rhythms from the Early Cretaceous (Hauterivian and Barremian) of Eastern England and Northern Germany // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1999. Vol. 154. P. 133–160.

Patterson W.P. Oldest isotopically characterized fish otoliths provide insight to Jurassic continental climate of Europe // Geology. 1999. Vol. 27, N 3. P. 199–202.

Pole M. Structure of a near-polar latitude forest from the New Zealand Jurassic // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1999. Vol. 147. P. 121–139.

Price G.D. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic // Earth Sci. Rev. 1999. Vol. 48. P. 183–210.

Rees P.A., Ziegler A.M., Valdes P.J. Jurassis phytogeography and climates: New data and model comparisions // Warm climates in Earth history / Ed. B.T. Huber et al. Cambridge: Cambridge. Univ. press, 2000. P. 449.

Royer D.L., Berner R.A., Montanez I.P. et al. CO_2 as a primary driver of Phanerozoic climate // GSA Today. 2004 (in press).

Thorn V. Vegetation communities of a high palaeolatitude Middle Jurassis forest in New Zealand // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2001. Vol. 168, N 15. P. 273–289.

Van de Schootbrugge B., Follmi K.B., Bulot L.G. et al. Paleoceanographic changes during the Early Cretaceous (Valanginian-Hauterivian): Evidence from oxygen and carbon stable isotopes // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 181, N 30. P. 15–31.

Waterhouse H.K. Obrital forcing of palynofacies in the Jurassic of France and the United Kingdom // Geology. 1999. Vol. 27, N 6. P. 511–514.

Wignall P.B. Large igneous provinces and mass extinctions // Earth Sci. Rev. 2001. Vol. 53. P. 1–33.

Wilson P.A., Norris R.D. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the Mid-Cretaceous period // Nature. 2001. Vol. 412, N 26. P. 425–428.

Wilson P.A., Norris R.D., Cooper M.J. Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calicite from core of the Turonian tropics on Demerara Rise // Geology. 2002. Vol. 30, N 7. P. 607–610.

Zachos J., Lohmann K.C., Walker J.C.G., Wise W. Abrupt climate change and transient climate during the Paleogene: A marine perspective // J. Geol. 1993. Vol. 101, N 2. P. 191–213.

Zakharov Y.D., Boriskina N.G., Ignatyev A.V. et al. Palaeotemperature curve for the Late Cretaceous of the Northwestern circum-Pacific // Cretaceous Res. 1999. Vol. 20. P. 685–697.

Часть III

ЭПОХА ПЕРЕХОДА ОТ ХОЛОДНОЙ К ТЕПЛОЙ БИОСФЕРЕ (ПЕРМЬ И РАННИЙ ТРИАС)

Глава 8

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕСТРОЙКИ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПЕРМИ И РАННЕМ ТРИАСЕ

М.А. Жарков

8.1. Введение

Пермские и раннетриасовые биосферные перестройки – одни из самых значительных в фанерозое. Они происходили во время существования на Земле суперконтинента Пангея и выразились в смене ледникового климата безледниковым, аридизации Пангеи [Parrish, 1995], массовом вымиранием морской и наземной фауны в конце пермского периода [Raup, Sepkoski, 1986; Sepkoski, 1989; Maxwell, 1989; Алексеев, 1998]. Существенные изменения затронули все подсистемы биосферы и сопровождались глобальными изменениями изотопных соотношений стронция, углерода и серы [Baud et al., 1989; Denison, Scholle, 1995].

В течение перми и раннего триаса размещение на Земле главных глобальных палеогеографических элементов оставалось почти неизменным. Сохранялась меридиональная асимметрия, выраженная в существовании океанического полушария, занятого океаном Панталасса, и континентального полушария, где располагались громадный континент Пангея, океаны Палеотетис и Неотетис, Катазийская и Киммерийская системы микроконтинентов [Scotese, Langford, 1995]. Пангея, образованная объединением Лавразийской группы континентов (Северной Америки, Балтии, Сибири и Казахстана) и Гондванских континентов (Южной Америки, Африки, Индостана, Австралии и Антарктиды), простиралась в виде единого суперконтинента от южного полюса и почти до 75°–85° с.ш., пересекая все широтные климатические пояса. Катазийская система, объединяющая Северо-Китайский, Южно-Китайский и Индо-Китайский микроконтиненты, простиралась почти в меридиональном направлении, ограничивая с востока Палеотетис [Scotese, Langford, 1995]. Киммерийская система отделяла Неотетис от Палеотетиса и объединяла микроконтиненты Западного Ирана, Центрального Ирана, Северного Тибета (Чангтан) и Бирмо-Малазии (Сибамесу) [Scotese, Langford, 1995]. Отмечается только небольшое (на 5°–10°) смещение Пангеи на север [Scotese, Langford, 1995]. Более интенсивный дрейф на север (на 10°–15°) произошел в Киммерийской и Катазийской системах микроконтинентов. Он был связан с расширением Неотетиса [Scotese, Langford, 1995].

Принципиальная неизменность пространственного размещения главных палеогеографических элементов Земли в перми и начале триаса позволяет высказать предположение о том, что биосферные преобразования этого этапа геологической истории не были связаны с какими-либо быстрыми и кардинальными палеотектоническими и палеогеографическими событиями. По-видимому, перестройки вызывались длительными и последовательными глобальными изменениями, которые происходили на суперконтиненте Пангея и медленно меняли взаимосвязи с окружающими его морями и океанами. Это предположение заставляет обратить особое внимание на палеогеографическую эволюцию Пангеи и на те изменения обстановок седиментации, которые происходили на ее территории и в прилегающих морских акваториях.

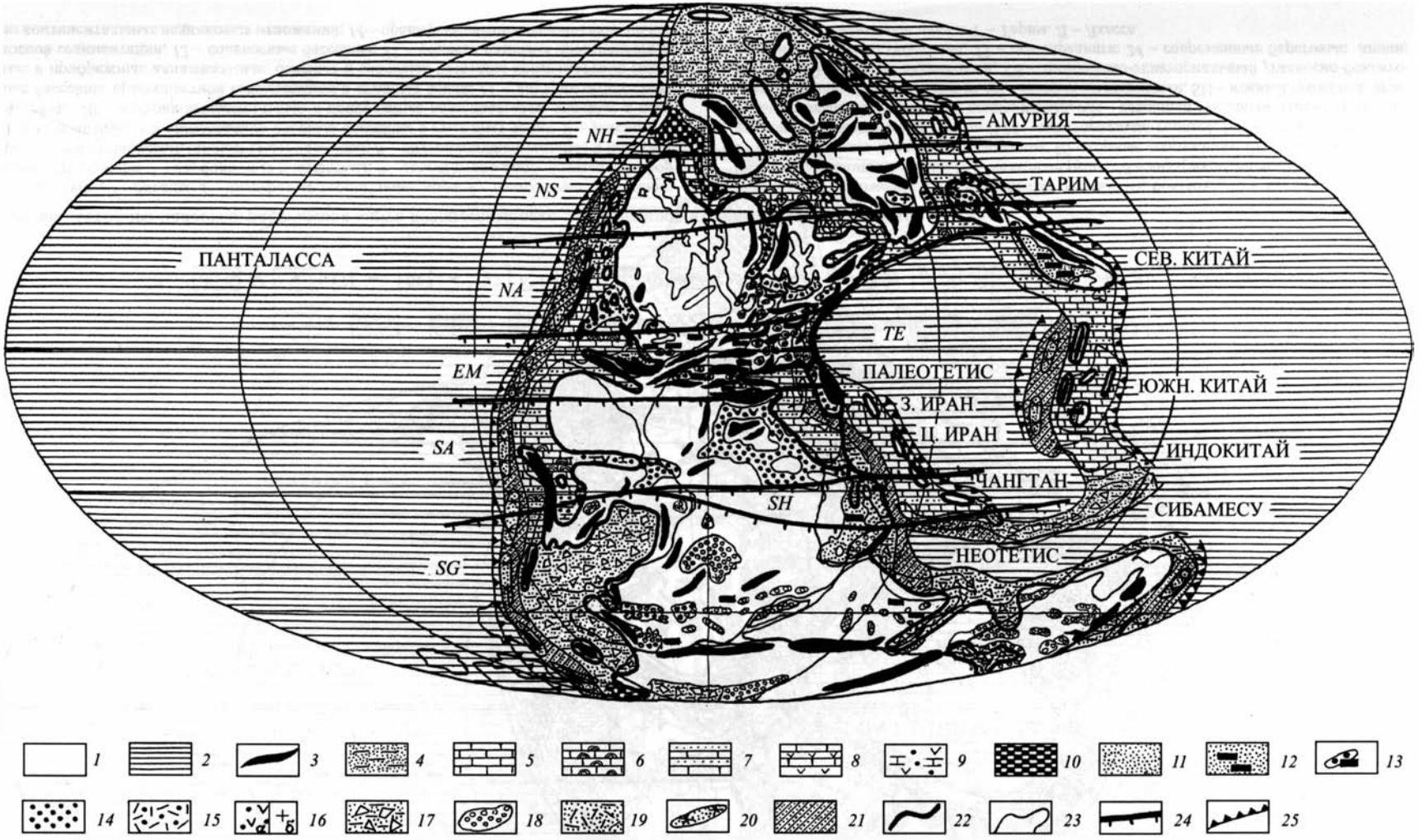


Рис. 65. Литолого-палеогеографическая карта ассельско-раннесакмарского времени ранней перми

1 – суша, *2* – океаны, *3* – горные сооружения, *4* – шельфовые терригенные моря, *5* – карбонатные платформы, *6* – карбонатные рифогенные сооружения, *7* – шельфовые терригенно-карбонатные моря, *8* – эвапоритово-карбонатные платформы, *9* – внутренние сульфатно-карбонатные и сабховые бассейны с красноцветным терригенным осадконакоплением, *10* – черносланцевые (аноксичные) бассейны, *11* – внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные и аллювиально-озерные бассейны в гумидных зонах, *12* – угленосные бассейны, *13* – красноцветные терригенные угленосные бассейны, *14* – внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные, эоловые и озерные бассейны красноцветной седиментации в аридных зонах, *15* – бассейны с вулканогенно-терригенной красноцветной седиментацией, *16а* – внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные, озерные, сабховые и соленосные бассейны с красноцветной терригенной и гипсовой седиментацией, *16б* – соленосные бассейны, *17* – марино-гляциальные ледниковые отложения, *18* – области развития континентальных ледниковых отложений, *19* – внутриконтинентальные бассейны сероцветного терригенно- вулканогеннóго осадконакопления, *20* – терригенно-вулканогенные комплексы островных дуг, *21* – турбидитные прогибы, *22* – древние береговые линии, *23* – современные береговые линии, границы осадочных бассейнов и литолого-палеогеографических зон, *24* – границы седиментационных поясов, *25* – зоны субдукций.

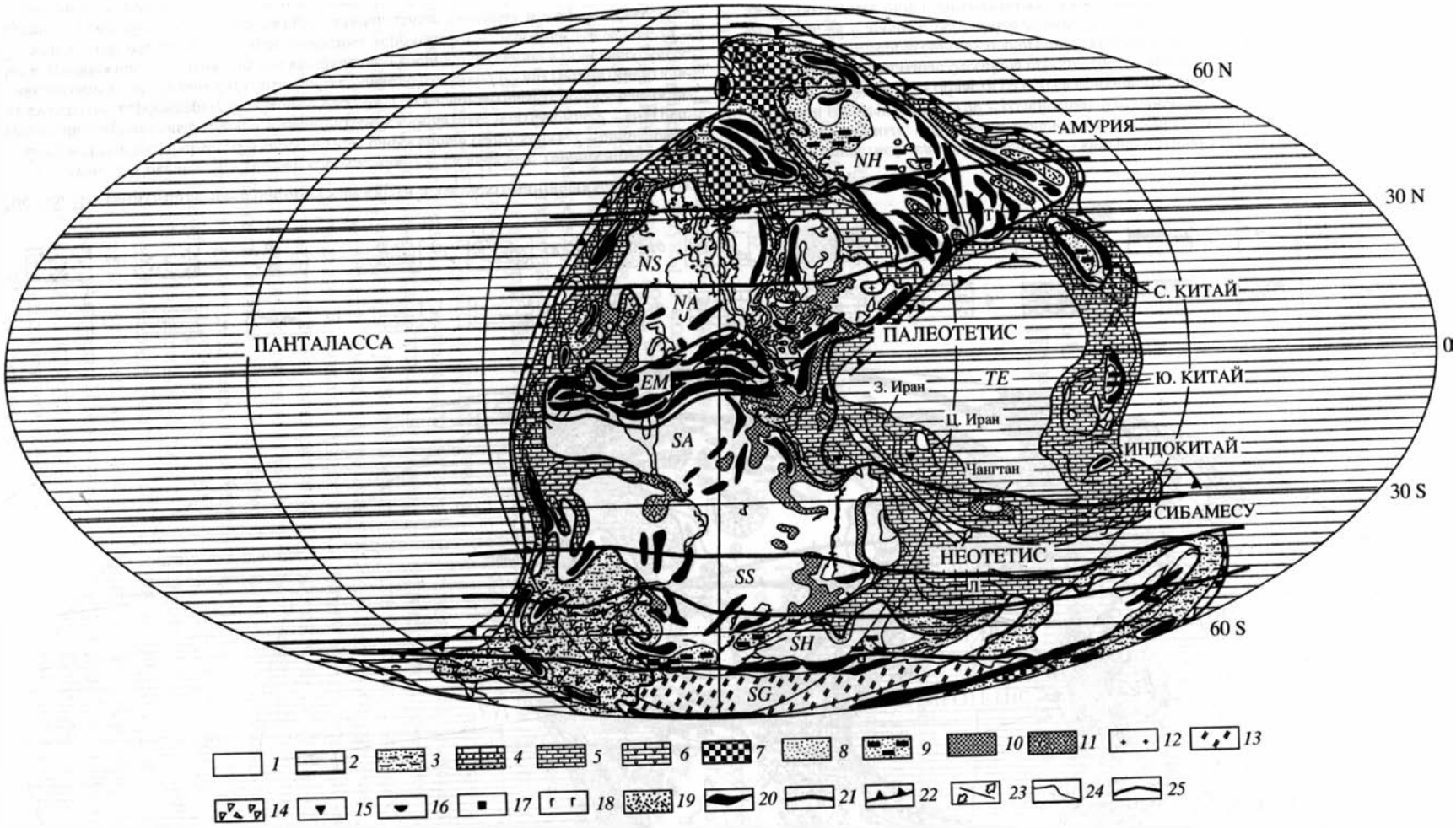


Рис. 66. Литолого-палеогеографическая карта позднесакмарско-раннеартинского времени ранней Перми

1 – суша; *2* – океаны; *3* – шельфовые терригенные моря; *4* – шельфовые терригенно-карбонатные моря; *5* – карбонатные платформы; *6* – эвапоритово-карбонатные платформы; *7* – черносланцевые (аноксичные) бассейны; *8* – внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные и аллювиально-озерные бассейны в гумидных зонах; *9* – угленосные бассейны; *10* – внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные, эоловые и озерные бассейны красноцветной седиментации в аридных зонах; *11* – внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные, озерные и сабховые бассейны красноцветной гипсоносной седиментации; *12* – соленосные бассейны; *13* – области развития преимущественно континентальных ледниковых отложений; *14* – преимущественно марино-гляциальные ледниковые отложения; *15* – латеритные отложения, бокситы; *16* – каолиновые глины, каолинсодержащие породы; *17* – железные руды; *18* – внутриконтинентальные базальты; *19* – вулканогенно-осадочные отложения; *20* – горные сооружения; *21* – границы седиментационно-климатических поясов (EM – экваториально-горный, NA – северный аридный, эвапоритовый, NS – северный семиаридный, NH – северный гумидный, угленосный, SA – южный аридный, эвапоритовый, SS – южный семиаридный, SH – южный гумидный, угленосный, SG – южный ледниковый, TE – тропическо-экваториальный угленосно-бокситоносный); *22* – зоны субдукций; *23* – оси спрединга; *24* – современные береговые линии; *25* – древние береговые линии. Т – Тарим. Л – Лхасса.

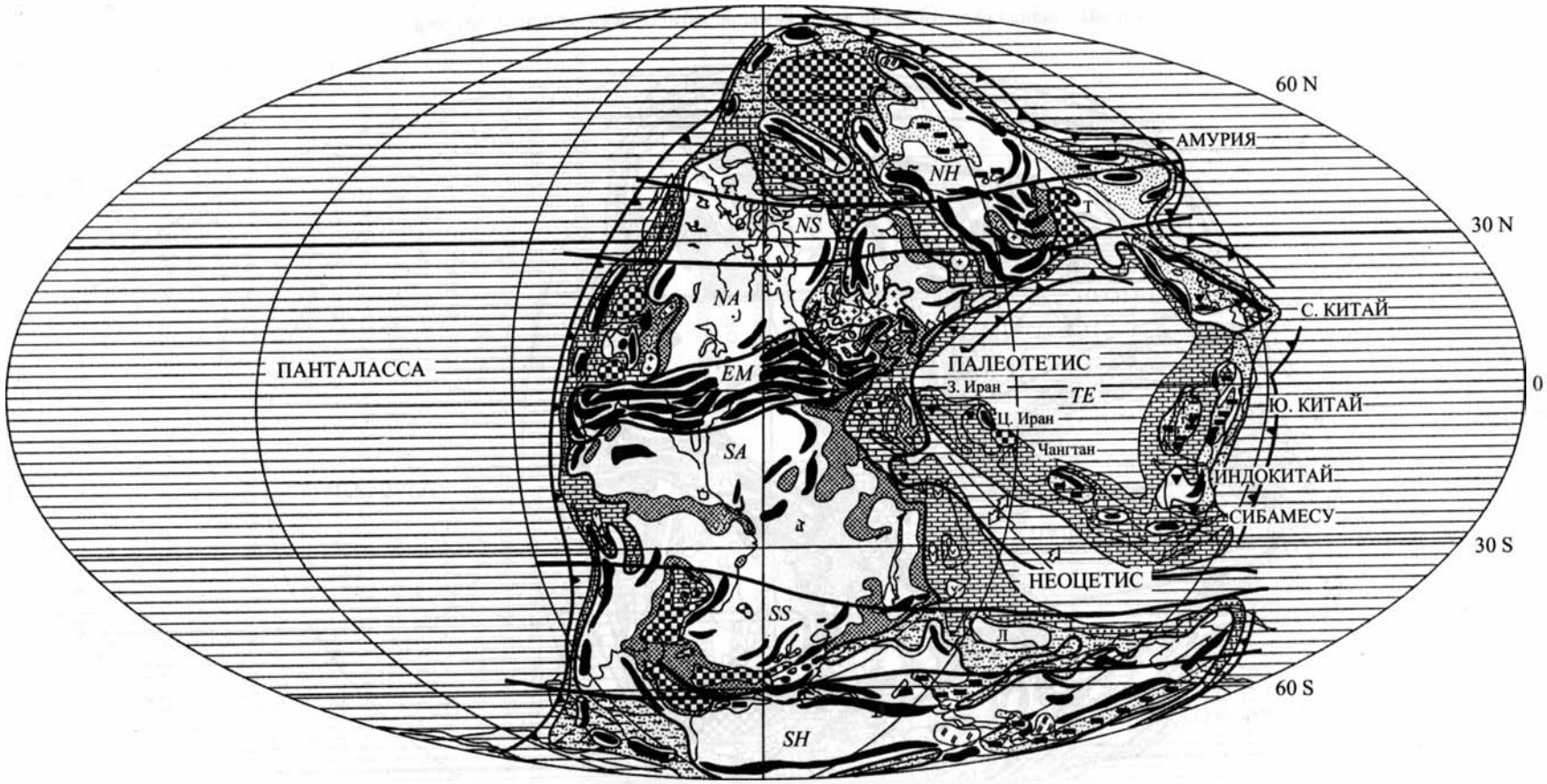


Рис. 67. Литолого-палеогеографическая карта позднеказанско-раннетатарского времени поздней перми
Условные обозначения см. рис. 66

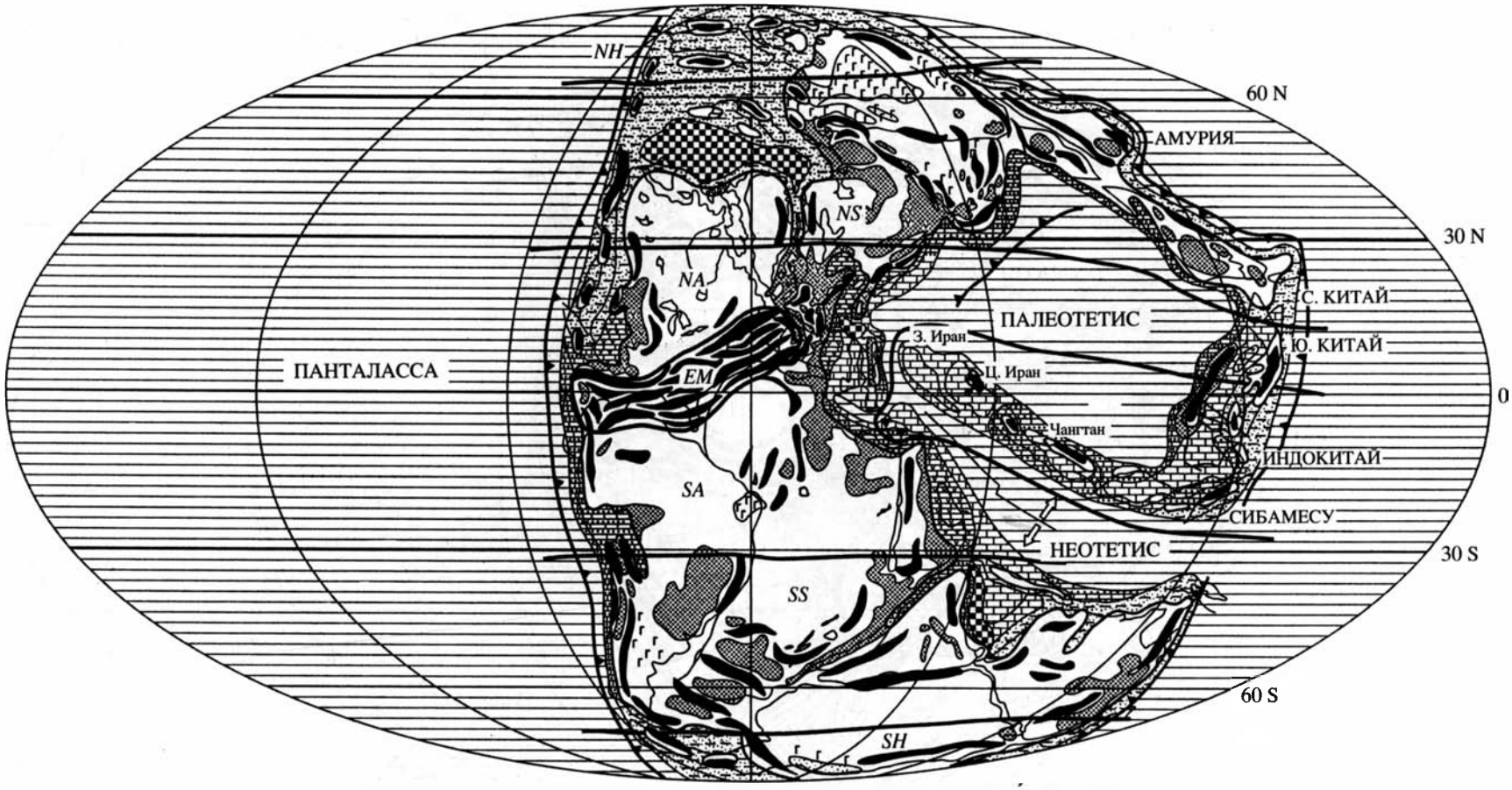


Рис. 68. Литолого-палеогеографическая карта индского века раннего триаса
Условные обозначения см. рис. 66

Учитывая это, главное внимание в настоящем разделе будет посвящено выяснению наиболее важных особенностей преобразований палеогеографии и обстановок седиментации на протяжении пермско-раннетриасовой эпохи перехода от холодной к теплой биосфере. С этой целью составлены глобальные литолого-палеогеографические карты по четырем возрастным срезам: ассельско-раннесакмарскому, позднесакмарско-раннеартинскому времени ранней перми (рис. 65, 66), позднеказанско-раннетатарскому времени поздней перми (рис. 67), индскому веку раннего триаса (рис. 68). Основой для карт послужили реконструкции, подготовленные для международного проекта "Пангея" [Scotese, Langford, 1995], а также глобальные по-вековые орографические схемы [Ziegler et al., 1997]. Карты построены путем обобщения и систематизации опубликованных данных, приведенных в списке литературы. Реконструкции были составлены с использованием стратиграфической схемы, предложенной для проекта "Пангея" [Ross et al., 1994]. Составленные карты позволяют восстановить наиболее значительные палеогеографические и седиментационные преобразования на Земле, происходившие в перми и раннем триасе. Существующие разногласия в корреляциях делают несколько условными датировки этих преобразований, но не изменяют их существа и последовательности.

8.2. Методика составления литолого-палеогеографических карт

Специфический подход к составлению глобальных литолого-палеогеографических карт перми и раннего триаса определялся несколькими обстоятельствами, связанными, с одной стороны, со своеобразными и весьма характерными особенностями геологического развития суперконтинента Пангея, Катазийской и Киммерийской систем континентов, а, с другой стороны, с различной степенью собранного и обобщенного фактического материала по океанам и континентам. По-существу, палеогеографические реконструкции и выводы по размещению обстановок седиментации для всей эпохи пермо-раннетриасовых биосферных перестроек в настоящее время представляется возможным получить только по континентам и окружающим их шельфовым акваториям, в первую очередь, по Пангеи и наиболее изученным континентальным блокам Катазийской и Киммерийской систем. Что же касается океанских пространств, то сведения о них практически отсутствуют. Поэтому эти пространства условно выделяются в качестве единых нерасчлененных областей, исходя из самых общих плитно-тектонических реконструкций. По этой же причине не удается сколько-нибудь детально восстановить палеогеографические области и обстановки осадконакопления в переходных зонах между океанами и континентами. Указанные обстоятельства заставили уделить главное внимание методике составления литолого-палеогеографических реконструкций в первую очередь на суперконтиненте Пангея, а также в пределах Катазийских и Киммерийских континентов, чтобы восстановить наиболее важные особенности пермо-триасовых палеогеографических и седиментационных изменений.

Учитывая это, на континентах выделялись области и зоны низкой суши и горных сооружений, бассейнов и областей аридной, гумидной и ледниковой седиментации, а также различных по обстановкам осадконакопления эпиконтинентальных и окраинных шельфовых морей. Имеющиеся данные позволили оконтурить среди морских акваторий шельфовые терригенные и терригенно-карбонатные моря, карбонатные и эвапоритово-карбонатные платформы, а также зоны развития карбонатных рифогенных сооружений. Аридные зоны осадконакопления с целью более четкого их обособления и прослеживания были подразделены на сульфатно-карбонатные и сабховые бассейны с красноцветной терригенной седиментацией, внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные эоловые и озерные бассейны красноцветной седиментации, внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные, озерные сабховые и соленосные бассейны с красноцветной терригенной и гипсовой седиментацией, собственно соленосные бассейны, а также уже упомянутые эвапоритово-карбонатные платформы. Среди гумидных обстановок выделялись угленосные бассейны, красноцветные терригенные угленосные бассейны, внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные и аллювиально-озерные бассейны с преимущественно сероцветной терригенной седиментацией, области развития латеритных отложений и бокситоносных отложений, зоны распространения каолиновых глин и каолинсодержащих пород, районы развития железорудных пород. Ледниковые комплексы были подразделены на марино-гляциальные и континентальные.

Прослеживание всех обстановок седиментации позволило проследить на литолого-палеогеографических картах седиментационную зональность, выделить пояса аридной, гу-

мидной и ледниковой седиментации и, в конечном счете, наметить принципиальные изменения седиментационно-климатической зональности, которые происходили на протяжении перми и раннего триаса. Главные черты установленных изменений палеогеографии и зонального размещения обстановок осадконакопления излагаются ниже.

8.3. Главные особенности палеогеографических перестроек в перми и раннем триасе

Орографические особенности Пангеи на протяжении пермского периода полно рассмотрены А.М. Циглером с соавт. [Ziegler et al., 1997]. На основе данных этих авторов и составленных литолого-палеогеографических карт можно представить главные черты глобальных перестроек палеогеографии на территории Пангеи.

В ассельско-раннесакмарское и позднесакмарско-раннеартинское время ранней перми в центральной приэкваториальной зоне располагалась грандиозная коллизионная горная система Центральной Пангеи, которая пересекала Пангею с запада на восток, разделяя суперконтинент на две половины: северную – Лавразийскую и южную – Гондванскую. Во внутренних континентальных областях Лавразийской и Гондванской частях суперконтинента находились коллизионные горные системы и пояса, остаточные докембрийские и палеозойские горы, сводовые поднятия, платообразные возвышенности. Коллизионные горные системы располагались в пределах Казахстано-Ангарской области Лавразии. Здесь вдоль западных и южных окраин простирались горные пояса Бырранга, Урала и Кызылкумов, а на восточной периферии – Саян, Алтая и Верхоянья; в центре располагалась Енисей-Зайсанская горная система. Остаточными и внутриплитными горами были Антлер, Гренвильские, Анцетрал, Фронт-Ранже и Анкомпагре в Северной Америке, Скандинавские на западе Балтии. Большие площади Лавразийской части Пангеи занимали платообразные поднятия, такие как Байкальское и Патомское в Ангариде, Осло в Балтии. На территории Гондванской части Пангеи среди внутренних и остаточных горных систем отмечаются Асунсьон вдоль западного обрамления бассейна Параны в Южной Америке, Эспиньясу и Жерал на востоке Южной Америки, Мавританский пояс и хребты Угарта и Ифарос на северо-западе Африки, горные пояса Ломагунди, Мичунга, Макуту, Микуми, Атакора, Майомбе, Митумба, Виндхук на востоке, в центре и на юге Африки, Мак-Доннел, Флиндрес, Лаклан, Хамерсли, Масгрейв в Австралии. Выделяются также платообразные и сводовые поднятия Ахаггар и Эннеди в Африке, Великое Западное плато в Австралии. Горные сооружения андского типа простирались вдоль западного окончания Южной Америки (Анды), южной окраины Антарктиды (хребет Росса), на востоке Австралии (Нью-Ингленд).

Можно полагать, что многие внутриконтинентальные области Пангеи по своему орографическому строению были, по-видимому, в значительной мере сходны с современными бессточными высокими равнинами типа Центрально-Африканской и Ботсванской и плато, такими как Центрально-Иранское, Гобийское, Центрально-Атласское, Высоких равнин Северной Америки, Западно-Австралийское и др. Подобные палеогеографические особенности предопределяли широкое развитие на территории Пангеи обширных бессточных областей как в аридных, так и в гумидных климатических зонах.

Вместе с тем на значительных пространствах Пангеи в ранней перми продолжали существовать шельфовые, окраинные и внутренние моря. Северная периферия Пангеи была занята Верхояно-Чукотским, Свердрупским и Баренцевским окраинными морями. На западе Северной Америки далеко вдавались в сушу внутренние морские бассейны Мидконтинента, Мидленда, Делаверский, Виллистонский и другие. Они отделялись от западных шельфовых морей поднятиями и островами Анкомпагре, Педернал и Диабле. Почти в центре Лавразийской половины Пангеи располагалось крупное Восточно-Европейское внутреннее море, через которое устанавливались периодические связи между Палеотетисом и Арктическими бассейнами. В Гондванскои части Пангеи всю ее юго-западную периферию охватывал огромный окраинный морской бассейн, простиравшийся между Южной Америкой, Южной Африкой и Антарктидой. На западе находились Перуано-Боливийский и Субандийский морские заливообразные бассейны, а на востоке Мозамбик-Мадагаскарский и Западно-Австралийский. Внутренними морями и заливами суперконтинент Пангея расчленялся на ряд самостоятельных областей суши, среди которых можно отметить Казахстано-Ангариду, Лаврентию (Северную Америку и Западную Европу), Западную Гондвану и Восточную Гондвану. Следует упомянуть также крупные окраинные моря на восточной периферии Пангеи, которые занимали Итало-Динаридскую часть Европы,

северные области Африки, почти всю северную половину Аравийского полуострова, северную окраину Индостана.

Основная тенденция палеогеографической эволюции Пангеи на протяжении поздней перми и индского века раннего триаса была связана с продолжающимся воздыманием суперконтинента. Это фиксируется последовательным отступлением моря из внутриконтинентальных областей и сокращением окраинных морей на северной и южной периферии Пангеи. Так, в Лавразии к концу перми перестало существовать Восточно-Европейское внутреннее море. Сократилась акватория окраинных морей на северо-западе и западе Ангариды, а также внутренних морей на западе Северной Америки. Очень уменьшились размеры окраинного моря на юго-восточной периферии Гондванской части Пангеи. Отступление внутренних и сокращение окраинных морей происходило именно за счет воздымания Пангеи, а не в результате глобального падения уровня моря, как предполагают ряд исследователей [Schopf, 1974; Parrish, 1995 и др.]. Вытекает это из того обстоятельства, что почти неизменными все время оставались размеры и особенности размещения окружающих Пангею шельфовых зон. Их площадь почти не изменялась. Сокращались только окраинные моря, а на месте внутренних морских водоемов возникали бассейны внутреннего стока. Таким образом, во второй половине поздней перми и в начале раннего триаса Пангея представляла собой огромный континент высокого стояния, вдоль западных, южных и северо-восточных окраин которого простирались горные системы, отделявшие внутренние зоны от шельфовых морей и океанов. В центральных районах располагались платообразные возвышенности и внутриплитные горные пояса, между которыми находились обширные низменные бессточные области с меандрирующими реками и системами озер.

8.4. Обстановки седиментации и седиментационная зональность в перми и раннем триасе

Обстановки аридной седиментации. Огромные размеры Пангеи и формирование вдоль ее окраин протяженных горных систем, постепенная регрессия эпиконтинентальных морей и глобальное потепление, связанное с завершением оледенения, приводили, в конечном счете, к возрастанию аридности в низких и средних широтах внутриконтинентальных областей и продвижению к полюсам аридных и семиаридных поясов [Robinson, 1973; Parrish et al., 1986; Parrish, 1995]. Эти изменения в пространственном размещении аридных и семиаридных обстановок хорошо фиксируются на литолого-палеогеографических картах (рис. 65, 66, 67, 68).

Начиная с ассельского века ранней пёрми и до индского века раннего триаса, все центральные районы Пангеи, расположенные севернее и южнее горной страны Центральной Пангеи, характеризовались обстановками аридного осадконакопления, что позволяет выделить северный и южный аридные пояса. Северный аридный пояс устанавливается на юге Лавразийской части Пангеи по широкому развитию эоловых комплексов, континентальных и прибрежных сабх, эвапоритовых и соленосных бассейнов, пересыхающих речных долин (вади), пустынь с плейевыми солянными озерами, красноцветных аллювиальных и аллювиально-озерных отложений [Glennie, 1983; Жарков, 1978; Peterson, 1980; Drong et al., 1982; Ziegler, 1982; Clemmensen, Abrahamsen, 1983; Glennie, Buller, 1983; Mazzullo et al., 1985; Кухтинов, 1987; Shneh, 1988; Mazzulo, 1995; Wardlow et al., 1995]. Пояс простирался от западной периферии Северной Америки (бассейны Мидконтинента, Виллистонский, Делаверский и др.) в центральные южные районы Лавразии (Восточно-Европейский, Днепрово-Донецкий, Центрально-Европейский бассейны) и до южных окраин Казахстано-Ангариды (Чу-Сарысуйский бассейн).

Южный аридный пояс также намечается на территории северной половины Гондванской части Пангеи. На западе южного пояса располагались Перуано-Боливийский и Субандийский соленосные бассейны. На западе и северо-западе Аргентины отмечены эоловые отложения [Limarino, Spalletti, 1986]. В центральных и восточных внутриконтинентальных районах аридные красноцветные аллювиально-озерные, эвапоритовые и пустынные обстановки зафиксированы в бассейнах Амазонском, Парнаиба, Беррейриньяс, Гобонском, Мали-Нигерийском, Северо-Сахарском, Мурзук, Куфра, Абьяд, Мозамбикском [Baud et al., 1993]. Вдоль восточной периферии южного аридного пояса простиралась широкая зона карбонатно-эвапоритовых плато, прибрежных и континентальных себх, шельфовых, заливных и внутриостровных солеродных и эвапоритовых водоемов. Она охватывала Северо-Итальянский, Динаридский, Мечекский, Мизийский, Аравийский и др. бассейны [Cassins et al., 1995; Husseini, 1992; Alsharhan, Nairn, 1995].

В пространственном размещении аридных поясов, начиная с ранней перми, намечаются весьма характерные изменения. Южный Гондванский аридный пояс, в целом, переместился на юг. Если в ассельском веке он простирался между 10° и 30° ю.ш., то в позднесакмарско-раннеартинское время он располагался между 10°–15° и 40°–45° ю.ш.; в индском веке раннего триаса северная граница пояса находилась вблизи экватора, а южная – на 30° ю.ш., что в значительной степени связано с дрейфом Пангеи к северу. Что же касается северного Лавразийского аридного пояса, то за рассматриваемое время он не только в целом сместился на север, но и существенно расширился за счет перемещения северной границы. В поздней перми и раннем триасе Лавразийский аридный пояс занимал постоянное положение между 5°–15° и 30° с.ш.

Обращают на себя внимание очень важные седиментационные изменения, которые произошли в раннем триасе и, видимо, полностью охватили как северный, так и южный аридные пояса. В это время во всех внутриконтинентальных и прибрежных бассейнах аридных поясов прекратились процессы соленакопления. Эвапоритовая седиментация происходила в условиях либо континентальных сабх, плейевых озер или такыров в обстановках аллювиальных и аллювиально-озерных равнин, либо, реже, на перикратонных эвапоритово-карбонатных платформах. Широкое развитие получили разветвленные речные системы и зоны меандрирующих рек. Такие изменения, очевидно, были связаны с возрастанием муссонности климата, усилением сезонных и многолетних колебаний засушливых и влажных периодов [Kutzbach, Gallimore, 1989; Parrish, 1995]. Можно поэтому сказать, что в раннем триасе, по-видимому, произошла небольшая гумидизация обстановок седиментации в аридных поясах и условия осадконакопления в них стали приближаться к семиаридным. Следует отметить еще одни немаловажные изменения в поясах аридной седиментации в это время. В связи с последовательным воздыманием Пангеи и отступлением внутренних морей из ее центральных областей увеличивалось количество и возрастала площадь континентальных бассейнов внутреннего стока с красноцветными аллювиально-озерными, эвапоритовыми и пустынными обстановками осадконакопления, особенно в западных районах суперконтинента.

Обстановки семиаридной седиментации. В перми и раннем триасе получили широкое развитие области с недостаточным и сезонным увлажнением. В короткие влажные сезоны в этих областях формировались обширные зоны меандрирования, семиаридные аллювиальные конуса выноса, отложения временных рек с эоловыми песчаными дюнами, почвенные карбонатные конкреции и калькреты, красноцветные и пестроцветные аллювиальные и аллювиально-озерные отложения, открытые и закрытые озера с черносланцевой седиментацией, а в продолжительные засушливые сезоны континентальные сабховые и соленосные комплексы. Как предполагается [Parrish, 1995], такое увлажнение было связано с влиянием сильно ослабленных муссонов во внутриконтинентальных и отгороженных горами от океанов областях Пангеи.

В ассельское время на территории Пангеи можно выделить семиаридный пояс только в северном полушарии Земли. Он располагался между 40°–45° и 15°–30° с.ш. (рис. 65), где прослеживаются бассейны континентального соленосного осадконакопления, эвапоритово-карбонатные платформы и области красноцветной терригенной седиментации в пределах Ангариды и Восточно-Европейского внутреннего моря, а также зоны сероцветного терригенного осадконакопления на западной окраине Лавразии. В позднесакмарско-раннеартинское время семиаридные обстановки отмечаются уже на территории Пангеи в южном и северном полушариях, что позволяет выделить южный и северный семиаридные пояса. Особенно четко южный и северный семиаридные пояса устанавливаются для поздней перми. Так, южный семиаридный пояс достаточно уверенно намечается в поздней перми на территории южных районов Африки и Южной Америки. В бассейнах Карру, Танзанийском и ряде других установлены отложения аллювиальных равнин, зон меандрирования, паводковых равнин с озерами и плейями [Kreuser et al., 1990; Smith, 1990; Turner, 1990]. Здесь сформировались мощные аллювиально-озерные пестроцветные комплексы с типичными семиаридными аллювиальными конусами выноса. В юго-восточном районе бассейна Карру отмечены также почвенные карбонатные конкреции, сходные с калькретами и плейевый тип гипсовой седиментации [Turner, 1990]. Зоны меандрирования на юге Африки и юго-востоке Южной Америки окружали крупные пресноводные озерные бассейны чернослацевой седиментации [Yemane, 1993]. В районах развития крупных озер преобладал местный умеренный гумидный климат со среднегодовыми температурами около 10 °С и умеренными сезонными колебаниями [Yemane, 1993]. В других районах южного семиаридного пояса предполагается

чередование засушливых и влажных сезонов, со скудными осадками, связанными с муссонным климатом [Smith, 1990].

Семиаридные обстановки в северном поясе выделяются в центре Лавразиийской части Пангеи в пределах Московской синеклизы и Волго-Уральской области. В позднеказанско-раннетатарское время здесь формировался сложный комплекс аллювиальных, аллювиально-озерных, субаквальных эвапоритовых, континентальных и прибрежных сабховых отложений [Игнатьев, 1962; Кулева, 1980; Твердохлебов, Шминке, 1990; Лозовский, Есаулова, 1998]. Преобладали обстановки непостоянных аллювиально-озерных равнин с сезонными циклами осадконакопления, перерывами в седиментации, образованием почв и каличе, плейевым и сабховым гипсонакоплением. Периодически широкое развитие получали разветвленные речные системы, а дальше от областей сноса, возможно, зоны меандрирования. Отмечается последовательное возрастание гумидности к концу поздней перми [Строк, 1987; Игнатьев, 1987]. Еще одна область семиаридного осадконакопления, входящая в северный пояс, намечается в южных районах Казахстано-Ангариды в пределах Чу-Сарысуйской впадины. Здесь, в континентальных аллювиально-озерных, пойменных и сабховых условиях, формировались красноцветные и пестроцветные отложения, континентальные соленосные комплексы с наборами пород сульфатно-натриево-кальциевого состава (глауберитовые), указывающими на чередование теплых влажных, засушливых и холодных сезонов. Возможно, создавались условия и для эолового осадконакопления. Зимние температуры могли колебаться от –5° до –15 °С, а летние достигать +20°–+30 °С [Жеребцова, 1977]. В целом, северный семиаридный пояс простирался в первой половине поздней перми между 25°–30° и 35°–40° с.ш.

В конце поздней перми и раннем триасе ширина семиаридных поясов в Южном и Северном полушариях последовательно увеличивалась. Происходило это, главным образом, за счет смещения высокоширотных границ поясов к полюсам. Южная граница южного семиаридного пояса в раннем триасе располагалась вблизи 70°–75° ю.ш. В состав этого пояса вошла почти вся территория Австралии, где обстановки семиаридного аллювиально-озерного красноцветного осадконакопления отмечаются в бассейнах Боуэн, Спрингшур-Корфилд, Мэриборо, Кларен-Мортон, Спрингфилд, Тасманском [Veevers, 1984]. Северная граница северного семиаридного пояса в раннем триасе находилась между 65° и 70° с.ш., где охватывал северные предуральские области Восточно-Европейской платформы, южные и центральные районы Ангариды. Здесь в Печорском, Коротаихинском, Большесынинском, Косью-Роговском, Кузнецком, Горловском, Джунгарском и в западных районах Приверхоянского бассейнов преобладали аллювиальные и аллювиально-озерные обстановки красноцветной и пестроцветной семиаридной седиментации [Челышев, 1972; Дагис и др., 1979; Лозовский, Есаулова, 1998]. В состав северного семиаридного пояса входили также Таримский, Северо-Китайский и Амурский микроконтиненты, в пределах которых широкое распространение красноцветных флювиальных и пестроцветных пресноводно-озерных отложений установлено в бассейнах Куча, Северо-Китайском, Приханкайском и др. [Котляр, 1984; Wang Hongzhen, 1985; Дуранте, 1998].

Таким образом, на протяжении поздней перми и раннего триаса семиаридные условия распространились на обширные области средних и высоких широт Пангеи в обоих полушариях. Преобладающими были аллювиально-озерные обстановки, что позволяет называть пояса их развития "семиаридными аллювиально-озерными". Северный семиаридный пояс в раннем триасе охватывал территорию между 30° и 65°–70° с.ш. Соизмеримую ширину имел и южный семиаридный пояс, простиравшийся между 30° и 70°–75° ю.ш. Как видно, оба пояса симметрично располагались относительно экватора. К началу триаса произошло также некоторое выравнивание обстановок седиментации на всей территории Пангеи. Об этом свидетельствует не только исчезновение холодных поясов и расширение поясов семиаридного аллювиально-озерного осадконакопления, но и некоторое увеличение влажности в аридных поясах.

Обстановки гумидной седиментации. Гумидные обстановки осадконакопления и пояса гумидной седиментации достаточно уверенно выделяются на территории Пангеи только для пермской эпохи. Они устанавливаются по распространению главным образом угленосных бассейнов, а также обстановок сероцветного аллювиального, аллювиально-озерного, болотного и пойменного осадконакопления. Имеющиеся данные позволяют наметить для пермского времени на территории Пангеи северный и южный гумидные пояса.

В ассельско-раннесакмарское время южный гумидный пояс имел весьма ограни-

ченное распространение, занимая сравнительно небольшую площадь на восточной половине Пангеи. Он выделяется здесь по присутствию в центральных районах Аравии угленосных отложений среди сероцветных терригенных толщ [Alsharhan, Nairn, 1995]. В пределах же северного полушария гумидный пояс всегда охватывал всю северную окраину Пангеи на всем протяжении перми, начиная с ассельского и кончая татарским веками.

В северном поясе континентальные и прибрежные гумидные обстановки широко развиты в Ангариде и Северном Приуралье. Здесь находились Тунгусский, Кузнецкий, Горловский, Печорский и другие угленосные бассейны [Атлас..., 1968; Челышев, 1972; Юзвицкий и др., 1984; Бетехтина и др., 1988; Дуранте, Могучева, 1998]. В позднесакмарско-раннеартинское время гумидный угленосный пояс охватывал всю северную окраину Пангеи, расположенную севернее 30°–40° с.ш. В позднеказанско-раннетатарское время пояс занимал те же районы Ангариды и Приуралья и простирался к северу от 40°–45° с.ш. В северной его части известны марино-гляциальные и сезонные ледовые отложения [Чумаков, 1994].

Южный гумидный угленосный пояс в позднесакмарско-раннеартинское время находился между 50°–55° и 70°–75° ю.ш. В его состав входили угленосные бассейны Карру, Рухуху, Луангва и др. на юге Африки, Сокоа на западе Мадагаскара, Дамадор, Джгория, Маханади, Сатпура и др. в Индостане, Боуэн на востоке Австралии [Ahmad, 1964; Kreuser, Semkiwa, 1987; Cook, 1990; Kreuser et al., 1990; Smith, 1990; Turner, 1990; Mishra, 1991; Mitra, 1991; Langford, 1992]. В поздней перми южный пояс охватил почти всю территорию Восточной Гондваны, включая Австралию и Антарктиду, и располагался южнее 55°–60° ю.ш. В Африке гумидные условия сохранились только на крайнем юге, где находился угленосный бассейн Джугела Ферри-Врихейд. На территории Индостана в состав пояса входили упомянутые выше угленосные бассейны, а в Австралии – все юго-восточные области, где располагались угленосные бассейны Боуэн, Денисон, Сиднейский, Тасманский, Мари и др. [Langford, 1992]. В некоторых угленосных бассейнах (Сиднейском, Тасманском, Марри) установлены марино-гляциальные и континентальные ледниковые отложения позднепермского (казанского) возраста [Langford, 1992; Crowell, 1995]. Это позволяет считать, что в южном гумидном угленосном поясе эпизодически возникали ледники.

В рассматриваемое время существовала еще одна обширная область гумидной седиментации, которая охватывала Катазийские и Киммерийские микроконтиненты, а также окраинные прибрежные зоны Пангеи. Она выделяется как экваториальная гумидная угленосно-бокситоносная. Угленосные бассейны, аллювиальные, аллювиально-озерные, аллювиально-пойменные и болотные обстановки здесь установлены на Северо-Китайском, Амурском, Таримском, Южно-Китайском и Чангтанском микроконтинентах, а также в пределах Цайдамского, Цинлинского и Сунпань-Ганьцзыйского террейнов [Котляр, 1984; Lee, 1986; Sheng et al., 1985; Wang Hongzhen, 1985; Enos, 1995; Дуранте, 1998]. Области бокситообразования отмечены на Северо-Китайском, Южно-Китайском, Индокитайском, Западно-Иранском микроконтинентах, а также в пределах Кавказской и Памирской окраин Пангеи [Bardossy, 1994; Enos, 1995].

Обстановки ледниковой седиментации. Наиболее значительные биосферные преобразования, как уже отмечалось, начались в завершающие стадии верхнепалеозойских оледенений, по-видимому, еще в сакмарском веке ранней перми.

Как полагает большинство исследователей, максимального распространения раннепермские ледники достигали в ассельско-сакмарское время [Visser, 1996; Crowell, 1995]. В это время оледенение охватило высокие и средние палеошироты Южной Америки, Африки (с южной Аравией и Мадагаскаром), Индии, Тибета, Австралии; его влияние видимо распространялось также на Малакко-Бирманский блок. Видимо, почти целиком была покрыта ледниками Антарктида. Ширина южного ледникового пояса временами достигала 45°–50° (рис. 65). Ледниковые щиты и горные ледники оставили на этих континентах многочисленные следы ледниковой экзарации (штрихованное ледниковое ложе со всеми характерными текстурами, троговые долины, фиорды), базальные тиллиты, флювио-озерно- и марино-гляциальные отложения. Последние имеют особенно широкое распространение. Марино-тляциальные отложения формировались с участием шельфовых ледников, талых ледниковых вод, айсбергов и в большей или меньшей степени перерабатывались подводно-колювиальными процессами. Во второй половине сакмарского – начале артинского веков ледники повсеместно начали отступать и ледниковый пояс сильно сузился. Его северная граница стала располагаться в районе южного полярного круга (рис. 66).

В Южной Африке в раннепермское время в бассейнах Карру, Калахари и Карасбург отложилась мощная серия ледниковых отложений (верхняя часть группы Двайка). По периферии бассейнов и на разделявших их поднятиях она представлена континентальными ледниковыми отложениями, а в центральных и юго-западных частях бассейнов – главным образом марино-гляциальными. Последние следы айсбергового разноса в Южной Африке отмечены в основании группы Экка, в нижней части формации Принц Альберт, имеющий, по-видимому, артинский возраст.

В Австралии нижнепермские ледниковые отложения сохранились в многочисленных осадочных бассейнах, протягивающихся от о-ва Тасмания на юге до залива Ж. Бонапарта на севере и от западного до восточного побережья. Многие исследователи считают, что пермские оледенения начались здесь в сакмарский век и, сокращаясь в размерах, продолжались с перерывами в артинский и кунгурский до казанского [Crowell, 1995] или уфимского веков. Другие авторы определяют возраст оледенения в Австралии как ассельско-раннесакмарский и полагают, что после него покровных оледенений не было [Duckins, 1996; Lindsay, 1997].

В Южной Америке нижнепермские ледниковые отложения известны в нескольких бассейнах к югу от 10° современной ю.ш. Самым крупным из них является бассейн Парана в Южной Бразилии. Верхнепалеозойские ледниковые отложения выделяются здесь в группу Итараре. К ранней перми относится большая верхняя ее часть. Относительно стратиграфического объема последней мнения расходятся. Большинство исследователей считает, что она имеет ассельско-сакмарский или же ассельско-артинский возраст, хотя высказывалось также мнение о кунгурском возрасте ее самой верхней части.

В группе Итараре, так же как в нижнепермских ледниковых разрезах других континентов, наблюдается неоднократное чередование континентальных и мариногляциальных фаций, ледниковых и межледниковых эпизодов, причем последние нередко сопровождались угленакоплением. В Южной Америке было несколько центров оледенений. В восточную часть басейна Парана ледники проникали с юго-востока из южной Африки, а в западную – с поднятия Асуньсьон Южной Америки. В прогиб Серджипе-Алагоас ледниковый язык приходил со стороны Экваториальной Африки.

Следы раннепермских оледенений довольно многочисленны и на Индостанском полуострове. Здесь преобладают континентальные ледниковые отложения (сохранившиеся главным образом в многочисленных грабенах), а в северном обрамлении полуострова – марино-гляциальные отложения. Тиллиты, валунные конгломераты и другие ледниковые отложения залегают в основании сакмарско-артинской свиты Талчир [Chandra, 1992]. Во многих местах в подошве этой свиты наблюдалось ложе с характерными признаками ледниковой экзарации. Направление штриховки на ледниковом ложе, ориентировка удлиненных камней и другие текстуры в тиллитах, за некоторым исключением, согласованно указывают на общее движение ледников с юга и юго-востока [Ahmad, 1981], т.е. со стороны Антарктиды и Австралии.

В Антарктиде верхнепалеозойские ледниковые отложения широко распространены в Трансантарктическом хребте, известны в обрамлении шельфового ледника Ронне и в некоторых прибрежных районах атлантического сектора Восточной Антарктиды. Ледниковые отложения выполняют несколько осадочных бассейнов и представлены континентальными и марино-гляциальными фациями. Их возраст обычно определяют как каменноугольный и раннепермский [Isbell et al., 1997]. Современный ледниковый покров затрудняет детальную реконструкцию позднепалеозойского оледенения Антарктиды, но поскольку в начале ранней перми ледники с этого континента, как уже отмечалось, распространялись до южной Африки, Индии и южной Австралии очевидно, что вся Восточная Антарктида подвергалась в это время мощному оледенению. Оно не могло закончиться раньше артинского века, так как антарктические ледники достигали в это время южной Африки [Visser, 1996] и Индии [Chandra, 1992], а в юго-восточную Австралию антарктические айсберги приносили обломочный материал вплоть до кунгурского века.

В северном полушарии достоверных признаков раннепермских оледенений не обнаружено. Указания на следы ледовых, ледниковых и флювиогляциальных отложений здесь единичны, но генезис этих отложений не доказан достаточно [Чумаков, 1994].

В позднеказанско-раннетатарское время устанавливаются только эпизоды гляциального осадконакопления в приполярных гумидных поясах южного и северного полушарий. В южном приполярном поясе следы айсбергового и ледового разноса ("дропстоуны") отмечены в казанских или татарских отложениях в юго-восточной Австралии в Сидней-

ском и Тасманском угленосных бассейнах, в бассейне Марри, в северной части гор Принца Чарльза [Crowell, 1995].

В приполярных областях северного полушария ледовые и марино-гляциальные отложения позднеказанского и раннетатарского возраста установлены среди морских образований в пределах Колымского и Охотского массивов [Чумаков, 1994]. Возможно, также, они есть и в Верхоянском складчатом поясе и на Омолонском массиве. Наличие марино-гляциальных отложений указывает на существование в середине поздней перми в некоторых северо-восточных районах Пангеи наземных ледников, которые местами достигали уровня моря и образовывали айсберги, а, возможно, и шельфовые ледники. Эти геологические данные хорошо согласуются с палеомагнитными и геодинамическими реконструкциями, в соответствии с которыми северный гумидный эпизодически гляциальный пояс располагался севернее 60° с.ш. [Scotese, Langford, 1995] или 70° с.ш.

Раннетриасовые ледниковые отложения не установлены ни в северных, ни в южных приполярных районах Пангеи. Приполярные области обоих полушарий Земли в раннем триасе были, как уже отмечалось, теплыми гумидными.

Обстановки седиментации в пределах горного пояса Центральной Пангеи. На всем протяжении перми и раннего триаса центральные районы Пангеи представляли собой громадную горную страну, которая выделяется в качестве самостоятельного пояса с характерными и изменявшимися во времени обстановками седиментации. В ассельско-раннесакмарское время здесь во многих районах, как на западе пояса (прогиб Вел-Верде), юге Арканзаса и севере Лузианы, так и на востоке – бассейны Мзаб-Радамес (южный Тунис), впадина Отэн (Франция), прогибы в Пиренеях и в Южных Альпах [Cassins et al., 1995] накапливались красноцветные угленосные отложения, что свидетельствует о гумидных условиях седиментации в указанных районах в это время. В последующем, начиная с позднесакмарско-раннеартинского времени, для всего горного пояса был характерен, по-видимому, рельеф Гималайского типа и, возможно, смена высотных климатических зон от пустынных обстановок в подножьях и предгорьях к горно-степным и горно-луговым обстановкам в средних и верхних поясах. На восточных окраинах горной страны в межгорных котловинах, которые были бассейнами внутреннего стока с разветвленными, меандрирующими реками и озерами, осадконакопление происходило в семиаридных условиях [Cassins et al., 1995; Ori, 1988]. Подобные же семиаридные обстановки могли локально существовать также на западной окраине горной страны.

Морские обстановки карбонатного и эвапоритово-карбонатного осадконакопления. При анализе особенностей пространственного размещения обстановок морской седиментации во время перми и раннего триаса, в первую очередь, обращает на себя внимание исключительно широкое развитие карбонатонакопления во многих шельфовых морях, окружавших Пангею, Катазийские и Киммерийские микроконтиненты, а также во многих внутренних морях на территории Лавразии и Гондваны. Особенно показательным в этом отношении было позднеказанско-раннетатарское время (рис. 67).

Вдоль западной периферии Пангеи в это время карбонатонакопление происходило почти во всех шельфовых морях между 45° и 50° с.ш. Наиболее обширные мелководные рамповые карбонатные платформы открытого шельфа и карбонатные платформы окаймленных шельфов внутренних морей намечаются на западной окраине Гондванской части Пангеи в пределах Перуанского, Перуано-Боливийского и Субандийского бассейнов [Sempere, 1995]. Здесь во внутренних морских бассейнах также формировались эвапоритово-карбонатные платформы.

Второй крупной областью карбонатной седиментации на западе Пангеи была юго-западная окраина Северной Америки. На этой территории прослеживается протяженная зона взаимосвязанных окраинных морей, охватывающая бассейны Чиуауа, Марфа, Педрегоса, Центрально-Аризонский, Центральной Юты, Драй-Маунтин, Фосфория, Центрального Вайоминга и др., в пределах которых формировались мелководные шельфовые преимущественно окаймленные карбонатные платформы [Mazzullo, 1995; Peterzson, 1980; Rascoe, 1988; Wardlow et al., 1995]. На западе эта зона отделялась от открытого океана островными поднятиями (Антлер и др.) и цепочкой вулканогенных островных дуг, а на востоке ограничивалась горными сооружениями (Анкомпагре, Педернал, Диабло и др.), которые отделяли ее от эвапоритовых бассейнов Мидконтинента. В целом вся система карбонатных шельфовых морей, островных дуг и разделяющих их проливов представляла собой промежуточную область между открытым океаном на западе и внутриконтинентальными эвапоритовыми бассейнами на востоке [Жарков, 1978]. Ряд крупных морских бас-

сейнов далеко внедрялись в континент и были типичными заливообразными внутренними морями, которые соединялись узкими проливами с бассейнами промежуточной области. Одним из них был Делаверский бассейн, связанный узким проливом Ховей с карбонатными морями Марфа и Чиуауа. Вдоль всей периферии Делаверского бассейна установлен характерный ряд замещений от зарифовых фаций к пизолитовым карбонатным мелям, терригенно-карбонатным приливно-отливным и лагунным эвапоритовым зонам и, наконец, к прибрежной сабхе и озерам, а в сторону центра бассейна наблюдается переход от массивных рифов к предрифовому склону и к глубоководной внутрибассейновой зоне глубиной от 300 до 550 м с тонкослоистыми терригенно-карбонатными отложениями [Mazzullo, 1995]. В последующем в глубоководной некомпенсированной осадками зоне происходило сульфато- и соленакопление [Anderson, Dean, 1995; Lowenstein, 1988]. Все имеющиеся данные свидетельствуют о том, что карбонатное и эвапоритовое осадконакопление во всех окраинных и внутренних морских бассейнах юго-западной периферии Северной Америки происходило в тепловодных условиях в обстановках аридного тропического климата [Anderson, Dean, 1995].

Широкое развитие обстановок карбонатной седиментации установлено в шельфовых морях, занимавших северную окраину Пангеи [Stemmerik, 1995; Beauchamp et al, 1989; Trettin, 1989; Dixon, Dietrich, 1990; Davies, Nassichuk, 1991; Jensen, Sorensen, 1992; Koyi et al., 1993; Breivik et al., 1995; Stemmerik, Worsley, 1995]. Карбонатные платформы окаймленных шельфов различной ширины и протяженности прослеживаются вдоль южного склона Свердрупского бассейна, на восточном и, возможно, западном бортах Норвежско-Гренландского бассейна, а также на юго-восточном шельфе Баренцевского бассейна. Карбонатные платформы этих бассейнов существенно различаются между собой. Так, для сравнительно узкого Свердрупского карбонатного окаймленного шельфа характерна обедненная биота, среди которой доминирует так называемая "мшанковая ассоциация", а в составе карбонатного материала преобладает низко-магнезиальный кальцит и наблюдается повышенное содержание глауконита, что позволило считать эти шельфовые карбонатные отложения сформировавшимися в умеренных холодноводных условиях [Beauchamp, 1995]. Для Баренцевоморской карбонатной платформы также характерно широкое развитие массивных брахиоподовых и мшанковых известняков, кремней и биотурбаций, образование которых происходило в мелководных, обогащенных кислородом и, по-видимому, умеренно-холодноводных обстановках [Stemmerik, Worsley, 1995]. В отличие от этого, в пределах Норвежско-Гренландского бассейна шельфовые карбонатные платформы образованы мшанково-водорослевыми холмами, достигающими мощности до 70 м и ширины около 500 м, окруженными мелководными оолитовыми и аллотигенными карбонатами, которые в прибрежной зоне замещаются сабховыми приливно-отливными и лагунными отложениями, представленными известковыми мергелями, водорослевыми карбонатами, нодулярными мозаичными гипсами, оолитовыми грейнстоунами [Stemmerik, 1995]. Такие по существу эвапорито-карбонатные платформы формировались в тепловодных условиях в семиаридной климатической зоне.

На восточной периферии Пангеи обстановки карбонатной седиментации имели особенно широкое развитие. Они охватывали все шельфовые моря, расположенные вдоль Гондванской и Лавразийской окраин Пангеи между 45° ю.ш. и 30° с.ш. Этот пояс карбонатонакопления, простиравшийся в южном полушарии с юго-востока на северо-запад, а в северном полушарии с юго-запада на северо-восток, почти целиком находился в межсубтропической зоне, что обуславливало тепловодные условия карбонатной седиментации и формирование, наряду с карбонатными, также эвапоритово-карбонатных платформ. Одна из крупнейших эвапоритово-карбонатных платформ располагалась в пределах Аравийского полуострова. Она занимала почти всю северо-восточную половину полуострова, простираясь более чем на 4500 км при ширине от 1000 до 2500 км. Это была шельфовая перикратонная окаймленная платформа с литоральным и сублиторальным карбонатонакоплением, а также участками с супралиторальными сабховыми зонами или обстановками мелководного субаквального эвапоритообразования [Husseini, 1992; Alsharhan, Nairn, 1995]. С северо-востока платформа ограничивалась протяженными рифогенными постройками, оконтуривающими глубоководный континентальный склон. На северо-западе Аравийская эвапоритово-карбонатная платформа отделялась относительно глубоководным карбонатно-глинистым шельфом от Тавридской карбонатной платформы, которая, по-видимому, принадлежала к перикратонному рамповому типу, окаймляя с юго-запада узкий океанический рифтогенный трог. Еще северо-

западнее выделяется Тунисская карбонатная шельфовая платформа [Lys, 1988]. Севернее трога располагалась обширная Итало-Динаридская эвапоритово-карбонатная платформа, охватывающая, по всей вероятности, Доломитовые и Карнийские Альпы, хребет Дравт, а также горный массив Дурмидор и зону Высокого Карста в Динаридах [Miljush, 1973; Buggish et al., 1976]. Палеогеографические реконструкции позволяют предположить, что восточнее Итало-Динаридской платформы располагалась суша, а к востоку от нее находился Мизийский соленосный бассейн, с востока ограничивавшийся окаймленной эвапоритово-карбонатной платформой [Жуков и др., 1976].

Вдоль юго-восточной окраины Лавразии на шельфе Палеотетиса намечается протяженная Кавказская карбонатная платформа, сложенная разнообразными водорослевыми, мшанковыми, брахиоподовыми, губковыми, коралловыми, оолитовыми и калькаренитовыми известняками, с многочисленными рифогенными постройками, формирование которых происходило в литоральной и сублиторальной зонах мелководного шельфа [А.Д. Миклухо-Маклай, К.В. Миклухо-Маклай, 1966; Левен, 1993; Котляр и др., 1984; Ростовцев, 1984]. По-видимому, Кавказская карбонатная платформа также принадлежала к перикратонному окаймленному типу, но вполне возможно, что в нее входили несколько связанных между собой самостоятельных перикратонных карбонатных платформ. На северной шельфовой окраине Палеотетиса в поздней перми предполагается существование Афгано-Памирской перикратонной карбонатной платформы, в пределах которой происходило формирование биогермных и органогенно-обломочных карбонатных построек, глинистых известняков и мергелей, оолитовых карбонатов в обстановках литорального и сублиторального осадконакопления [А.Д. Миклухо-Маклай, 1963; Дронов, Кафарский, 1980].

Еще один крупный регион тепловодного карбонатонакопления охватывал Киммерийские и Катазийские микроконтиненты, значительные площади которых, как отмечалось, были заняты шельфовыми морями. Карбонатные платформы располагались по всей южной и северной периферии Киммерийских микроконтинентов, протягиваясь от Западного Ирана до Сибамесу. В пределах Катазийских микроконтинентов обстановки карбонатной седиментации преобладали на западных окраинах и в ряде центральных областей. На территории Западного и Центрального Ирана находилась обширная карбонатная платформа, в окраинных зонах которой преобладали условия сублиторального и внутрилиторального шельфового карбонатонакопления, а в центральных областях располагался относительно глубоководный бассейн с глинисто-известняковым и черносланцевым осадконакоплением [Alsharhan, Nairn, 1995]. Иранская платформа на северо-востоке, по-видимому, соединялась с карбонатной платформой, сформировавшейся в пределах Южно-Афганского срединного массива и, возможно, Сулейман-Киртарской области юго-восточного Афганистана. Сплошной чехол шельфовых, преимущественно литоральных и сублиторальных карбонатных отложений в поздней перми охватывал здесь зоны Зури, Хуспасруд, Гильменд, Тирин, Логар, Аргандаб и северо-западную часть прогиба Катаваз [Дронов, Кафарский, 1980]. Как можно судить по принятому варианту плитной реконструкции [Scotese, Langford, 1995], восточнее, по всей вероятности, единой Ирано-Южно-Афганской карбонатной платформы находилась еще одна карбонатная платформа, которая охватывала западные и южные периферийные зоны микроконтинента Чангтан (Северный Тибет). Она окаймляла с запада и юга прибрежную область паралических и континентальных обстановок седиментации, расположенную в северных центральных районах [Enos, 1995]. Предполагается, что эта карбонатная платформа простиралась далеко на восток, охватывая южные и восточные окраины Сибамесу [Hutchison, 1989]. На территории Южно-Китайского микроконтинента мелководная карбонатная платформа формировалась на большей части северной и западной половины кратона; в ее южной окраине располагались рифогенные барьерные сооружения [Sheng et al, 1985; Enos, 1995]. Возможно, значительная по протяженности окаймленная шельфовая карбонатная платформа простиралась вдоль восточной и северо-восточной окраин Амурского микроконтинента в пределах Восточно-Сихотэ-Алинской зоны [Котляр, 1984].

Наконец, следует отметить один из самых крупных внутренних морских бассейнов эвапоритово-карбонатного осадконакопления – Восточно-Европейский. Карбонатная и периодически в некоторых районах эвапоритовая седиментация здесь происходила вплоть до конца казанского, а в ряде участков и до начала татарского века [Атлас..., 1969; Жарков, 1974]. На протяжении всего этого времени на востоке Восточно-Европейской платформы, охватывая Прикаспийскую синеклизу, Волго-

Уральскую область и север Московской синеклизы, формировалась громадная эвпоритово-карбонатная платформа, в пределах которой осадконакопление происходило в мелководных шельфовых обстановках, условиях аридного и семиаридного климата и сопровождалось субаквальной и сабховой сульфатной седиментацией, а также образованием крупных солеродных бассейнов в северных окраинах Прикаспийской впадины и прилегающих районах.

Таким образом, на протяжении поздней перми в шельфовых морях, окружающих Пангею, Катазийские и Киммерийские системы микроконтинентов, преобладала карбонатная и эвапоритово-карбонатная седиментация. Особенно широкое развитие получили обстановки тепловодного осадконакопления, приуроченные к аридным и семиаридным климатическим поясам. Они охватывали все морские бассейны, расположенные вокруг и внутри Пангеи между 40°–45° с.ш. и 40°–50° ю.ш. Практически сплошной пояс карбонатных и эвапоритово-карбонатных платформ простирался вдоль западной периферии Пангеи в пределах межсубтропической зоны. Еще более грандиозный пояс эвапоритово-карбонатных и карбонатных платформ протягивался на восточной окраине Пангеи, начиная от Аравийского полуострова на юге до Кавказской области на севере и далее захватывая Восточно-Европейский бассейн почти до Баренцева моря. Третий обширный пояс тепловодных обстановок карбонатонакопления был приурочен к шельфовым морям Киммерийских и Катазийских микроконтинентов. Он целиком располагался в пределах экваториально-тропической зоны. Одной из характерных особенностей этих платформ было широкое развитие в некоторых районах (Западный Иран, Южно-Китайский кратон) перерывов в осадконакоплении с образованием карста и локальным бокситообразованием [Enos, 1995]. В позднепермское время карбонатонакопление происходило также и в умеренно-холодноводных условиях. Они зафиксированы в северном среднеширотном гумидном поясе, где карбонатные платформы формировались на шельфах Свердрупского и Баренцевского бассейнов. Своеобразные верхнепермские карбонатные (преимущественно известняковые) отложения, которые условно названы "бивальвиевыми рифами" [Ганелин, 1997], встречаются в северном и южном холодно-умеренных поясах. На севере они известны на Омолонском и Приколымском массивах, острове Врангеля, а на юге в Новой Зеландии. Известняки эти характеризуются таксономически обедненными, но количественно богатыми биотами, отсутствием теплолюбивых рифостроителей, других обитателей тепловодных карбонатных платформ и преобладанием пелицепод (иногда очень крупных) с брахиоподами [Ганелин, 1997]. В нижней перми Тасмании подобные известняки по простиранию замещаются тиллитами [Rao, 1981].

Характерная особенность всех пермских шельфовых карбонатных морей – весьма ограниченное развитие вдоль их прибрежных зон обстановок терригенного осадконакопления. Так, в прибрежных участках Аравийской эвапоритово-карбонатной платформы терригенные осадки отмечены только вдоль юго-западной окраины, а также в некоторых локальных участках вблизи небольших поднятий в Загросе, на юго-востоке Тавридской области и на западе Аравии [Alsharhan, Nairn, 1995]. Узкие зоны песчаных отмелей и пляжей, либо сравнительно небольших по протяженности сабховых супралиторальных зон выявлены вокруг многих других карбонатных и эвапоритово-карбонатных платформ как на западной, так и на восточной окраинах Пангеи. Даже в случае развития обширной полосы прибрежной сабхи и пересыхающих озер (плайя), как это установлено в пределах Кэпитенского шельфа Делаверского бассейна, где ширина сабховой фациальной зоны достигает нескольких десятков км [Mazzullo, 1995], терригенные осадки имеют ограниченное распространение, а преобладают здесь мозаичные гипсовые породы, переслаивающиеся с доломитами. Карбонатные платформы в пределах Киммерийских террейнов в своих окраинных прибрежных участках тоже ограничены очень узкими зонами кластических осадков, что хорошо фиксируется для Ирано-Южно-Афганской карбонатной платформы. Лишь на территории Южно-Китайского микроконтинента в начале татарского века литоральные морские терригенные фации получили относительно широкое развитие вокруг поднятия Камдиан [Enos, 1995]. Также весьма узкими прибрежными шельфовыми терригенными осадками, представленными преимущественно тонкозернистыми песчаниками, окаймлены карбонатные платформы в Свердрупском и Баренцевском бассейнах [Beauchamp, 1995; Stemmerik, Worsley, 1995]. Только в пределах Приуральской окраины Восточно-Европейского бассейна зафиксировано обширное распространение терригенных отложений, накопившихся в прибрежных зонах [Chuvashov, 1995].

В раннем триасе произошло значительное сокращение шельфового карбонатонакопления, особенно на северной и западной окраинах Пангеи, где появились обширные терригенные шельфы. Однако принципиальная картина размещения карбонатных платформ в целом сохранилась прежней.

Ограниченное развитие прибрежных кластогенных осадков в большинстве шельфовых карбонатных морей свидетельствует о том, что карбонатные и эвапоритово-карбонатные платформы, формировавшиеся вдоль низменных окраин Пангеи, Катазийских и Киммерийских континентов в аридных и семиаридных климатических зонах, соседствовали с пустынными областями, что подтверждается установлением здесь эоловых образований и дюн. В гумидных зонах карбонатные платформы располагались вблизи заболоченных побережий с небольшим количеством меандрирующих рек. Таким образом, карбонатные платформы как бы блокировали низменные окраины Пангеи, подчеркивая тем самым, что на этом суперконтиненте преобладали палеогеографические условия, благоприятные для внутреннего, а не для внешнего речного стока.

Обстановки черносланцевой седиментации. Аноксические обстановки, благоприятные для черносланцевого осадконакопления, во второй половине ранней перми, а также в поздней перми и раннем триасе были характерны для многих шельфовых морей и внутриконтинентальных озерных водоемов. Они зафиксированы во всех климатических поясах.

Весьма широкое развитие холодноводных и умеренно-холодноводных аноксических обстановок черносланцевой седиментации установлено в шельфовых морях северной окраины Пангеи. В ассельско-раннесакмарское, позднесакмарско-раннеартинское и в позднеказанско-раннетатарское время здесь располагалась протяженная зона взаимосвязанных черносланцевых бассейнов, простиравшаяся от северных окраин Аляски до восточных районов Баренцевого моря. В нее входили бассейны Свердрупский, Вендел, Бьерна, Хаммерфест, Нордкапп, Северо-Восточного Шпицбергена и, возможно, Северо-Ново-Земельский [Beauchamp, 1995; Stemmerik, Worsley, 1995]. Глубоководные внутренние области этих бассейнов характеризовались застойными аноксическими условиями осадконакопления. В Свердрупском бассейне аккумуляция спикуловых кремней сначала происходила в условиях проградационного клиноформного заполнения глубоководных зон и осушения отдельных участков окаймленной карбонатной платформы с последовательным осаждением спикуловых глинистых илов, прослоев и линз карбонатов и глауконитсодержащих песков, а затем – формированием преимущественно спикуловой кремнистой толщи в холодноводных климатических условиях [Beauchamp, 1995]. В бассейнах Вендел, Бьерна, Хаммерфест, Нордкапп и Северо-Восточного Шпицбергена в это время также преобладали обстановки глубоководного застойного осадконакопления. Здесь происходила аккумуляция биотурбидитных кремнистых спикуловых сланцев в наиболее погруженных центральных зонах, а в более мелководных шельфовых участках вблизи карбонатных платформ – темноцветных глинистых илов с тонкими прослоями биокластических карбонатов (пакстоунов и вакстоунов) [Stemmerik, Worsley, 1995].

Севернее Свердрупско-Баренцевской зоны бассейнов черносланцевой седиментации, начиная с позднесакмарского времени, намечается крупный Верхояно-Чукотский бассейн аноксического осадконакопления. Его границы в настоящее время устанавливаются весьма условно по разрозненным и удаленным друг от друга районам распространения черносланцевых отложений в пределах Колымо-Чукотской и Верхоянской областей, а также на островах Арктического бассейна [Ганелин,1997; Устрицкий, 1993]. На о. Врангеля эти отложения представлены тонкослоистыми, ленточными микритовыми сероводородистыми известняками и черными глинистыми сланцами, а также пестроцветными сланцами с кремнисто-марганцевыми конкрециями [Ганелин, 1997]. В южной части Яно-Колымской области преобладают черные аргиллитовые и алевролит-аргиллитовые породные ассоциации массивные и микрослоистые, формирование которых происходило преимущественно в спокойных застойных гидродинамических условиях во внутренних удаленных от берега зонах морского бассейна. В целом, обстановки холодноводной и умеренно-холодноводной черносланцевой седиментации в глубоководных морях северной окраины Пангеи охватывали многие бассейны, приуроченные как к среднеширотному гумидному, так и к приполярному умеренному эпизодически гляциальному климатическим поясам.

Тепловодные морские аноксические обстановки черносланцевого осадконакопления зафиксированы в ряде районов субтропических и тропических зон. Они предполагаются в бассейнах Фосфория, Чиуауа и некоторых других на юго-западной периферии Северо-Американской окраины Пангеи, где черно-

сланцевая седиментация, возможно, продолжалась до конца казанского века [Ettenson, 1994]. На восточной периферии Пангеи аноксические условия периодически возобновлялись во многих районах на территориях Аравийской и Итало-Динаридной эвапоритово-карбонатных платформ [Alsharhan, Nairn, 1995]. На юго-востоке Лавразийской части Пангеи и в прилегающих участках северо-западной окраины Таримского микроконтинента условия, благоприятные для черносланцевой седиментации, длительное время сохранялись в Северо-Таримском бассейне [Enos, 1995]. Еще один район развития аноксических условий осадконакопления охватывал центральные и северо-восточные участки Центрально-Иранского микроконтинента, где в относительно глубоководных участках внутренних зон карбонатной платформы накапливались черные микритовые битуминозные известняки, черные мергели и сланцы с линзами и конкрециями кремней [Geological..., 1977; Husseini, 1992; Alsharhan, Nairn, 1995]. Необходимо отметить, что все отмеченные районы и бассейны тепловодного черносланцевого осадконакопления были приурочены к мелководным шельфовым областям морских акваторий, расположенных либо вблизи эвапоритовых бассейнов, либо непосредственно в пределах эвапоритово-карбонатных или карбонатных платформ.

Широкое распространение, особенно начиная с казанского века, получили также озерные условия черносланцевого осадконакопления. Как уже упоминалось, протяженный пояс подобных громадных пресноводных озер простирался вдоль южных окраин Западной Гондваны, занимая значительные пространства Южной Америки и Южной Африки [Padula, 1969; Yemane, 1993]. Видимо, крупный черносланцевый озерный бассейн существовал в пределах тургайской низменности на юге Казахстано-Ангариды в Лавразии [Атлас..., 1968].

В раннем триасе количество бассейнов черносланцевой седиментации уменьшилось. На северной окраине Пангеи сохранился Свердрупско-Баренцевский бассейн и небольшой бассейн на Чукотке [Дагис и др., 1979; Trettin, 1989; Wignall, Hallam, 1992; Ettensohn, 1994; Wignall, Twitchett, 1996]. Продолжал существовать Северо-Итальянский бассейн [Wignall, Hallam, 1992; Wignall, Twitchett, 1996]. Новый черносланцевый бассейн намечается в Предгималайской зоне Индостана [Kapoor, Tokuoka, 1985]. Кроме этого, в раннем триасе выделяется глубоководный черносланцевый бассейн вдоль континентальных склонов Амурского и Северо-Китайского микроконтинентов [Isazaki, 1994].

В целом, представляется возможным выделить несколько типов бассейнов аноксической черносланцевой седиментации. Первый тип охватывает шельфовые глубоководные бассейны, расположенные в окраинных морях на периферии Пангеи. К ним можно отнести Свердрупско-Баренцевский и Колымо-Чукотский бассейны. Второй тип объединяет черносланцевые бассейны, формирование которых происходило во внутренних более глубоководных зонах карбонатных платформ. Среди таких бассейнов можно назвать Предгималайский и Центрально-Иранский. Третий тип характеризуется промежуточным расположением бассейнов аноксической седиментации между солеродными или эвапоритовыми бассейнами, с одной стороны, и шельфовыми зонами карбонатного осадконакопления, с другой. К этому типу принадлежат бассейны Фосфория, Чиуауа, Северо-Итальянский, Северо-Таримский и некоторые другие. Наконец, последний четвертый тип объединяет озерные внутриконтинентальные черносланцевые бассейны.

Обращает на себя внимание пространственная близость многих бассейнов черносланцевой седиментации к эвапоритовым зонам и солеродным бассейнам того же возраста или предшествующего пермского соленакопления. Как известно [Zarkov et al., 1979], в недрах эвапоритовых бассейнов накапливаются огромные массы высококонцентрированных рассолов, которые в последующем через подземный сток могут поступать в шельфовые зоны и промежуточные бассейны. Подземный сток тяжелых соленых рассолов в погруженные участки шельфов или в глубоководные бассейны окраинных морей создавал соленосную стратификацию вод и застойные условия, благоприятные для накопления осадков с повышенным содержанием органического вещества. Такие условия могли предопределять аноксические обстановки в Свердрупском, Баренцевском, Фосфория, Чиуауа, Северо-Итальянском, Северо-Таримском, Восточно-Европейском, Центрально-Европейском, Аравийском и других бассейнах. В Колымо-Чукотском, Баренцевском и Свердрупском бассейне периодически, особенно в казанском и татарском веках, возникала также температурная стратификация вод. Особенности пространственного расположения большинства черносланцевых бассейнов свидетельствуют о том, что застойные условия осадконакопления в шельфовых и окраинных морях возникали не за счет поступления бескислородных

вод из океана, как предполагает ряд исследователей [Hallam, 1994; Wignall, Hallam, 1992; 1996; Knoll et al., 1996; Wignall, Twitchet, 1996]. Эти данные показывают, что в формировании большинства морских черносланцевых бассейнов более вероятно участие высококонцентрированных рассолов, поступавших либо из эвапоритовых бассейнов, расположенных на окраине Пангеи, либо путем подземного стока с суперконтинента. Вообще, можно предполагать, что подземный сток рассолов с Пангеи на всем протяжении ее высокого стояния в поздний перми и раннем триасе мог иметь большое влияние на окружающие шельфовые моря.

Обстановки морской терригенной седиментации. Пермская история терригенного осадконакопления четко подразделяется на два этапа: ассельско-раннесакмарский и позднесакмарско-татарский. Первый этап, охватывающий, по существу, начало пермского периода, когда существовала наиболее выраженная асимметрия глобальной седиментационно-климатической зональности на Земле и большая половина южного полушария была охвачена обстановками ледниковой седиментации, терригенное морское осадконакопление имело исключительно широкое распространение и происходило практически во всех шельфовых и многих внутриконтинентальных морях (гл. 3, рис. 65). В ассельское время глубоководные прогибы с турбидитным осадконакоплением прослеживаются вдоль всей западной периферии Пангеи, а также вокруг Австралийской ее окраины. Они фиксируются вдоль юго-западной и северной частей Неотетиса, прослеживаясь отсюда далеко на северо-запад вплоть до Апулии, где в это время существовал глубокий грабен или рифт, вдоль которого в последующем происходило раскрытие и формирование Неотетиса. Глубоководный турбидитный прогиб намечается в ассельское время также вокруг западной периферии Южно-Китайского континента. Сравнительно мелководные шельфовые окраинные терригенные моря существовали в это же время на северной и юго-западной периферии Пангеи.

Весьма примечательная особенность второго этапа, четко проявляющаяся в позднепермское время, это относительно ограниченное распространение морей с терригенной седиментацией вокруг Пангеи, а также Киммерийских и Катазийских микроконтинентов. Более или менее значительные площади обстановок морского мелководного и, в особенности, глубоководного терригенного осадконакопления, начиная с казанского века поздней перми, устанавливаются в сравнительно небольшом числе регионов. Они, как правило, приурочены либо к приполярным районам северного и южного полушарий, либо к восточным окраинам Пангеи и Катазийских микроконтинентов.

Обширная область морской терригенной седиментации охватывала северную окраину Пангеи в пределах Северо-Аляскинской, Юконской, Новоземельской, Верхояно-Охотской и Колымо-Омолонской провинций [Ганелин, 1997; Устрицкий, 1993; Повышева, Устрицкий, 1996; Beauchamp, 1995]. Северо-Аляскинский мелководный терригенный шельф выделяется формированием глауконитовых песчаников, известковистых аргиллитов, глинистых известняков, которые накапливались в прибрежных зонах и во внутреннем шельфе, иногда в штормовых условиях [Beauchamp, 1995]. Новоземельский терригенный шельф казанско-татарского времени характеризовался накоплением сложно чередующегося комплекса песчаников, алевролитов и аргиллитов, образование которого происходило преимущественно во внутренних и внешних зонах шельфа в приливно-отливных и, возможно, проксимально-дистальных штормовых условиях. Прибрежно-морские отложения Верхоянской области отличаются повышенным содержанием песчаников. Они накапливались, видимо, в сублиторальной зоне с преобладанием приливно-отливных течений и штормов. Терригенный шельф Колымо-Омолонской провинции, характеризовался, по-видимому, мелководными приливно-отливными и волновыми условиями, на что указывает чередование глауконитовых песчаников, кремнисто-глинистых глауконитовых известняков и ракушечники. В целом, мелководные терригенные шельфы Северо-Аляскинской, Юконской, Таймырской и Колымо-Омолонской областей в позднепермское время были сравнительно узкими и окаймляли глубоководные внутренние зоны морских окраинных бассейнов с застойными аноксическими обстановками.

Вторая достаточно крупная область развития мелководного терригенного шельфа поздней перми намечается на северо-восточной периферии Пангеи в пределах Монгольской окраины Панталассы [Zonenshain et al., 1990]. Здесь распространена мощная песчаниково-сланцевая толща, образование которой происходило, по-видимому, во внутреннем и внешнем шельфе, а также, возможно, на континентальном склоне в глубоководном турбидитном прогибе.

Следующие две области значительного терригенного морского осадконакопления

были приурочены к активным континентальным окраинам. Одна из них располагалась в юго-восточных районах Южно-Китайского микроконтинента, а вторая на Ново-Зеландской периферии Восточно-Гондванской части Пангеи. Южно-Китайская область, в соответствии с современными представлениями [Hsu et al., 1990], представляла собой в позднепермское время глубокий предгорный прогиб с мощным терригенным турбидитным и моласовым осадконакоплением, формирование которого, возможно, происходило на активной северной окраине Хунаньского микроконтинента, отделенного от платформы Янцзы Наньпаньцзянским океаном. Предполагается, что в поздней перми происходило поднятие и эрозия активной окраины Хунаньского микроконтинента и окружающих островных дуг, а также накопление флишоидных и конгломератовых толщ в глубоководном прогибе. Узкий мелководный терригенный шельф предполагается также вдоль южной пассивной окраины Хунаньского микроконтинента на периферии Гунанхайского океана*. Ново-Зеландская область отличается накоплением мощных терригенных, преимущественно зеленоцветных и сероцветных песчано-глинистых отложений. Они формировались в пределах мелководных шельфов и глубоководных прогибов вдоль островных вулканических дуг [Stevens, Speden, 1978; Veevers, 1984].

Сравнительно узкие позднепермские терригенные шельфы предполагаются также вдоль западной периферии Пангеи. Здесь намечается протяженная система субдукционных горных систем и вулканических островных дуг, протягивающаяся от западных окраин Канады и США (островные дуги Никола, Гунтингтон, Галлавах, Кламач и др.) до южных окраин Южной Америки и Западной Антарктиды (субдукционная зона Анд, Патагонская дуга и др.). На склонах этих дуг могли существовать мелководные терригенные шельфы [Scotese, Langford, 1995]. Однако глубокие прогибы с мощным позднепермским турбидитным осадконакоплением здесь не установлены.

В целом, еще раз можно отметить, что на протяжении поздней перми шельфовые терригенные моря значительно уступали по своим размерам и количеству областям карбонатной седиментации. Такая же тенденция сохранилась и в раннем триасе, несмотря на то, что размеры шельфов с терригенным осадконакоплением в это время существенно расширились, особенно на северной и западной окраинах Пангеи.

* На наших литолого-палеогеографических картах, составленных на основе реконструкций C.R. Scotese, R.P. Langford [1995], Хунаньский микроконтинент, Наньпаньцзянский и Гунанхайский океаны не выделяются.

Литература

Алексеев А.С. Массовые вымирания в фанерозое. Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук в форме научн. докл. М., 1998. 76 с.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М., 1968. Т. 2.

Бетехтина О.А., Горелова С.Г., Дрягина Л.Л. и др. Верхний палеозой Ангариды. Новосибирск, Наука, 1988. 265 с.

Ганелин В.Г. Бореальная бентосная биота в структуре позднепалеозойского Мирового океана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 3. С. 29–42.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.

Гуревич А.Б. Позднепалеозойские озерные водоемы территории Тунгусского бассейна // История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя / Ред. Г.Г. Мартинсон, И.Ю. Неустроева. Л.: Наука, 1987. С. 114–127.

Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы северо-востока Азии. М.: Наука, 1979. 245 с.

Дронов В.И., Кафарский А.Х. Пермская система // Геология и полезные ископаемые Афганистана / Ред. В.И. Дронов. М.: Недра, 1980. Кн. 1. С. 112–132.

Дуранте М.В. Характерные разрезы пограничных континентальных отложений перми и триасса Евразии: Северный Китай // Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы / Ред. В.Р. Лозовский, Н.К. Есаулова. М.: Геос, 1998. С. 175–183.

Дуранте М.В., Могучева Н.К. Характерные разрезы пограничных континентальных отложений перми и триаса Евразии: Кузнецкий бассейн // Там же. 1998. С. 162–171.

Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра,1974. 392 с.

Жарков М.А. История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978. 172 с.

Жеребцова И.К. К вопросу о континентальном галогенезе // Проблемы соленакопления / Ред. А.Л. Яншин, М.А. Жарков. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 1. С. 124–128.

Жуков Ф.И., Возар И.И., Янев С.Н. Пермские осадочно-вулканогенные формации и рудные месторождения Карпато-Балканской области. Киев: Наук. думка, 1976. 182 с.

Зезина О.Н. О значении температур и условий питания в историческом развитии биоты // Важнейшие биотические события в истории земли. Таллин, 1991. С. 41–47.

Игнатьев В.И. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Ч. 2. Фации. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1962. 335 с.

Котляр Г.В. Дальневосточная провинция // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР / Ред. Г.В. Котляр, Д.Л. Степанов. Л.: Недра,1984. С.195–205.

Котляр Г.В., Кропачева Г.С., Ростовцев К.О., Чедия И.О. Закавказская провинция // Там же. 1984. С.160–174.

Кулева Г.В. Верхнеказанские и татарские континентальные отложения юго-востока Русской платформы. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1980. 161 с.

Кухтинов Д.А. Позднепермские озера Арало-Каспийского региона // История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя / Ред. Г.Г. Мартинсон, И.Ю. Неустроева. Л.: Наука, 1987. С. 157–161.

Левен Э.Я. Главные события пермской истории области Тетис и фузулиниды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 59–75.

Лозовский В.Р., Есаулова Н.К. (ред.). Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: Геос, 1998. С. 139–145.

Миклухо-Маклай А.Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 329 с.

Миклухо-Маклай А.Д., Миклухо-Маклай К.В. Крым-Кавказская альпийская складчатая область // Пермская система: Стратиграфия СССР / Ред. Б.К. Лихарев. М.: Недра, 1966. С. 391–402.

Повышева Л.Г., Устрицкий В.И. Пермские отложения Новой Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 5. С. 25–34.

Ростовцев К.О. Крым-Кавказская провинция // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР / Ред. Г.В. Котляр, Д.Л. Степанов. Л.: Недра, 1984. С. 157–160.

Руннегар Б. Пермь Гондваны // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 1: Стратиграфия. С.147–158.

Твердохлебов В.П., Шминке Л.Н. Эоловые образования татарского яруса в бассейне р. Вятки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 4. С. 934–936.

Устрицкий В.И. Бореальная биогеографическая область в палеозое // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 2. С. 67–78.

Челышев В.И. Литолого-палеогеографические карты казанского, татарского и индского веков // Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья / Ред. В.А. Чермных. Л.: Наука, 1972.

Чумаков Н.М. Следы позднепермского оледенения на реке Колыма: Отзвук гондванских оледенений на северо-востоке Азии? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 5. С. 130–150.

Юзвицкий А.З., Горелова С.Г., Бетехтина О.А. Алтае-Саянская провинция // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР / Ред. Г.В. Котляр, Д.Л. Степанов. Л.: Недра, 1984. С. 208–222.

Ahmad F. The Permian basin of Peninsular India // Rep. of the XXII Sess. Intern. Geol. Congr., India. New Delhi, 1964. Pt 9. P. 123–138.

Ahmad H. Late Palaeozoic Talchir tillites of Peninsular India // Earth's Pre-Pleistocene glacial record / Ed. M.J. Hambrey et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1981. P. 326–330.

Alsharhan A.S., Nairn A.E.M. Stratigraphy and sedimentology of the Permian in the Arabian Basin and adjacent aresa: A critical review // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Echolle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 2. P. 187–214.

Anderson R.Y., Dean W.E. Filling the Delaware Basin: Hydrologic and climatic controls on the Upper Permian Castile Formation varved evaporite // Ibid. 1995. Vol. 2. P. 61–78.

Bardossy G. Carboniferous to Jurassic bauxite deposits as paleoclimatic and paleogeographic indicators // Pangea: Global environments and resources. Calgary, 1994. P. 283–293 (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; N 17).

Baud A., Magaritz M., Holser W.T. Permian-Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies // Geol. Rndschau. 1989. Bd. 78. S. 649–677.

Baud A., Marcoux J., Guirand R. et al. Late Murgabian (266 to 264 Ma) // Atlas Tethys paleoenvironmental maps: Explanatary notes. P.: Gauthier-Villars, 1993.

Beauchamp B. Permian history of Arctic North America // The Permian of Northern Pangea / Eds. Scholle P.A. et al. Springer – Verlag, Berlin – Heideeberg, 1995. Vol. 2. P. 3–22.

Beauchamp B., Harrison J.C., Henderson C.M. Upper Paleozoic stratigraphy and basin analysis of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago // Current research. Calgary, 1989. Pt. G. P. 105–124. (Geol. Surv. Canada. Pap.; 89-1G).

Bland G. Structure et paleogeographic du Litoral meridional et oriental de l' Afrique // Sedimentary basins of the African coasts. P.: Assoc. Afr. Geol. Surv., 1973. Southern coasts. P. 193–231.

Bourman R.P., Alley N. Permian glaciated bedrock surfaces and accosiated sediments on Kaugaroo Island, South Australia: Implications for local Gondwanan icemass dynamics // Austral. J. Earth Sci. 1999. Vol. 45, N 4. P. 523–531.

Breivik A.J., Gudlaugsson S.T., Faleide J.I. Ottar Basin SW Barents Sea: A major Upper Palaeozoic rift basin containing large volumes of deeply buried salt // Basin Res. 1995. Vol. 7, N 4. P. 299–312.

Buggisch W., Flügel E., Leitz F., Tietz G.-F. Die fazielle und palaogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Raudgebieten // Geol. Rundsch. 1976. Bd. 65, H. 2. S. 649–690.

Cassins G., Toutin-Morin N., Virgili C. A general outline of the Permian continental basins in Southwestern Europe // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al., B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 2. P. 137–157.

Chandra S. Changing patterns of the Permian Gondwana vegetation // Palaeobotanist. 1992. Vol. 40. P. 73–100.

Chuvashov B.I. Permian deposits of the Urak and Preduralje // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 2. P. 158–183.

Clemensen L.B., Abrahamsen K. Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran Basin (Permian) Scotland // Sedimentology. 1983. Vol. 30. P. 311–339.

Cook P.J. Australia: Evolution of a continent. Canberra: Austral. Gov. Publ. Serv., 1990. 97 p.

Crowell J.C. The ending of the Late Paleozoic ice age during the Permian Period // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 1. P. 62–74.

Davies G.R., Nassichuk W.W. Carbonifeerons and Permian history of the Sverdrup Basin, Arctic Islands // Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland / Ed. H.P. Tretin. Galgary: Geol. Surv. Canada, 1991. P. 343–368. (Geol. Canada; T. 3).

Denison R.E., Koepnick R.B. Variation in $^{87}Sr/^{87}Sr$ of Permian Sea-water: An overview // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 1. P. 124–132.

Duckins J.M. Problems of a Late Palaeozoic glaciation in Australia and subsequent climate in the Permian // Palaogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. Vol. 125. P. 185–197.

Dixon J., Dietrich J.R. Canadian Beaufort Sea and adjacent land areas // The geology of North America. Boulder (Colo.): Geol. Soc. Amer. 1990. Vol. L: The Arctic Ocean region. P. 239–256.

Drong H.-J., Plein E., Sonnemann D. et al. Der Schneverdingen – Sondstein des Rotliegendeneine aolische Sedimentfulling alter Grabenstructuren // Ztschr. Dt. Geol. Ges. 1982. Bd. 133. S. 699–725.

Enos P. The Permian of China // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 2. P. 225–256.

Ettensohn F.R. Marine, organic-rich, dark-shale deposition on North American parts of Pangea, Carboniferous to Jurassic:

Effects of superconitinent organization // Pangea: Global environments and resources / Ed. A.F. Embry et al. Calgary, 1994. P. 743–762. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; N 17).

Geological map of Iran. Sheet 2. North-Central Iran. Scale 1:1 000 000 / National Iranian Oil Co. Teheran, 1977.

Glennie K.W. Lawer Permian Rotliegend desert sedimentation in the North Sea // Eolian sediments and processes / Ed. M.W. Brookfield, T.S. Ahlbrandt. Amsterdam: Elsevier, 1983. P. 521–541 (Develop. Sediment.; Vol. 38).

Glennie K.W., Buller A.T. The Permian Weissliegend of N.W. Europe: The partial deformation of aeolian dune sand caused by the Zechstein transgression // Sediment. Geol. 1983. Vol. 35. P. 43–81.

Hallam A. The earliest Triassic as an anoxic event, and its relationship to the End-Paleozoic mass extinction // Pangea: Global environments and resources / Ed. A.F. Embry et al. Calgary, 1994. P. 797–804. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; N 17).

Hsu K.J., Jiliang Li, Haihong C. et al. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology // Tectonophysics. 1990. Vol. 183. P. 9–39.

Husseini M.I. Upper Paleozoic tectono-sedimentary evolution of the Arabian and adjoining plates // J. Geol. Soc. London. 1992. Vol. 149. P. 419–429.

Hutchison C.S. Geological evolution of the South-East Asia. Oxford: Clarendon, 1989. 368 p.

Isbell J.L., Seegers G.M., Gelhar G.A. Uper Paleozoic glacial and postglacial deposits, central Transantarctic Mountains, Antarctica // Late Glacial and Postglacial environmental changes / Ed. I.P. Martini. N.Y.; Oxford: Oxfod Univ. press, 1997. P. 230–242.

Isozaki Y. Superanoxia across the Permo-Triassic boundary: Record in accreted deep-sea pelagic chert in Japan // Pangea: Global environments and resources / Ed. A.F. Embry et al. Calgary, 1994. P. 805–812. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; N 17).

Jensen L.N., Sorensen K. Tectonic framework and halokinesis of the Nordkapp Basin // Structural and tectonic modelling and its application to petroleum geology / Ed. R.M. Larsen et al. Oslo, 1992. P. 109–120. (Spec. Publ. Norw. Petrol. Soc.; N 1).

Kapoor H.M., Tokuoka T. Sedimentary facies of the Permian and Triassic of the Himalayas // The Tethys: Her paleogeography and paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic / Ed. K. Nakazawa, J.M. Dickins. Torko: Tokai Univ. press,1985. P. 23–58.

Knoll A.H., Bambach R.K., Canfield D.E., Grotzinger J.P. Comparative Earth history and Late Permian mass extinction // Science. 1996. Vol. 273. P. 452–457.

Koyi H., Talbot C.J., Torudbakken B.O. Salt diapirs of the southwest Nordkapp Basin: Analogue modelling // Tectonophysics. 1993. Vol. 228. P. 167–187.

Kreuser T., Semkiwa P.M. Geometry and depositional history of a Karoo (Permian) coal basin (Mchuchuma-Ketewaka) in SW-Tanzania // Neues Jb. Geol. Paläontol. Monatsh. 1987. S. 69–98.

Kreuser T., Wopfner H., Kaaya C.Z. et al. Depositional evolution of Permo-Triassic Karoo basin in Tanzania with reference to their economic potential // J. Afr. Earth Sci. 1990. Vol. 10, N 1/2. P. 151–167.

Kutzbach J.E., Gallimore R.G. Pangean climates: Megamonsoons of the megacontinent // J. Geophys. Res. D. 1989. Vol. 94, N 3. P. 3341–3357.

Langford R.P. Permian coal and palaeogeography of Gondwava: BMR record, 1991–1995. Canberra, 1992. 139 p. (Paleogeography; Vol. 39).

Lee K.Y. Geology of the Chaidamu Basin, Qinghai Province, Northwest China. Boulder (Colo.), 1984. 39 p. (US Geol. Surv. Open-File. Rep.; N 84-413).

Lee K.Y. Geology of the petroleum and coal deposits in North China Basin, Eastern China. Boulder (Colo.), 1986. 57 p. (US Geol. Surv. Open-File. Rep.; N 86-154).

Limarino C.O., Spalletti L.A. Eolian Permian deposits in West and Northwest Argentina // Sediment. Geol. 1986. Vol. 49. P. 109–127.

Lindsay J.F. Permian postglacial environments of the Australian Plate // Glacial and Postglacial environmental changes / Ed. I.P. Martini. N.Y.; Oxford: Oxford Univ. press, 1997. P. 213–229.

Lowenstein T.K. Origin of depositional cycles in a Permian "Saline giant": the Saledo (McNutt Zone) evaporites of New Mexico and Texas // Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. Vol. 100. P. 592–608.

Lys M. Carboniferous and Permian marine deposits in Southern Tunisia – micropaleontology (foraminifera) and paleobiogeography // Bull. Central. Explor-Prod. Elf-Aquitaine. 1988. Vol. 12, N 2. P. 601–659.

Martin H. The Late Palaeozoic Dwyka Group of the South Kalahari Basin in Hamibia and Botswana and the subglacial valleys of the Kaokoveld in Namibia // Earth's Pre-Pleistocene glacial record / Ed. M.J. Humbrey et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1981. P. 61–66.

Maxwell W.D. The end Permian mass extinction // Mass extinction: Processes and evidence / Ed. S.K. Donovan. L.: Belkhaven, 1989. P. 152–173.

Mazzullo S.J. Permian stratigraphy and facies, Permian Basin (Texas–New Mexico) and adjoining areas in the Midcontinent United States // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 2. P. 41–60.

Mazzullo S.J., Mazzullo J., Harris P.M. Significance of eolian quartzose sheet sands on emergents carbonate shelves; Permian of west Texas-New Mexico // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1985. Vol. 69. P. 284.

Menning M. A numerical time scale for the Permian and Triassic Periods an integrated time analisys // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 1. P. 77–97.

Meybeck M. Concentration des aux fluviales en elements majeurs et apports en solution aux oceans // Rev. geol. dynam. et geogr. phys. 1979. Vol. 21, N 3. P. 215–246.

Miljush P. Geologic-tectonic structure and evolution of outher dinarids and Adriatic Area // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1973. Vol. 57, N 5. P. 913–929.

Mishra H.K. A comparision of the petrology of some Permian coals of India with those of Western Australia // Condwana Seven: Proceedings / Ed. H. Ulbrich, A.C. Rocha Campos. Sao Paulo: Inst. Geociencias – USP, 1991. P. 261–271.

Mitra N.D. The sedimentary history of Lower Gondwana coal basin of Peninsular India // Ibid. 1991. P. 271–288.

Ori G.G. The natute of the Permian rivers in Southern Alps // Mem. Soc. Geol. Ital. 1988. Vol. 34. P. 155–160.

Padula V.T. Oil shale of Permian Irati Formation, Brazil // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969. Vol. 53, N 3. P. 591–602.

Parrish J.M., Parrish J.T., Ziegler A.M. Permian-Triassic paleogeography and paleoclimatology and implications for the rapsid distributions // The ecology and biology of mammal-like reptiles / Ed. N.H. Hotton et al. Wash. (D.C.): Smithsonian press, 1986. P. 109–132.

Parrish J.T. Geologic evidence of Permian climate // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.: Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 1. P. 53–61.

Peterson J.A. Permian paleogeography and sedimentary provinces, West Central United States // Paleozoic paleogeography of West-Central United States: Rocky Mountain Section

Soc. Econ. Paleontol. Miner. Symp. 1980. Vol. 1. P. 271–292.

Rao C.P. Criteria for recognition of cold-wated carbonate sedimentation: Berriedale Limestone (Lower Permian) Tasmania, Australia // J. Sediment. Petrol. 1981. Vol. 51. P. 491–506.

Rascoe B. Permian system in western Midcontinent // Permian rock of the Midcontinent / Ed. W.A. Morgan, J.A. Babcock. 1988. P. 3–12. (Midcontinent Section Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.; Vol. 1).

Raup D.M., Sepkoski J.J., Jr. Periodicity of extinctions of families and genera // Science.1986. Vol. 231. P. 833–836.

Retablak G.J., Krull E.S. Lanscape ecological shift at the Permian-Triassic boundary in Antarctica // Austral. J. Earth Sci. 1999. Vol. 49. P. 785–812.

Robinson P.L. Palaeoclimatology and continental drift // Implications of continental drift to the Earth sciences / Ed. D.H. Tarling, S.K. Runcorn. N.Y.; L.: Acad. press, 1973. Vol. 1. P. 449–476.

Ross C.A., Baud A., Menning M. A Time scale for project Pangea // Pangea: Global environments and resources / Ed. A.F. Embry et al. Calgary, 1994. P. 81–83. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; N 17).

Salem M.J. The geology of Sirt Basin. Amsterdam: Elsevier, 1996. V. 1–3.

Scholle P.A. Carbon and sulfur isotope stratigraphy of the Permian and adjacent intervals // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 1. P. 133–149.

Schopf T.J.M. Permo-Triassic extinctions: Relation to sea-floor spreading // J. Geol. 1974. Vol. 82. P. 129–143.

Scotese C.R., Langford R.P. Pangea and paleogeography of the Permian // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 1. P. 3–19.

Sempere T. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions // Petroleum basin of South Amerca / Ed. A.J. Tankard et al. Boulder. (Colo.), 1995. P. 96–128.(AAPG Mem.; N 62).

Sepkoski J.J., Jr. Periodicity in extinction and the problem of catastrophysm in the history of life // J. Geol. Soc. London. 1989. Vol. 146. P. 7–19.

Sheng Jin-zhang, Rui Lin, Chen Chu-zhen. Permian and Triaccis sedimentary facies and paleogeography of South China // The Tethys: Her paleogeography and paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic / Ed. K. Nakazawa, J.M. Dickins. Tokyo: Tokai Univ. press, 1985. P. 59–81.

Smith D.B. The Late Permian palaeogeography of north-east England // Proc. Yorkshire Geol. Soc. 1990. Vol. 47. P. 285–312.

Sneh A. Permian dune patterns in northwestern Europe challenged // J. Sedimeint. Petrol. 1988. Vol. 58. P. 44–51.

Stemmerik L. Permian history of the Norwegian–Greenland sea area // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 2. P. 98–110.

Stemmerik L., Worsley D. Permian history of the Barents shelf area // Ibid. 1995. Vol. 2. P. 81–97.

Stevens G.R., Speden I.G. New Zealand // The Phanerozoic geology of the World. Amsterdam. etc. Elsevier, 1978. II: The Mesozoic, A. P. 251–328.

Trettin H.P. The Arctic Islands // The geology of North America – an overview / Ed. A.W. Bally, A.R. Palmer. Boulder (Colo.): Geol. Soc. Amer., 1989. Vol. A. P. 349–370.

Turner B.R. Continental sediments in South Africa // J. Afr. Earth Sci. 1990. Vol. 10, N 1/2. P. 139–149.

Veevers J.J. Phanerozoic Earth history of Australia. Oxford: Clarendon, 1984. 418 p.

Veevers J.J., Powell C.M.A. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwana land reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica // Bull. Geol. Soc. Amer. 1987. Vol. 98. P. 475–487.

Visser J.N.J. Controls on Early Permian shelf deglaciation in the Karoo Basin of South Africa // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. Vol. 125. P. 129–139.

Wang Hongzhen (ed.). Atlas of the paleogeography of China. Beijing: Cartogr. Publ. House, 1985.

Wardlow B.R., Snyder W.S., Sphinosa C., Gallegos D.M. Permian of the Western United States // The permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 2. P. 23–40.

Wignall P.B., Hallam A. Anoxia as a cause of the Permian / Triassic mass extinction: Facies evidence for Northern Italy and the Western United States // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1992. Vol. 93. P. 21–46.

Wignall P.B., Hallam A. Facies change at the End-Permian mass extinction in S.E. Sichuan, China // Palaios. 1996. Vol. 11. P. 587–596.

Wignall P.B., Twitchett R.J. Oceanic anoxia and the End-Permian mass extinction // Science. 1996. Vol. 272. P. 1155–1158.

Yemane K. Contribution of Late Permian palaeogeography in maintaining a temperate climate in Gondwana // Nature. 1993. Vol. 362, N 6407. P. 51–54.

Zarkov M.A., Zarkova T.M., Merzljakov G.A. Die Volumenverhaltnisse halogener Gesteine in paläzoischen Salinarbecken und des Problem des Stoffbestandsentwicklung der Meerwassers // Ztschr. geol. Wiss. 1979. Bd. 7. S. 827–841.

Ziegler P.A. Geological atlas of Western and Central Europe. Amsterdam: Elsevier, 1982. 130 p.

Ziegler A.M., Hulver M.L., Rowley D.B. Permian world topography and climate // Late Glaciol and Postglaciol environmental changes. Quaternary, Carboniferous–Permian and protezozoic / Ed. Martini P. Oxford. – N.Y.: Oxford. Univ. Press. 1997. P. 111–146.

Liegler A.M., Gibbs M.T., Hulver M.Z. A mini atlas of oceanic water masses in the Permian period // Proceed. Royal. Soc. Victoria. 1998. Vol. 110, N 1/2. P. 323–343.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: A plate-tectonic synthesis. Wash. (D.C.), 1990. 242 p. (Amer. Geophys. Union. Geodyn. Ser.; Vol. 21).

Глава 9

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ ПЕРМСКИХ ФУЗУЛИНИД

Э.Я. Левен

Данные биогеографии не в меньшей степени, чем седиментационные обстановки, описанные в предыдущей главе, свидетельствуют о характере климата прошлых эпох, его поясной зональности и изменении во времени. Морские и особенно наземные организмы являются чуткими индикаторами среды обитания, и их распределение по поверхности планеты определяется, в первую очередь, климатическими факторами. В настоящей главе это будет продемонстрировано на примере биогеографического анализа палеосообществ пермских фузулинид – широко распространенных и хорошо изученных бентосных морских организмов, обитавших на небольших глубинах и поэтому чутко реагировавших на температурные колебания.

Сейчас уже можно считать установленным, что современное распространение разных типов палеозойских фаун и флор на земной поверхности не укладывается в четкие закономерности и ассиметрично по отношению к положению экватора и, соответственно, климатических поясов. Картина становится более закономерной, если палеобиогеографические реконструкции производить на палинспастической основе. В качестве таковой с небольшими изменениями и дополнениями приняты карты, иллюстрирующие в предыдущей главе палеоседиментологические обстановки.

Первые палеогеографические карты для различных эпох пермского периода, основанные на распространении фораминифер, были составлены А.Д. Миклухо-Маклаем [1963]. Позже вопросы биогеографии фузулинид были затронуты в работах D.J. Gobett [1967; 1973], Ch. A. Ross [1967a; 1982; 1990; 1995], Ch. A. Ross, J.R.P. Ross [1983], K. Ishii et al [1985], T. Ozawa [1987], Э.Я. Левен [1994], Э.Я. Левен, С.Ф. Щербович [1978], E.Ja. Leven [1994; 1997], F. Kobayashi [1997 a,b; 1999] и др. При составлении предлагаемых в настоящем разделе монографии палеобиогеографических карт использованы все содержащиеся в перечисленных публикациях данные; учтены также собственные материалы по Памиру, Афганистану, Ирану, Турции, Каракоруму, Внутренней Монголии, Южному Китаю и Новой Зеландии. Карты составлены для четырех временных интервалов, отвечающих четырем эпохам, на которые, по нашему мнению [Leven, 2003], следует делить пермский период. Для них предлагается употреблять названия уральская, дарвазская, янсинская и лопинская, в разное время использовавшиеся для обозначения стратиграфических подразделений, примерно отвечающих по времени предлагаемым эпохам (табл. 7).

Достоверность палеореконструкций во многом зависит от точности возрастной корреляции привлекаемых для этого материалов. Поскольку для расчленения перми в разных биогеографических областях используются разные стратиграфические шкалы, мы сочли необходимым привести здесь схему корреляции главных из них (табл. 7). Оговоримся, что схема отражает современное состояние пермской стратиграфии, не во всем удовлетворительное. Поэтому в ряде случаев принимаемая нами корреляция в той или иной степени условна. Это относится прежде всего к ярусам верхней подсистемы пермской системы (подробнее см. [Левен, 2001]).

Фузулиниды были мелководными бентосными теплолюбивыми организмами, пределы распространения которых на север и юг ограничивались 35°–40° северной и южной широт. Биогеография фузулинид определялась положением их местообитания по отношению к палеоэкватору; немаловажное значение имела степень изоляции бассейнов и наличие или отсутствие путей свободной миграции. В перми обособились три главные области их распространения, различающиеся характером фузулинидовых сообществ. Наиболее крупная из них охватывала территорию Палео-Тетиса и острова западной Палео-Пацифики. Вторая область занимала западные побережья Северной и Южной Америки и часть островов восточной Палео-Пацифики. Третья область

Таблица 7

Стратиграфические шкалы пермской системы

Система	Подсист.	Отдел	Тетис (ярусы)	Китай			США		Восточно-Европейская шкала	
ПЕРМСКАЯ	Тетисная	Лопинский	Дорашамский	Лопин		Чансинский	Очоа		ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ	Татарский
			Джульфинский			Уцзяпинский				
		Янсинский	Мидийский	Янсин	Маокоу	Ленгвуанский	Гваделупий	Кепитенский		
			Мургабский			Куфенский		Вордский		Казанский
			Кубергандинский		Чися	Ксианбоанский		Роадский		Уфимский
	Предуральская	Дарвазский	Болорский			Луодианьский	Ленерд	Каседральский	НИЖНЯЯ ПЕРМЬ	Кунгурский
			Яхташский			Лонглиньский		Хесский		Артинский
		Уральский	Сакмарский			Дзисонский	Вольфкэмп	Ленокский		Сакмарский
			Ассельский					Нильский		Ассельский

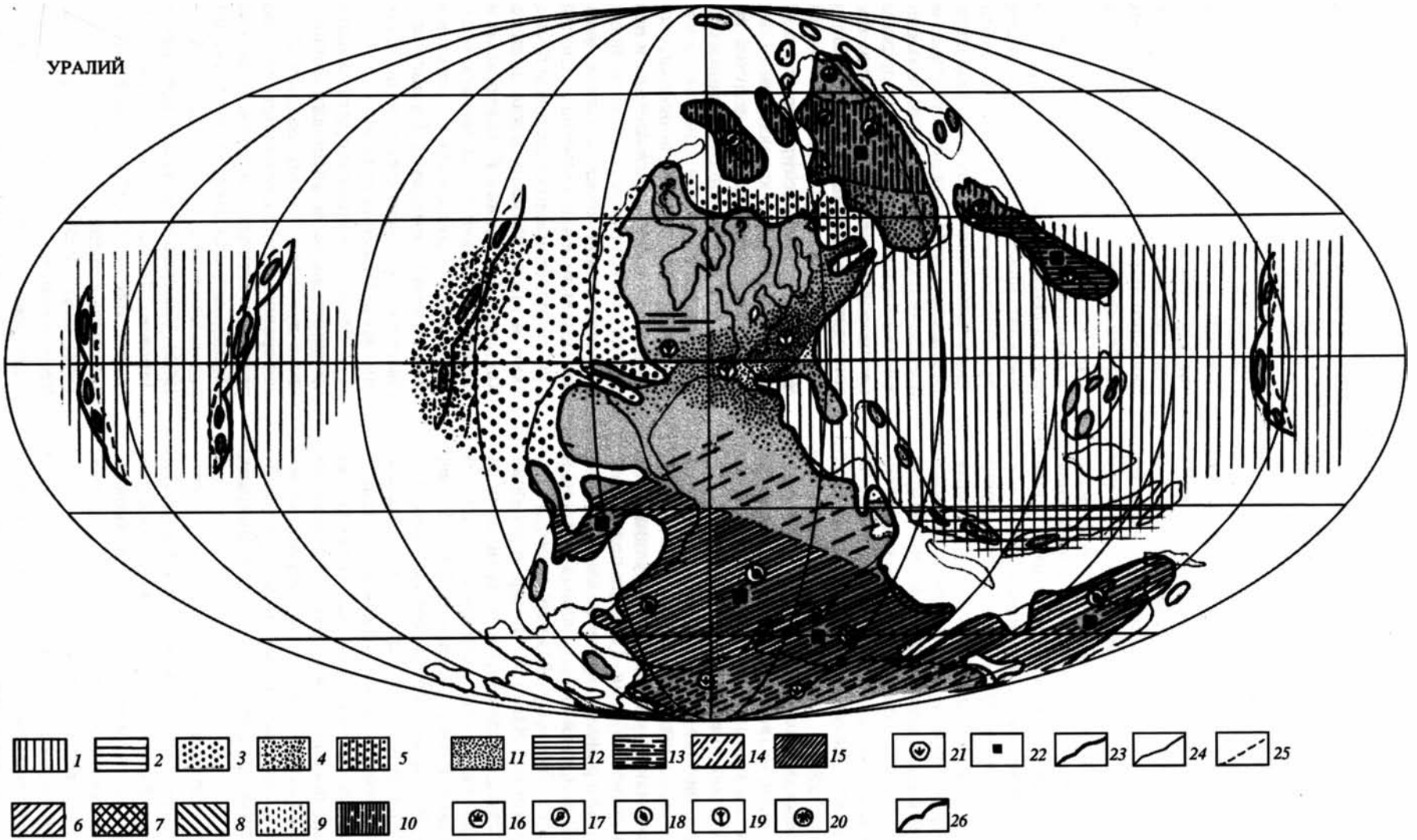
распространялась на Восточно-Европейский и Свердрупский бассейны. Последний в начале перми имел связь с бассейном западного побережья Северной Америки. Ч. Росс [Ross, 1995] рассматривал перечисленные области как провинции, присвоив им названия Палео-Тетическая (paleo-Tethys), Мидконтинент-Андская (Midkontinent-Andean) и Франклино-Уральская (Franklinian-Uralian), соответственно. В дальнейшем мы будем пользоваться этими названиями, считая, однако, что обозначаемые ими территории следует понимать в более широком значении, чем провинция. Все три области существовали в ранней перми. В начале янсинской эпохи фузулиниды исчезли во Франклино-Уральской области, а в начале лопинской – также и в Мидконтинент-Андской, сохранившись лишь в пределах Тетиса. Ниже остановимся на биогеографии фузулинид в разные эпохи пермского периода более подробно.

9.1. Уральская эпоха

Палео-Тетическая область распространялась в это время на огромную территорию между Еврамерийским и Ангарским материками на севере и Гондваной на юге (рис. 69). По современным представлениям большую часть этой территории занимал океан Тетис с многочисленными островами и микроконтинентами, постепенно дрейфовавшими в северном

Рис. 69. Палеобиогеография фузулинид и наземной флоры уральской эпохи (ассельский и сакмарский века) (составили Э.Я. Левен и С.В. Наугольных)

Условные обозначения к рис. 69–72. Биогеография фузулинид *1–8*: *1* – Палео-Тетическая область; *2* – Южно-Тетическая провинция; *3* – Мидконтинент-Андская область; *4* – провинция Сономия; *5* – Франклино-Уральская область; *6* – Западно-Тетическая провинция; *7* – Восточно-Тетическая провинция; *8* – провинция Панталасса. Биогеография наземной флоры *9–15*: *9* – обедненная растительность тундрового или лесотундрового типов; *10* – типично-ангарская листопадная растительность (пермский аналог современных бореальных лесов, "кордаитовая тайга"); *11* – тропическо-экваториальные засушливые зоны, растительность средиземноморского типа; *12* – экваториальная и тропическая вечнозеленая растительность, сходная с современными дождевыми лесами; *13* – ксерофильная растительность бессточных котловин; *14* – зоны смешения растительности средиземноморского типа (еврамерийский тип флор) и растительности южного умеренного и холодно-умеренного биома (гондванский тип флор); *15* – нотальная листопадная растительность с доминированием глоссоптерид. Жизненные формы и формы роста высших растений, типы ландшафтов *16–21*: *16* – хамефиты и гемикриптофиты, кустарники, тундра; *17* – фанерофиты, древовидные листопадные формы Северного полушария (войновскиевые); *18* – фанерофиты; древовидные листопадные формы южного полушария ("глоссоптериды"); *19* – ксерофиты, представленные фанерофитами и хамефитами; *20* – аридные ландшафты, колонизированные пельтфспермовыми птеридоспермами и хвойными; приэкваториальные дождевые леса; *21* – хамефиты и гемикриптофиты; предполагаемая тундровая зона Нотальной области (Гондвана); *22* – зоны углеобразования. Элементы палеогеографии *23–26*: *23* – границы моря и суши; *24* – границы континентов и микроконтинентов; *25* – границы палеогеографических провинций и растительных зон; *26* – островные дуги.


УРАЛИЙ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26

то же положение, что и выделяемая в сакмарском веке Южнотетическая провинция, также отличающаяся бедностью и однообразием фузулинидовых комплексов, характерным элементом которых, как и в Арктической провинции, являются эопарафузулины. Очевидно, подобное сходство не случайно и, по-видимому, обусловлено сходными климатическими условиями существования ассельских фузулинид в Арктической провинции и сакмарских – в Южнотетической. Напомним, что в ассельское время фузулиниды в Южнотетической провинции еще отсутствовали. Отсюда вытекает, что в самом начале перми южная и северная границы распространения фузулинид были неодинаковыми: первая находилась ближе к экватору, чем вторая. Такая асимметрия была, вероятно, вызвана влиянием южного гондванского оледенения.

Начиная с сакмарского века, связь Восточноевропейского и Тетического бассейнов была затруднена или вовсе прекратилась. Следствием явилось постепенно увеличивающееся обособление фузулинидового сообщества рассматриваемой области от тетического. В первую очередь, это нашло отражение в резком сокращении роли семейства швагеринидей. Лишь в первую половину сакмарского века здесь продолжали существовать сферошвагерины и парашвагерины, но и те вскоре исчезли. Такие характерные для Тетиса швагеринидеи, как *Zellia, Pseudoschwagerina, Robustoschwagerina, Acervoschwagerina* в сакмарских отложениях Франклино-Уральской области не отмечены. Доминирующее значение приобретают представители семейства псевдофузулинидей, представленные родом *Pseudofusulina* и некоторыми близкими им родами, в видовом отношении, как правило, отличающимися от тех же родов в Палео-Тетической области. Отмеченные отличия проявляются уже в разрезах Южного Урала, т.е. на юге Франклино-Уральской области. По мере продвижения на север они усиливаются. Заметную роль начинают играть эопарафузулины. В Арктической провинции сакмарские фузулиниды пока не известны, что, возможно, связано с плохой изученностью соответствующего интервала разреза.

Оценивая, в целом, особенности ассельско-сакмарского фузулинидового сообщества Франклино-Уральской области, можно констатировать, что они определялись в основном степенью открытости связей Восточноевропейского и Тетического бассейнов и климатическим фактором; определенную роль играла вероятная связь с Мидконтинент-Андской областью.

9.2. Дарвазская эпоха

Палео-Тетическая область. Конец сакмарского века в рассматриваемой области отмечен регрессией (рис. 70), пик которой приходился на начало яхташского века [Левен, 1993; Leven, 1994]. С этим событием связана существенная перестройка фузулинидовой биоты. Исчезли или резко сократились в численности такие характерные для предыдущей эпохи роды отряда Schwagerinida, как *Sphaeroschwagerina, Pseudoschwagerina, Paraschwagerina, Zellia, Rugosofusulina, Dutkevitchia* и ряд других. На смену им пришли *Darvasites, Nagatoella, Chalaroschwagerina, Leeina, Praeskinnerella,* первые *Skinnerella,* наряду с псевдофузулинами определявшие облик дарвазского фузулинидового сообщества. Важным событием явилось появление рода *Pamirina,* а затем его прямого потомка – рода *Misellina,* являющегося первым представителем высших фузулинид отряда Neoschwagerinida. Характерными для дарвазского сообщества являются впервые появившиеся *Mesochubertella* и *Toriyamaia,* а также возникшие раньше *Biwaella.* Широкая трансгрессия, сменившая регрессию во второй половине яхташского века, способствовала быстрому освоению вновь появившимися таксонами всего пространства Тетиса. Стирается своеобразие Южнотетической провинции, поскольку многие из вновь появившихся родов проникли на относившиеся к ней территории Южного Афганистана, Южного Памира, Каракорума, Южного Тибета. По-видимому, этому способствовало и общее потепление климата, хотя последнее не бесспорно, поскольку смягчение климата на перечисленных территориях можно объяснить перемещением соответствующих материковых блоков на север, в более низкие широты.

Распространение вновь появившихся таксонов не ограничивалось только пределами собственно Тетиса, а захватывало и острова Пацифики. Характерные для дарвазского фузулинидового сообщества роды и виды отмечены в террейнах Японии, Корякского Нагорья, запада Северной Америки (Калифорния) [Kobayasi, 1977a; Davydov et al., 1996; Douglass, 1967].

Мидконтинент-Андская область продолжала оставаться изолированной (рис. 70). Основу фузулинидового сообщества этой области по-прежнему составляли псевдофузулины, которые во вторую половину рассматриваемого отрезка времени начали сменяться парафузулинами и скиннереллами, отличающимися от псевдофузулин появлением куникул. До этого для фузулинидовых ассоциаций

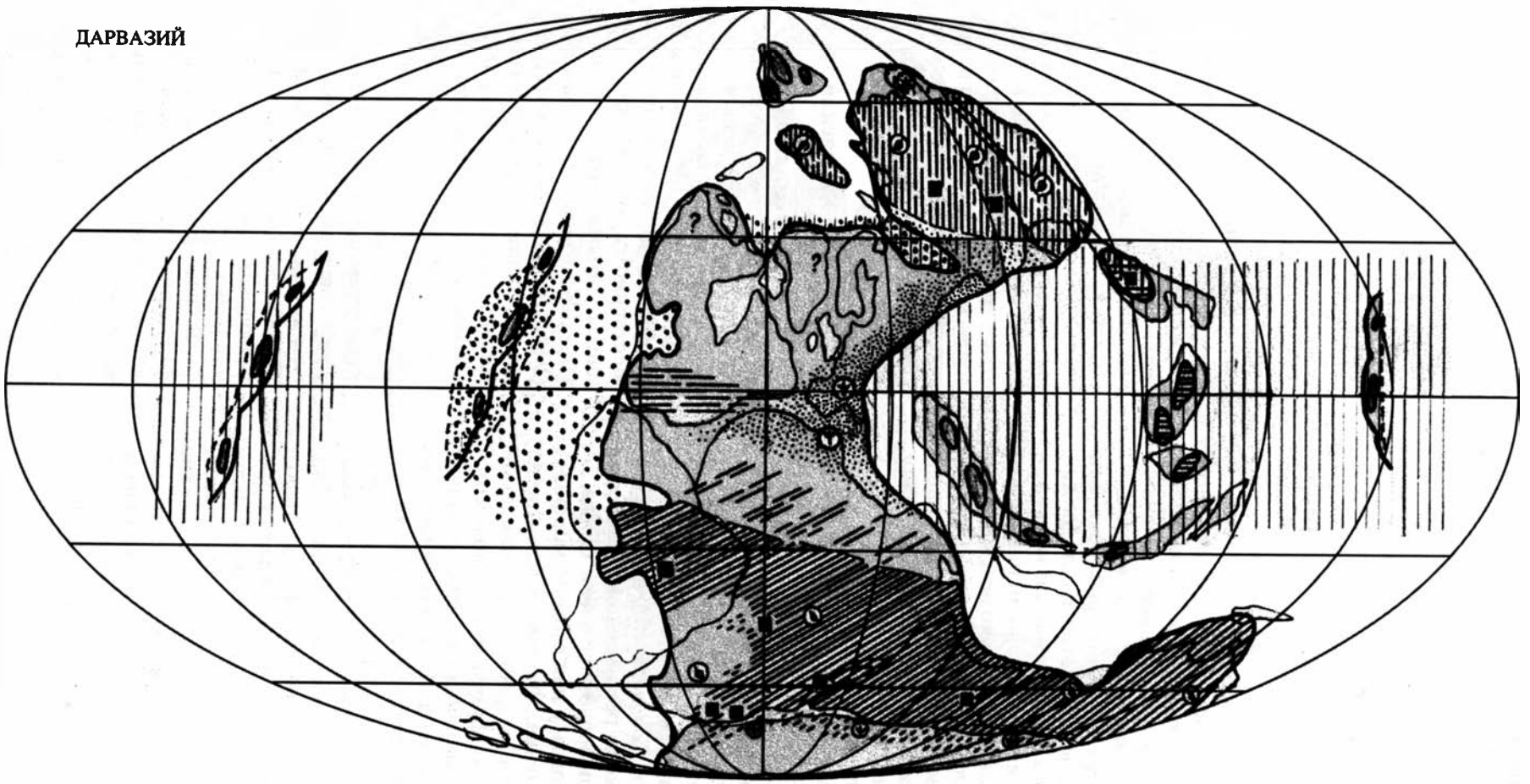


Рис. 70. Палеобиогеография фузулинид и наземной флоры дарвазской эпохи (яхташский и болорский века)
Составили Э.Я. Левен и С.В. Наугольных. Условные обозначения см. на рис. 69

были характерны также чалорошвагерины (особенно, в провинции Сономия), прескиннереллы, а также редкие монодиексодины; продолжали существовать псевдофузулинеллы.

Все перечисленные роды, за исключением последнего, встречаются в дарвазских фузулинидовых ассоциациях Палео-Тетической области, но, в целом, как и раньше, фузулинидовое сообщество рассматриваемой области отличается своим таксономическим однообразием. Вместе с тем обращает на себя внимание, по-видимому, одновременное появление и там, и здесь морфологически близких таксонов. К ним можно отнести обладающих свободной спиралью и характерной складчатостью септ чалорошвагерины, а также парафузулины и скиннереллы у которых возникли куникулы. Казалось бы, этот факт должен свидетельствовать о свободных связях между Палео-Тетическим и Североамериканским бассейнами. Однако совершенно неясно, каким образом они могли осуществляться. Кроме того, сейчас уже можно считать несомненным нередко наблюдаемое независимое возникновение сходных морфологических признаков у различных, часто даже неродственных фузулинид. Они могут появляться в разных филумах и разное время. Например, появление куникул отмечено в отряде Fusulinida (род *Paraeofusulina*) в московском веке, в отряде Schwagerinida (роды *Parafusulina, Darvasites, Chalaroschwagerina, Cuniculinella*) в сакмарском и яхташском веках и в отряде Schubertellida (род *Codonofusiella*) в мидийском веке. Чем ближе в родственном отношении находятся те или иные виды, тем ближе по времени происходит у них сходное морфологическое обновление. Это обстоятельство не учитывалось при разработке принимаемой сейчас систематики фузулинид, в основу которой положены морфологические различия выделяемых таксонов. Поэтому многие из этих таксонов, в особенности роды, являются гетерогенными. К таким родам, несомненно, относятся парафузулины и, вероятно, чалорошвагерины, которые в Мидконтинент-Андской и Палео-Тетической областях могли возникнуть независимо, что подтверждается присутствием и там и здесь переходных форм между этими родами и туземными видами псевдофузулин. Изложенные факты крайне усложняют работу систематиков и стратиграфов, и их, конечно, надо иметь в виду и при биогеографических реконструкциях. В свете рассматриваемых в настоящей статье проблем это означает, что американские и тетические парафузулины (так же как и чалорошвагерины), строго говоря, являются разными, независимо возникшими родами, хотя и крайне близкими морфологически. Поэтому нет необходимости искать пути проникновения американских парафузулин в Тетис или наоборот.

Франклино-Уральская область. В дарвазское время Восточно-Европейский и Палео-Тетический бассейны были полностью изолированы. Прекращение обмена между их фузулинидовыми сообществами и начавшееся осолонение Восточно-Европейского бассейна привели к разубоживанию в нем фузулинидовых ассоциаций, основной составляющей которых стали псевдофузулины и появившиеся (независимо от североамериканских и тетических) парафузулины. В видовом отношении они сильно отличались от этих родов других областей. По-видимому, связи с Мидконтинент-Андской областью также были прерваны, так как ничего не говорит об их существовании. Наиболее западная точка, где были отмечены артинские фузулиниды восточноевропейского типа, находится в штате Юкон Канады [Ross, 1967b]. В кунгурском веке все фузулиниды в рассматриваемой области вымерли и больше не появлялись.

9.3. Яснинская эпоха

Палео-Тетическая область. Начавшаяся в конце яхташского – болорском веке трансгрессия, в кубергандинском веке, т.е. начале яснинской эпохи охватила все пространство Тетиса (рис. 71). Это привело к повсеместному формированию карбонатных платформ и существенному обновлению фузулинидовой биоты. Вымирают *Toriyamaia, Biwaella, Mesoschubertella, Quasifusulina, Darvasites, Chalaroschwagerina* и некоторые другие роды, определявшие облик дарвазского сообщества. На смену им приходят *Yangchienia, Skinnerella, Chusenella, Eopolydiexodiana,* а также высшие фузулиниды отряда Neoschwagerinida, которые хотя и возникли в болорском веке, но только начиная с кубергандинского заняли главенствующую роль. Возросло общее разнообразие фузулинидовых ассоциаций, максимум которого приходился на мидийский век. Тогда же многие фузулиниды, особенно неошвагериниды, достигли наивысшей специализации [Левен, 2003].

В своем распространении, как и до этого, фузулиниды ограничивались 35-й–40-й параллелями северной и южной широты. Правда, на современных картах местонахождения типично яснинских комплексов фузулинид расположены в значительно более высоких северных широтах – в Корякском нагорье и Британской Колумбии (Канада), а также на

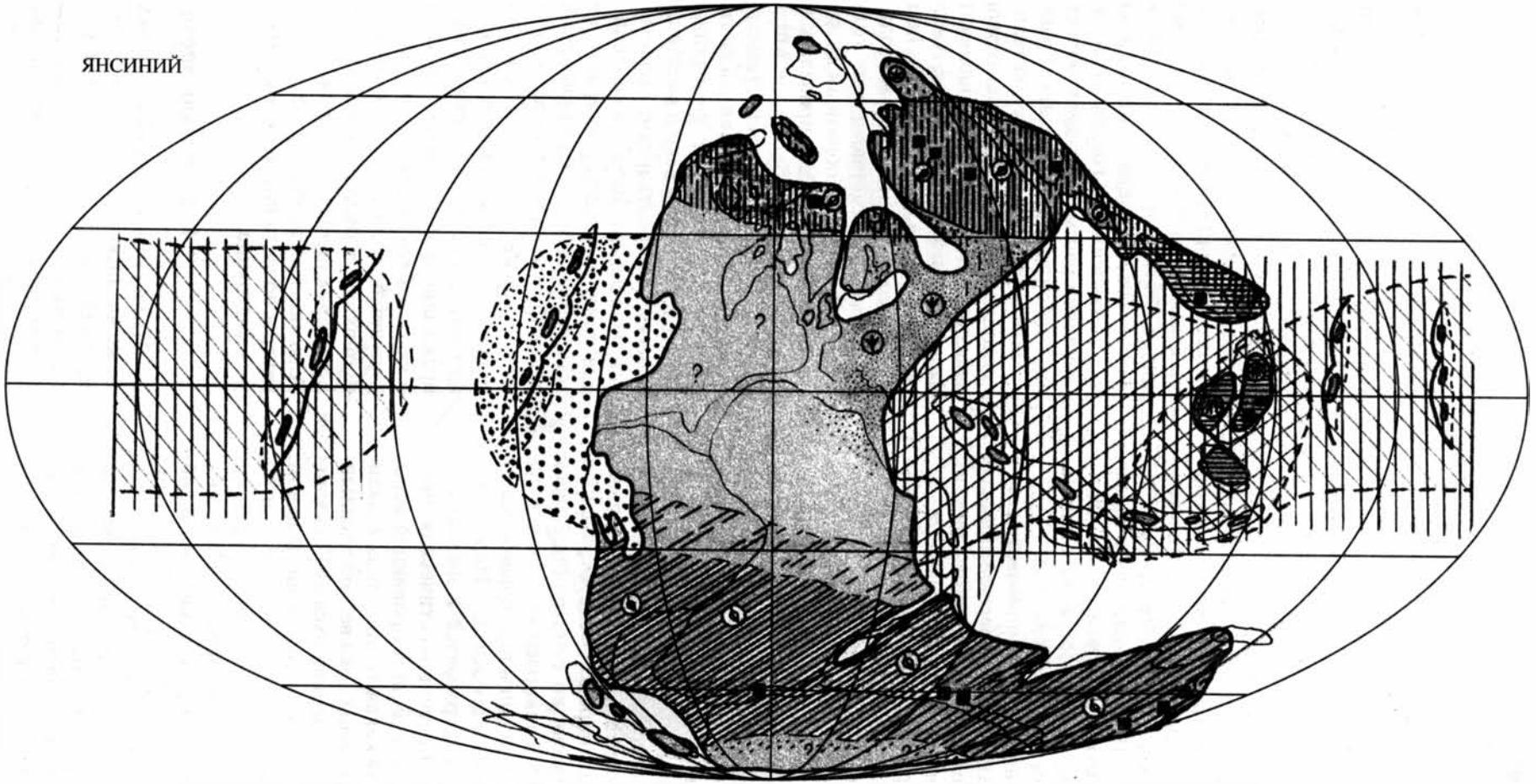


Рис. 71. Палеобиогеография фузулинид и наземной флоры янсинской эпохи (кубергандинский, мургабский и мидийский века)
Составили Э.Я. Левен и С.В. Наугольных. Условные обозначения см. на рис. 69

островах Новой Зеландии. Последние в перми также находились в высоких широтах, но южных. Некоторые исследователи объясняют проникновение фузулинид в эти широты теплыми течениями, что на наш взгляд маловероятно, поскольку в этом случае неизбежно происходило бы смешение тепло- и холодолюбивой фауны, что нигде не наблюдается. Учитывая, что во всех случаях фузулиниды приурочены к тектоническим блокам внутри сложных аккреционных комплексов, более вероятной, на наш взгляд, является террейновая гипотеза происхождения этих блоков, допускающая первоначальное положение террейнов в тропической области Палео-Пацифики [Ross Ch., Ross J., 1983]. Это относится также к тектоническим блокам, составляющим Японские острова [Kobayashi, 1997b], и, вероятно, к известным выходам перми в Приморье.

В распространении фузулинидовых ассоциаций в пределах рассматриваемой области намечаются определенные закономерности, впервые отмеченные в работе [Ishii et al., 1985]. Более подробно они затронуты Ф. Кобаяши [Kobayashi, 1997a], который выделил для средней перми три провинции – Западно-Тетическую, Восточно-Тетическую и провинцию Панталасса. С этими выводами, в целом, можно согласиться. Различия между Западно-Тетической провинцией и провинцией Панталасса состоят в том, что для первой из них характерно повсеместное распространение семейства Sumatrinidae отряда Neoschwagerinida при отсутствии подсемейства Lepidolininae семейства Neoschwagerinidae этого же отряда. Это подсемейство широко распространено в пределах Панталассы, но суматриниды здесь не встречаются. Ареалы распространения суматринидей и лепидолинин перекрываются на территории современного Китая и Индокитая, и именно она рассматривается Кобаяши как самостоятельная Восточно-Тетическая провинция. Внутри намеченных провинций вероятно существовала какая-то широтная зональность, контуры которой пока весьма расплывчаты. Например, в отделившихся от Гондваны блоках фузулинидовые ассоциации, в целом, менее разнообразны, чем севернее [Leven, 1997]. Интересно, что обратная картина наблюдается среди мелких фораминифер, многие представители которых, такие как мидийские *Shanita, Rectostipulina, Sphairionia* и ряд других, обитали только на юге Тетиса. Наименьшим разнообразием фузулинидовые ассоциации отличались в самых южных и северных точках их распространения. В первом случае это Оман и Соляной Кряж, во втором – Внутренняя Монголия Китая.

Мидконтинент-Андская область сохраняла свою обособленность (рис. 71). По-прежнему абсолютно доминировало семейство Schwagerinidae, представленное, главным образом, парафузулинами, скиннереллами и, в меньшей степени, псевдофузулинами. Лишь в конце рассматриваемого отрезка времени появились многоапертурные, не встречающиеся за пределами области *Polydiexodina*, морфологически очень близкие к тетическим *Eopolydiexodina*, которые ранее относились к полидиексодинам. В качестве самостоятельного рода они стали рассматриваться лишь когда было установлено их существенно более раннее появление и от иных предков. Здесь мы сталкиваемся еще с одним ярким примером независимого гомологичного развития фузулинид рассматриваемой области, о котором говорилось ранее [Левен, Грабчак, 1986].

Многочисленные представители отряда неошвагеринид, наиболее характерного для янсинского фузулинидового сообщества области Палео-Тетис, в Мидконтинент-Андской области, практически, отсутствуют. Лишь в самом конце рассматриваемой эпохи сюда проникает род *Yabeina*, представленный только одним примитивным и своеобразным видом. Последовавшая затем регрессия привела к вымиранию всей фузулиновой биоты, и Мидконтинент-Андская область перестала существовать.

Франклино-Уральская область. Как уже говорилось, последние фузулиниды исчезли здесь в кунгурском веке и вместе с ними перестала существовать и сама область, поскольку она изначально была обособлена на основании присущего ей характерного фузулинидового сообщества. Очевидной причиной вымирания фузулинид было осолонение и частичное осушение бассейна, что, в свою очередь, стало следствием потепления и аридизации климата, а также регрессии. Однако, когда во время широкой казанской трансгрессии здесь восстановился нормальный морской режим, фузулиниды сюда не вернулись. Они могли проникнуть в бассейн лишь со стороны западно-американского побережья, но обогнуть Аляскинский выступ, вдававшийся далеко на север в область низких температур, оказались не в состоянии.

9.4. Лопинская эпоха

Палео-Тетическая область (рис. 72). На рубеже янсинской и лопинской эпох произошел крупнейший кризис в развитии фузулинид, когда вымерло 77% всех родов и исчезли до этого доминировавшие отряды неошвагеринид и швагеринид [Левен, Корчагин, 2001]. Причины

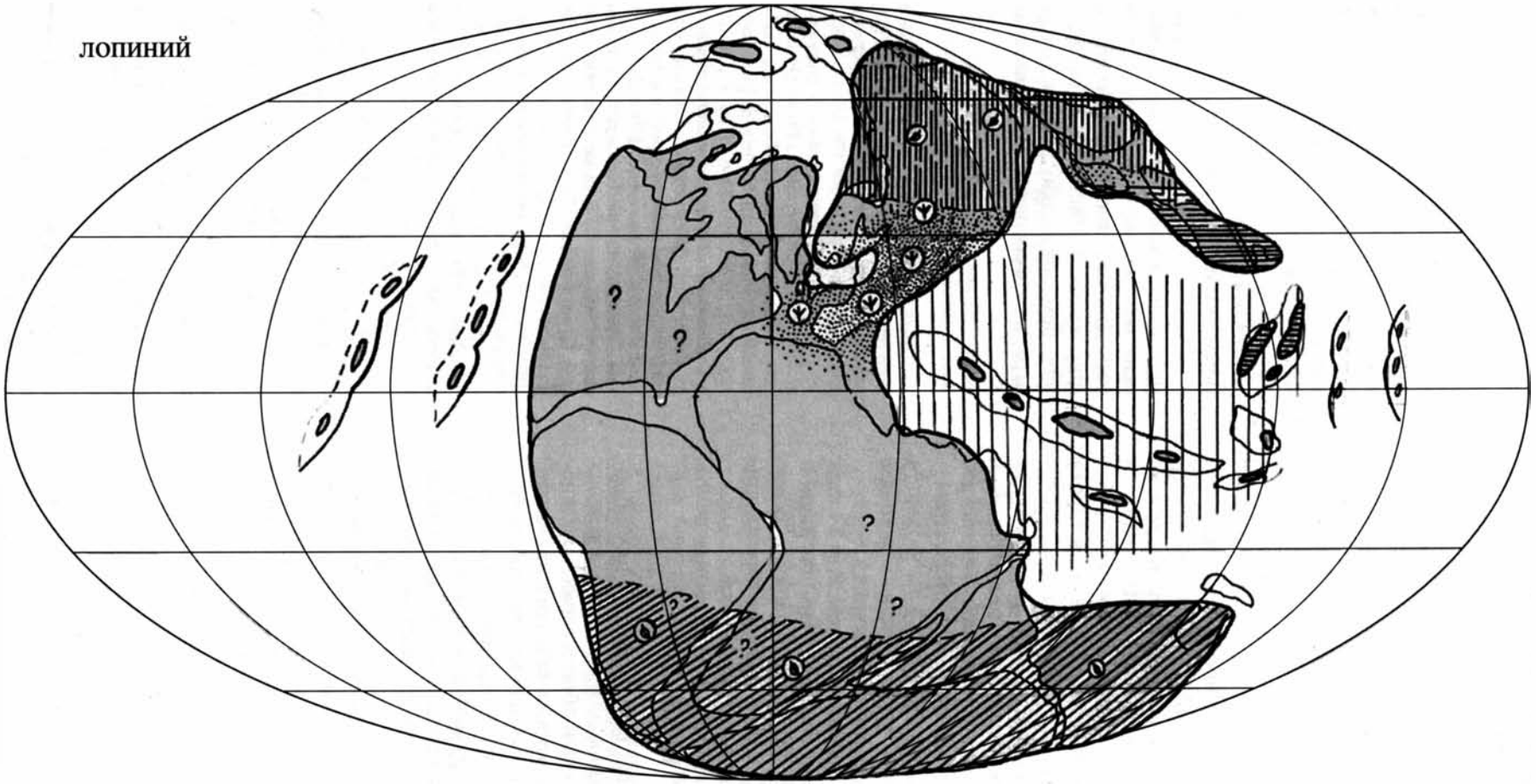


Рис. 72. Палеобиогеография фузулинид и наземной флоры лопинской эпохи (джульфинский и дорашамский века)
Составили Э.Я. Левен и С.В. Наугольных. Условные обозначения см. на рис. 69

кризиса не ясны и, по-видимому, имели многофакторный характер. Определенную роль, вероятно, сыграла послемидийская регрессия, которая однако проявилась не везде. Примечательно, что во многих разрезах на смену мидийским мелководным фациям приходят более глубоководные отложения (глины, мергели, микритовые известняки) и, соответственно меняется характер всей биоты, существенным элементом которой становятся пелагические группы фауны, такие как конодонты и аммоноидеи.

В связи с послемидийским вымиранием разнообразие фузулинидового сообщества существенно понизилось. Пережившие кризис отряды Schubertellida, Staffellida и Ozawainellida представлены всего 10–15 родами, в числе которых наиболее заметными были роды семейства Palaeofusulinidae, в особенности род *Palaeofusulina*. Сравнительная редкость находок фузулинид делает невозможным произвести какое-либо биогеографическое районирование внутри рассматриваемой области. Ясно лишь, что в наибольшей степени фузулиниды представлены в районах, располагавшихся вблизи экватора.

Фузулиниды полностью исчезли с лица Земли в самом конце перми. Этим для данной группы фауны завершилось "великое пермское вымирание", первая фаза которого приходилась на конец мидийского века.

Выводы

Представленная выше картина палеобиогеографии фузулинид для четырех временных отрезков имеет самый общий характер. Однако даже на таком уровне биогеографический анализ позволяет, во-первых, подтвердить в основных чертах справедливость палинспастических реконструкций для пермского периода, во-вторых, выявить, связанную с климатом, широтную зависимость таксономического разнообразия и численности фузулинидовых сообществ и, наконец, в-третьих, на примере Мидконтинент-Андской и Франклино-Уральской областей показать влияние на характер сообществ наличия или отсутствия свободных связей между палеобассейнами. Наблюдаемое в разных изолированных друг от друга бассейнах сходство отдельных элементов фузулинидовых сообществ позволяет ставить вопрос о широком проявлении среди фузулинид явлений параллельного гомеоморфного развития со всеми вытекающими отсюда таксономическими и стратиграфическими последствиями. Более детальному биогеографическому анализу фузулинид препятствует их неравномерная и, в общем, еще слабая изученность в пределах основной области их распространения – Палео-Тетической. Кроме того, подчас неразрешимые трудности создает сложное геологическое строение этой области, представляющее собой мозаику из тектонических блоков, испытавших с пермского времени значительные горизонтальные перемещения. При этом, как направленность этих перемещений, так и их масштаб, часто остаются неясными. Проблематично и существование самого обширного океана Тетис, поскольку, если в пределах области и имеются выходы пермских офиолитов, что пока точно не доказано, то в очень ограниченном количестве. В основном же пермские отложения имеют мелководный характер. Для решения всех этих проблем нужны широкомасштабные комплексные исследования, немаловажную роль в которых должен играть биогеографический анализ.

Литература

Бенш Ф.Р. Позднекаменноугольные и раннепермские фузулиниды Северной Ферганы // Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1962. С. 186–252.

Бенш Ф.Р. Стратиграфия и фузулиниды верхнего палеозоя Южной Ферганы. Ташкент: ФАН, 1972. 140 с.

Левен Э.Я. Главные события пермской истории Тетиса и фузулиниды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 59–75.

Левен Э.Я. Трансгрессии и регрессии пермского моря Тетис и их влияние на развитие фузулинидовой биоты // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1994. Вып. 1. С. 119–125.

Левен Э.Я. О возможностях использования глобальной ярусной шкалы пермской системы в пределах Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляции. 2001. Т. 9, № 2. С. 15–29.

Левен Э.Я. Динамика родового разнообразия и основные этапы развития фузулинид // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 3. С. 15–26.

Левен Э.Я., Грабчак О.Л. Об объеме и систематике подсемейства полидиексодинин // Вопр. микропалеонтологии. 1986. Вып. 28. С. 24–28.

Левен Э.Я., Корчагин О.А. Пермо-триасовый биотический кризис и фораминиферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 55–64.

Левен Э.Я., Щербович С.Ф. Фузулиниды и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978. 164 с.

Миклухо-Маклай А.Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 329 с.

Чжан Линь синь. Верхнекаменноугольные фузулиниды Кельпина и сопредельных областей Синьцзяна // Acta Palaeontol. Sinica. 1963. Vol. 1. P. 219–227; Vol. 2. P. 55–63.

Baghbani D. The Permian sequence in the Abadeh Region, Central Iran // Occas. Publ. Earth Sci. Res. Inst. Univ. South Carolina. 1993. N special 9B: Contributions to Eurasian geology. P. 7–22.

Davydov V.I., Belasky P., Karavayeva N. Permian fusulinids from the Koryak Terrane, Northeastern Russia, and their paleobiogeographic affinity // J. Foraminiferal Res. 1996. Vol. 26, N 3. P. 213–243.

Douglass R.C. Permian Tethyan fusulinids from California // Contributions to paleontology. Wash. (D.C.), 1967. P. 1–13. (Geol. Surv. Prof. Pap.; N 593-A).

Forke H. Biostratigraphie (Fusuliniden; Conodonten) und Mikrofazies im Unterperm (Sakmar) der Karnischen Alpen (Naßfelgebiet, Österreich) // Jb. Geol. Bundesanst. 1995. Bd. 138. S. 207–297.

Gobett D.J. Palaeozoogeography of the Verveekinidae (Permian foraminifera) // Aspect of Tethyan biogeography. 1967. P. 77–91. (Syst. Assoc. Publ.; N 7).

Gobett D.J. Permian fusulinacea // Atlas of palaeobiogeography / Ed. A. Hallam. Amsterdam etc.: Elsevier, 1973. P. 151–158.

Ishii K., Okimura Y., Ichikawa K. Notes on Tethys biogeography with reference to Middle Permian fusulinaceans // The Tethys / Ed. K. Nakazawa, J.M. Dickins. Tokyo: Tokai Univ. press, 1985. P. 139–155.

Kahler F. Obercarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. Klagenfurt; 1985. 93 s. (Sonderheft der Carintia II; H. 42).

Kobayashi F. Middle Permian biogeography based on fusulinacean fauna // Late Paleozoic foraminifera; their biostratigraphy, evolution and paleoecology and the Mid-Carbomiferous boundary / Ed. Ch.A. Ross et al. Wash. (D.C.), 1997a. P. 73–76. (Cushman Found. for Foraminiferal Res.; Special Publ. 36).

Kobayashi F. Middle Permian fusulinacean faunas and paleogeography of exotic terranes in the Circum-Pacific // Ibid. 1997b. P. 77–80.

Kobayashu F. Tethyan uppermost Permian (Dzhulfian and Dorashamian) foraminiferal faunas and their paleogeographic and tectonic implications // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1999. Vol. 150. P. 279–307.

Lee S.J. Fusulinidae of North China // Paleontol. Sinica. Ser. B. 1927. Vol. 4, fasc. 1. P. 1–172.

Leven E.Ja. Les gisements Permiens et les Fusulinides de l'Afghanistan du Nord // Notes et mémoires sur le Moyen–Orient. 1971. Vol. 12. P. 1–46.

Leven E. Ja. Early Permian fusulinids from the Central Pamir // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 1993. Vol. 99, N 2. P. 1–36.

Leven E.Ja. The Mid-Early Permian regression and transgression of the Tethys // Pangea: Global environments and resources. Calgary, 1994. P. 233–239. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; N 17).

Leven E.Ja. Permian stratigraphy and fusulinids of Afghanistan with their paleogeographic and paleotectonic implications. Boulder (Colo.), 1997. 138 p. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 316).

Leven E.Ja. The Permian stratigraphy and fusulinids of the Tethys // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 2003. Vol. 109, N 2. P. 267–280.

Leven E.Ja., Grant-Mackie J.A. Permian fusulinid foraminifera from Wherowhero Point, Orua Bay, Northland, New Zealand // N.Z.J. Geol. and Geophys. 1997. Vol. 40. P. 473–486.

Leven E.Ja., Tacheri A. Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids of East Central Iran. 1. Gzhelian and / asselian deposits of the Ozbak Kuh Region // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 2003. Vol. 109. N 3. P. 267–280.

Lin R., Nassichuk W.W., Thorsteinsson R. The Lower Permian Fusulinacean *Sphaeroschwagerina* in the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago // Pangea: Global environments and resources. Calgary, 1994. P. 891–905. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; N 17).

Ozawa T. Permian fusulinacean biogeographic provinces in Asia and their tectonic implications // Historical biogeography and plate tectonic evolution of Japan and Eastern Asia / Ed. F. Taira, M.P. Tashiro. 1987. P. 97–110.

Ozawa T., Kobayashi F. Carboniferous to Permian Akiyoshi Limestone Group // Benthos'90: Guidebook for field trips: 4th Intern. symp. on benthic foraminifera. Sendai, 1990. P. 1–31.

Ross Ch.A. Development of fusulinid (Foraminiferida) faunas realms // J. Paleontol. 1967a. Vol. 41, N 6. P. 1341–1354.

Ross Ch.A. Late Paleozoic Fusulinacea from Northern Yukon Territory // Ibid. 1967b. Vol. 41, N 3. P. 709–725.

Ross Ch.A. Paleobiology of Fusulinaceans // Third North Amer. Paleontol. Convention. Proc. 1982. Vol. 2. P. 441–445.

Ross Ch.A. Paleobiogeography of Fusulinacean foraminifera // Benthic foraminifera: Benthos'90. Sendai: Tokai Univ. press, 1990. P. 23–31.

Ross Ch.A. Permian Fusulinaceans // The Permian of Northern Pangea. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 1: Paleogeography, paleoclimates, stratigraphy. P. 167–185.

Ross Ch.A., Ross J.R.P. Late Paleozoic accreted terranes of Western North America // Pre-Jurassic rocks in Western North American suspect terranes / Ed. C.H. Stevens. Los Angeles, 1983. P. 7–22.

Skinner J.W., Wilde G.L. Permian biostratigraphy and fusulinid faunas of the Shasta Lake Area, Northern California // Univ. Kans. Paleontol. Contrib. 1965. Art. 6. P. 98.

Zhao Zhixin, Han Jianxiu, Wang Zegji. The Carboniferous strata and its fauna from southwestern margin of Tarim Basin in Xinjiang. Beijin: Geol. Publ. House, 1984. 187 p.

Ziegler A.M., Gibbs M.T., Hulver M.L. A mini-atlas of oceanic water masses in the Permian period // The Permian system: Stratigraphy, palaeogeography and resources / Ed. G.R. Shi et al. Melbourne, 1997. P. 323–343.

Глава 10

ПАЛЕОФИТОГЕОГРАФИЯ ПЕРМСКОГО ПЕРИОДА

С.В. Наугольных

Введение

В современной фитогеографии используются два основных подхода к ординации растительного покрова: флористический и физиономический. Первый основан на сравнительном анализе конкретных флор, выявлении сходства и различий при сравнении таксономических списков. Второй подход можно также назвать экологическим или ландшафтным, поскольку он основан на анализе экологических типов растительности, изучении форм роста и жизненных форм, а также сукцессионной динамики.

Палеофитогеографическое районирование пермской Земли на основе использования флористического подхода проводилось разными палеоботаниками. Наиболее полно полученные результаты изложены в работе С.В. Мейена [1987]. Мейен выделяет несколько флор, распределенных по палеофлористическим провинциям и областям и охарактеризованных определенными наборами наиболее типичных таксонов высших растений, преимущественного родового ранга. Ниже дана краткая характеристика этих флор и палеофлористических провинций по Мейену [1987].

Мейен выделяет для пермского периода три палеофлористические области: Ангарскую (северо-восток Евразии), Катазиатскую (Китай, Корея, Япония, Вьетнам, Лаос, Таиланд, Индонезия, Малайзия) и Еврамерийскую (Западная и Центральная Европа, восточная часть Северной Америки, северная часть Африки), а также обособленное от них Гондванское царство (Южная Америка, почти вся Африка, Индия, Австралия, Антарктида) с высокой степенью эндемизма таксонов, характерных исключительно для материков Гондваны. Еврамерийская и Катазиатская флоры были приурочены к регионам с тропическим и субтропическим климатом (экваториальный пояс). Ангарская флора рассматривается как внетропическая бореальная, гондванская – как внетропическая нотальная. Из таксонов, наиболее характерных для раннепермских еврамерийских флор, Мейен указывает *Lebachia (Walchia), Ernestiodendron, Callipteris*, для цехштейновой флоры Западной Европы – *Ullmannia, Pseudovoltzia, Quadrocladus, Pseudoctenis, Sphenobaiera, Taeniopteris, Lepidopteris, Neocalamites, Paracalamites* (таксоны перечислены по уменьшению степени присутствия в местонахождениях). Как своеобразная флора, несколько сходная с европейской нижнепермской флорой, Мейеном рассматривается североамериканская флора формации Данкард. Для Катазиатской флоры характерны *Lobatannularia, Tingia, Plagiozamites, Emplectopteris, Cathaysiopteris*, для Ангарской – *Rufloria, Crassinervia, Lepeophyllum, Nephropsis, Cladostrobus, Kuznetskia, Tungussocarpus, Sylvella*, для Гондванской – *Gangamopteris, Glossopteris*. Флоры, имеющие смешанный еврамерийско-ангарский состав, Мейен относил к Субангарскому экотонному поясу, в юго-восточной части которого присутствовали и катазиатские элементы.

Взгляды Мейена на палеофитогеографическое районирование перми позднее были развиты его последователями [Есаулова, 1986; Дуранте, 1995].

Второй подход – физиономический – к изучению палеофитогеографии пермского периода начал применяться только в последние годы [Ziegler, 1990; Wnuk, 1996; Красилов, Наугольных, 2001]. Прежде чем перейти к рассмотрению картируемых единиц (биомов) при физиономической интерпретации палеофитогеографии перми, необходимо сделать несколько общих замечаний.

Фитогеография – наука во многом опирающаяся на статистику. Чем больше местонахождений растительных остатков (= единичных или элементарных проб растительности) вовлечено в анализ, тем более детально можно восстановить палеофитогеографические границы и статус выделяемых единиц – провинций, областей или царств, биомов, и тем корректнее в итоге будут общие выводы.

Однако нельзя сказать, что данные по флорам пермского периода очень благоприятны для палеофитогеографического анализа. Местонахождения пермских флор распределены по поверхности Земного шара очень неравномерно, что, скорее всего, было обусловлено как физико-географическими, так и климатическими особенностями перми.

Так, например, основное количество местонахождений растительных остатков ассельского и сакмарского возраста приурочено к районам Земного шара, относившихся к пермским приэкваториальным зонам или значительно удаленным от этих зон регионам Гондваны и Ангариды. Непосредственно севернее и южнее экваториального пояса и приэкваториальных районов располагаются пустые пространства, в которых растительные остатки не обнаружены. Флоры намечающихся областей, кратко рассмотренных в начале главы, существенно отличаются друг от друга по общему таксономическому составу, но где именно проходили границы между областями сказать очень трудно. В этой ситуации особенно важным становится поиск и изучение немногочисленных флор по периферии экваториального пояса. Значение таких периферийных флор для решения палеофитогеографических проблем становится ключевым. Для сакмарского времени это, например, флора Нигера переходного гондвано-еврамерийского типа или нижнекосьинская флора, обнаруженная в сакмарских отложениях разреза по р. Кожим (Печорское Приуралье), ангарского типа с еврамерийскими элементами.

В качестве второго примера можно рассмотреть имеющиеся данные для палеофитогеографического районирования растительного покрова в казанском веке. В еврамерийской приэкваториальной зоне местонахождений растительных остатков этого возраста почти нет. Это, видимо, было связано с нараставшей во второй половине пермского периода аридизацией. В приэкваториальной зоне располагался обширный аридный пояс. Вместе с тем появилось огромное количество местонахождений растительных остатков на Русской платформе и Приуралье. Снова возникает проблема репрезентативности: поскольку у нас нет почти никаких сведений о флорах этого времени в приэкваториальной зоне Пангеи, корректно нанести фитогеографические границы в этом случае нельзя. Основное внимание при определении расположения границ должно быть сосредоточено на единичных периферийных флорах, таких, например, как флора Унайзах (Unayzah, поздний мургаб) [Broutin et al., 1995], содержащая катазиатские и еврамерийские элементы и имеющей, таким образом, смешанный характер.

Таким образом, при фитогеографическом анализе особенно большое значение приобретают флоры, располагающиеся на периферии намечающихся областей или провинций и имеющих переходный или смешанный таксономический состав. При составлении карт, предлагаемых в настоящей работе, были использованы не столько данные о флорах как таковых и их таксономическом составе, как это принято в традиционной палеофитогеографии, сколько данные по типам растительности, биомам, с учетом сведений о формах роста и экологической ординации высших растений. Представители наиболее типичных высших растений пермского периода, могущих служить палеофитогеографическими маркерами, показаны на фототаблицах I–XVI (см. вклейку IV).

Использование физиономических критериев при палеофитогеографическом районировании было предложено В.А. Красиловым [1979; 1985]. Биом как единица палеофитогеографического районирования впервые был использован А.М. Зиглером [Ziegler, 1990] и позднее был применен и в других работах по фитогеографии палеозоя [Wnuk, 1996; Красилов, Наугольных, 2001; Naugolnykh, 2000].

10.1. Смешанные флоры пермского периода

Смешанная флора (mixed flora) – флора, включающая в свой таксономический состав элементы двух или более фитогеографических провинций. Анализ смешанных флор представляется целесообразным начать с западной части Евразии.

Самая западная и, вместе с тем, одна из самых хорошо изученных смешанных флор – раннепермская (предположительно, артинская или кунгурская) флора Иберийского полуострова (Испания), известная из нескольких местонахождений. Ее также называют флорой Гвадалканала. Эта флора известна благодаря циклу публикаций проф. Ж. Брутэна, который в 1986 г. опубликовал монографию, включающую описания как макроостатков растений, так и миоспор из Гвадалканала [Broutin, 1986]. Выводы, к которым пришел Брутэн, заключаются в следующем: 1) на общем фоне широкого развития верхнекаменноугольных (стефанских) и нижнепермских элементов во флоре Гвадалканала полностью отсутствуют представители родов *Alethopteris* и *Odontopteris* (особенно важно отсутствие вида *O. minor*, очень типичного для стефанских отложений Европы; 2) отмечаются исключи-

тельно редкие находки реликтовых каменноугольных птеридоспермов, относящихся к родам *Callipteridium, Neuropteris* и *Linopteris*; 3) во флоре присутствует большое количество вальхиевых хвойных *Walchia* (= *Lebachia*), *Ernestiodendron* и *Feysia*, а также ксерофитных птеридоспермов – каллиптерид; 4) значительное количество гинкгофитов *Ginkgoites* sp., *Ginkgophytopsis* aff. kidstonii (Seward) Hoeg, *Ginkgophyllum boureaui* Broutin, *Psygmophyllum* spp., *Pelourdea* sp., *Rhipidopsis baetica* Broutin (= *Baiera baetica* Broutin), *Rhipidopsis* spp.; 5) присутствие катазиатских элементов *Protoblechnum wongii, Psygmophyllum multipartitum, Fascipteris* cf. *robusta, Lobatannularia* spp.; 6) присутствие ангарских элементов *Phynadaeopteris anthriscifolia* (Goepp.) Radcz., *Koretrophyllites crassinervis* Broutin (эндемичный гвадалканалский вид ангарского рода), *Annulina* sp., *Entsovia* sp., *Rhipidopsis* cf. *ginkgoides* Schmalh. Брутэн также отметил сходную гетерогенность споро-пыльцевых комплексов из тех же отложений: отсутствие или исключительную редкость спор *Punctatisporites, Lycospora* и *Thymnospora*, характерных для верхнекаменноугольных отложений Европы; присутствие многочисленной пыльцы, типичной для европейского ротлигенда: *Potonieisporites, Protohaploxypinus, Gardenasporites*: присутствие экзотических ангарских, гондванских и катазиатских элементов.

В 1997 г. автор во время поездки во Францию, благодаря любезности проф. Ж. Брутэна, имел возможность ознакомиться в лаборатории палеоботаники и палинологии Университета Пьера и Марии Кюри, Париж VI (Laboratoire de Paleobotanique et Palynologique, Universite Pierre et Marie Curie, Paris VI) с прекрасной коллекцией растительных остатков из Гвадалканала, в том числе и с типовыми материалами. Некоторые из авторских наблюдений резюмируются ниже:

1. Высока вероятность принадлежности всех гинкгоподобных листьев из флоры Гвадалканала одному естественному (= ботаническому) виду; старшим из предполагаемых синонимов является *Baiera baetica* Broutin 1974, но относить этот вид, скорее всего, следует к роду *Ginkgophyllum* Saporta. В основание листа всех гвадалканалских гинкгофитов входит несколько (обычно 5–6) жилок, что несвойственно настоящим гинкговым, всегда имеющим две базальные жилки.

2. Листья, сходные с *Entsovia*, имеют попарно сближенные дорзальные желобки в основании, но в верхней части листа они расходятся и становятся сходными с желобками *Rufloria*.

3. Экземпляр папоротника, определенный как *Prynadaeopteris anthriscifolia*, скорее всего к этому виду не относится. Он обнаруживает существенно большее сходство со стерильными перьями некоторых видов *Oligocarpia*.

Помимо гвадалканалской флоры на Иберийском полуострове известно еще одно очень необычное местонахождение растительных остатков – Пена Сагра (Pena Sagra), располагающееся в северо-восточной Испании, в Кантабрийских горах. В этом местонахождении найдены вайи *Supaia*, практически неотличимые от типичных северо-американских представителей этого рода [Gand et al., 1997]. Возраст местонахождения определяется как артинско-кунгурский.

Следующей смешанной флорой, располагающейся к юго-востоку от Гвадалканала является раннепермская флора Центрального Марокко [El Vartiti et al., 1986; Aassoumi, 1994]. В этой флоре наряду с богатым комплексом типично еврамерийских растений присутствуют катазиатские, ангарские и гондванские элементы. Еврамерийские таксоны: *Annularia* spp., *Asterophyllites* cf. *dumasii* Zeller, *Calamites* cf. *cistii* Brongn., *C. gigas* Brongn., *C. suckowii* Brongn., *Pecopteris* cf. *aspidioides* Sternberg, *P.* cf. *densifolia* Goepp., *Sphenopteris germanica* Weiss, *Callipteridium marginatum* Aassoumi, *Neuropteris* sp., *Odontopteris gimmii* Remy, *Taeniopteris abnormis* Gutbier, *Taeniopteris* spp., *Peltaspermum* sp., *Lodevia nicklesii* (Zeiller) Haubold et Kerp, *Rhachiphyllum schenkii* (Heyer) Haubold et Kerp, *Rhachiphyllum* sp., *Dichophyllum* cf. *flabellifera* Haubold et Kerp, *Autunia* (al. Callipteris) *conferta* (Sternb.) Kerp, *Ginkgophyllum* spp., *Sphenobaiera digitata* Florin, *Sphenobaiera* sp., *Cordaites* cf. *angulosostriatus* Grand'Eury, *C.* cf. *principalis* Germar, *Cordaites* sp., *Poacordaites* sp., *Walchia piniformis* Sternb., *Ernestiodendron filiciforme* (Sternb.) Florin, *Otovicia* (al. Walchia) *hypnoides* (Brongn.) Kerp et al., *Culmitzscia parvifolia* (Florin) Clement-Westerhof, *C. speciosa* (Florin) Clement-Westerhof, *C. laxifolia* (Florin) Clement-Westerhof, *Feysia minutifolia* Broutin et Kerp, *Cordaicarpus* sp., *Gomphostrobus bifidus* (Gein.) Zeiller et Potonie, *Dicranophyllum* spp. Катазиатские таксоны: *Annularia* cf. *hunanensis* Gu et Zhi, *Pecopteris* cf. *chihliensis* Stockmans et Mathieu, *P.* cf. *lativenosa* Halle, *Sphenopteris* cf. *pseudogermanica* Halle, *Protoblechnum* cf. *wongii* Halle. Гондванские таксоны: *Glossopteris communis* Feistmantel, *Gangamopteris* sp. Ангарские таксоны: *Mostotchkia* sp.

Сходство флоры Центрального Марокко и Гвадалканала очевидно. Разница заключается лишь в бóльшем количестве ангарских эле-

ментов во флоре Гвадалканала и в присутствии листьев *Glossopteris communis* во флоре Центрального Марокко. Вместе с тем марокканская флора имеет несколько более древний – ассельский или сакмарский возраст.

Автор имел возможность ознакомиться с типовой коллекцией растительных остатков из Марокко в лаборатории палеоботаники и палинологии Университета Париж VI. В коллекции, помимо перечисленных выше таксонов, присутствуют древесины с септированной сердцевиной, ассоциирующие с вальхиевыми *Feysia* и другими кониферофитами типа Dicranophyllum-Mostochkia. Кроме этого, в той же коллекции есть фрагменты крупных листьев, сходных с *Psygmophyllum expansum*, а также длиневидно рассеченные листья типа *Mauerites confertus* Zalessky и спорофиллы лепидофитов, сходные с *Sadovnikovia belemnoides* Naug.

В Марокко известна еще одна нижнепермская флора из района Демнат (Demnate, Высокий Атлас). Эта флора типично еврамерийская и содержит в своем составе виды, характерные для позднекаменноугольных (стефанских) флор Европы, представленные в основном гидрофильными элементами, а также ксерофитные виды, типичные для европейского отэна [Doubinger, Roy-Dias, 1986]. Общий состав флоры: *Pecopteris densifolia* (Goep.) Zeiller, *P. affinis* Brongn., *P. polypodioides* (Sternb.) Doubinger, *Asterophyllites longifoilus* (Sternb.) Brongn., *Calamites cistii* Brongn., *Annularia stellata* (Schloth.) Brongn., *Sphenophyllum* cf. *oblongifoium* Germar et Kaulfus, *Odontopteris dufresnoyi* (Brongn.) Zeiller, *O.* cf. *brardii* Brongn., *O. subcrenulata* (Rost), *Aulacopteris* sp. (побег одонтоптероидного птеридосперма), *Dichophyllum flabelliferum* (Weiss) Haubold et Kerp, *Autunia conferta* (Sternb.) Kerp. *Walchia piniformis* Sternb., *Culmitzschia (Lebachia) speciosa* (Florin) Clement-Westerhof, *C. laxifolia* (Florin) Clement-Westerhof, *Otovicia hypnoides* (Brongn.) Kerp et al., *Walchia* (? *Ernestiodendron*) cf. *germanica* Florin, *Walchianthus* sp., *Samaropsis* sp., *Dicranophyllum* cf. *gallicum* Grand'Eury [Doubinger, Roy-Dias, 1986] (список составлен с учетом изменившейся номенклатуры названий растений).

Пермская смешанная флора Нигера, известная из местонахождения Арлит [Arlit; Rouvre, 1988], содержит следующие виды: еврамерийские *Autunia* (al. Callipteris) *conferta*, *Walchia piniformis*, кордаиты еврамерийского облика *Pachycordaites lingulatus* Grand'Eury, *Dorycordaites* sp., *Artisia* sp., семена *Nucellangium* sp., *Cornucarpus acutus* Lindley et Hutton, *Samarospermum* sp., *Mucrospermum ovatum* Rouvre, *Phyllocarpus bifidus* Rouvre, *Pedicellocarpus elongatus* Rouvre, гондванские (?) *Samaropsis surange* Lele, *S. emarginatus* Surange et Lele, *Cordaicarpus* cf. *ovatus* Lele, *C. furcatus* Surange et Lele. Таксономический список содержит как типично еврамерийские, так и предположительно гондванские формы.

Самое известное из южно-европейских местонахождений смешанных флор – Хазро в Турции, где присутствуют еврамерийские, гондванские и катазиатские элементы [Wagner, 1962; Archangelsky, Wagner, 1983]. Флора Хазро включает в свой состав катазиатские виды *Bicoemplectopteris hallei* Asama, *Fascipteris hallei* (Kawasaki) Gu et Zhi, *Pseudomariopteris hallei* (Stockmans et Mathieu) Wagner, *Cladophlebis tenuicostata* (Halle) Archangelsky et Wagner, *Pecopteris (Asterotheca?) calcarata* Gu et Zhi, *Dizeugotheca* sp., *Sphenophyllum* cf. *koboense* Kobatake, *Lobatannularia heianensis* (Kodara) Kawasaki. Как еврамерийско-катазиатские элементы могут рассматриваться пекоптериды *Pecopteris nitida* Wagner и *P. pirae* Wagner. Во флоре присутствуют гондванские элементы: *Glossopteris anatolica* Archangelsky et Wagner; до работы [Archangelsky, Wagner, 1983] этот вид был определен как *Glossopteris* cf. *stricta* Bunbury, а также простоперистые вайи *Botrychiopsis* sp. Листья *G. anatolica* довольно обычны во флоре Хазро, встречаются в угленосных фациях, но никогда не доминируют. Возраст флоры Хазро по фораминиферм [Fontaine et al., 1980] определяется как джульфинский, т.е. татарский по общей стратиграфической шкале.

Несколько исключительно интересных смешанных флор были открыты в последние десятилетия в Малой Азии, в центральной части Аравийского полуострова и на его восточном побережье. Смешанная флора с доминирующими еврамерийскими, а также включающая в свой состав катазиатские и гондванские элементы, была описана из центральной части Саудовской Аравии (местонахождение Унайзах). Возраст местонахождения первоначально определялся как раннепермский [El-Khayal et al., 1980], но позднее был уточнен и повышен до позднепермского. Флора содержит следующие таксоны: *Annularia mucronata* Shenk, *Lobatannularia* cf. *heianensis* Kodaira, *Pecopteris phegopteroides* Feistmantel, *P. cf. wongii* Halle, *Gemellitheca saudica* Wagner, Hill, El-Khayal, *Qasimia schyfsmae* (Lemoigne) Hill, *Wagner* et El-Khayal, *Cladophlebis* aff. roylei Arber, *Fascipteris hallei* (Kawasaki) Gu et Zhi, *Taeniopteris* sp., *Marattiopsis* sp. (=? *Qasimia schyfsmae*), *Gangamopteris* sp (это растение было ошибочно определено И. Лемуанем как

Zamiopteris (?) sp.), *Dadoxylon* spp., *Cordaites* sp. [Lemoigne, 1981; El-Khayal, Wagner, 1983; Hill et al., 1985; Wagner et al., 1985].

Одним из самых ярких событий последнего десятилетия было открытие смешанной флоры Хариф (Ghariff) в Омане, на Аравийском полуострове [Broutin et al., 1995]. Возраст флоры по подстилающим и перекрывающим слоям с морской фауной определяют как кубергандинский (кунгуро-уфимский?). Из слоев с макромерными растительными остатками были выделены споры и пыльца, включающие в свой состав споры *Laevigatosporites vulgaris, Leiotriletes* spp., *Retusotriletes* cf. *simplex, Calamospora* sp., *Verrucosisporites* sp., *Cyclogranisporites arenosus, Polypodiisporites* cf. *mutabilis, Cristatisporites* sp., *Brazilea* sp., одномешковую пыльцу *Florinites pellucidus, F. eremus, Potonieisporites novicus, Playfordiapora crenulata, Scheuringipollenites ovatus*, неребристую (небороздчатую, лишенную тэний) двумешковую пыльцу *Vitreisporites pallidus, Vesicaspora schemeli, Falcisporites* sp., *Gardenasporites* sp., *Cedripotes priscus, Platysaccus* sp., ребристую двумешковую пыльцу *Photohaploxypinus amplus, P. dvinensis, P. hartii, P. limpidus, P. microcorpus, P. pennulatus, P. perfectus, Lunatisporites* cf. *pellucidus, Lueckisporites singhii, L. virkkiae, Corisaccites alutas, Striatoabieites multistriatus, S. richteri, Striatopodocarpites cancellatus, S. fusus, Gutullapollenites neohannonicus, Weylandites lucifer*. В палиноспектре доминирует пыльца *Protohaploxipinus*, сходная с *P. microcorpus* – видом, характерным для перми Гондваны и отмечаемом в разрезе Соляного Кряжа [Salt Range, Пакистан].

Среди макроостатков растений во флоре Хариф присутствуют гондванские элементы *Glossopteris* cf. *occidentalis* White, *Glossopteris* spp., женские фруктификации типа *Arberia*, еврамерийские хвойные *Otovicia* (al. *Walchia*) *hypnoides* (Brongn.) Kerp et al., каламостахиевые *Galamites gigas* Brongn., гинкгофиты *Baieroxylon implexum* (Zimmermann) Greguss, а также катазиатские цикадофиты *Tingia* aff. *hamaguchii*.

В Средней Азии существует одно очень интересное местонахождение растительных остатков предположительно кунгурского возраста – Сары-Тайпан. Таксономический состав флоры: *Vojnovskya stankevichii* Sixtel, *Nephropsis* (*Sulcinephropsis*) spp., *Lepeophyllum* sp., *Crassinervia* spp., *Rufloria* (*Alatorufloria*) cf. *derzavini* (Neub.) S. Meyen, Cordaites sp., *Phyllotheca* sp., *Walchia* sp., *Samaropsis karamasarensis* Sixtel (= *S. rectialata* Neub.). Кроме перечисленных выше таксонов, но значительно реже встречаются фрагменты древесин с септированной сердцевиной, семена *Samaropsis (?) complanata* Naug., *Demetrocarpus* sp. [Сикстель и др., 1975; Наугольных, 2001а], а также определения автора по коллекциям Н.Н. Каландадзе, хранящимся в Геологическом музее им. Вернадского и ГИН РАН, г. Москва.

Интерес, который вызывает к себе эта флора, в первую очередь определяется тем, что она довольно удалена от региона с развитием типично ангарской растительности (Сибирь), но, вместе с тем, имеет отличимо ангарский облик. Это может указывать на существенно более сложный характер границы между фитохориями в этом регионе, чем это было принято считать ранее [Meyen, 1987; Мейен, 1987; Дуранте, 1995].

Типичная смешанная флора с доминированием катазиатских элементов характеризует местонахождение Га'ара в западном Иране [Ga'ara; Ctyroky, 1973]. Возраст местонахождения определяется как позднепермский. В состав флоры входят *Lobatannularia heianensis* (Kodaira) Kawasaki, *Plagiozamites oblongifolius* Halle, *Pecopteris* sp., *Taeniopteris* sp., *Protoblechnum* sp. В песчаных прослоях той же формации встречены декортицированные стволы еврамерийских лепидофитов, определенные как *Sigillaria* sp. (предположительно, Subsigillaria, форма сохранности *Syringiodendron*). Тафономическая избирательность, с которой распределены в разрезе катазиатские и еврамерийские элементы, указывает на то, что первоначально они входили в разные растительные ассоциации – околоводную с лепидофитами и характерную для более возвышенных частей побережья ассоциацию с катазиатскими элементами. Из располагающихся в том же регионе местонахождений Афганистана С.В. Мейен определял еврамерийские (*Pecopteris* еврамерийского облика), катазиатские (*Lobatannularia*) и ангарские (*Phylladoderma*) элементы [Мейен, 1981; Meyen, 2002]. Смешение еврамерийско-гондванских элементов с примесью ангарских элементов отмечается в верхнепермских споро-пыльцевых комплексах Соляного Кряжа в Пакистане.

Совершенно неожиданным и даже сенсационным является обнаружение смешанных раннепермских гондвано-катазиатских флор на Тибете и в Кашмире [Li et al., 1991 и др.]. Долгое время считалось общепризнанным, что Индия и остальная часть блоков, входящих в настоящее время в Евразийский континент, в позднем палеозое были разделены, что и обуславливало столь большой контраст между пермскими флорами Индии и Китая.

Однако открытие смешанных катазиатско-гондванских флор в Кашмире и на Тибете указывает на то, что уже в раннепермскую эпоху существовали широкие возможности для миграционных обменов между индийской (гондванской) флорой и флорами Катазии. Список таксонов, установленных по макроостаткам растений включает следующие катазиатские элементы: *Sphenophyllum thonii* var. minor, *S. thonii* var. *archangelskyi*, *S. thonii* var. *waltoni*, *Rajahia mamalensis*, *Pecopteris mamalensis*, *Lobatannularia ensifolia*, *L. sinensis* var. *curvifolia*, *L. lingulata*, а также гондванские элементы: *Trizygia speciosa*, *Gangamopteris kashmirensis*, *Glossopteris communis*, *G. cordatifolia*, *G. dingriensis*, *G. intermittens*, *G. longicaulis*, *G. hishatbaghensis*, *G. taeniopteroides*, *Ginkgophyllum* (al. Psygmophyllum sensu Arber) *haydenii*, *G. sahnii* [Singh et al., 1982; Pant et al., 1984; Li et al., 1991; Chandra, Keqin, 1997].

В Таиланде помимо типично катазиатских флористических комплексов с гигантоптеридами [Asama et al., 1968] известна флора Phetchabun, включающая в свой состав как катазиатские, так и гондванские элементы. Общий список таксонов флоры Фетчабун, имеющей возраст от кунгурского до казанского: *Bowmanites* sp., *Sphenophyllum trapaefolium* Stockmans et Mathieu, *S. phetchabunensis* Asama, *Alethopteris thailandica* Kon'no, *Glossopteris* cf. *angustifolia* Brongn., *Palaeovittaria parvifolia* Kon'no, *Taeniopteris hallei* Kawasaki, *T.* cf. *serrulata* Kawasaki, *T. thailandica* Asama, *T. konnoi* Asama, *T. nystroemii* Halle, *T. hallei* Kawasaki, *T. iwaii* Asama, *Taeniopteris* sp., *Cordaites principalis* (Germar) Gein., *Poacordaites phetchabunensis* Kon'no, *P. linearis* Grand'Eury, *Pecopteris* sp., *Protoblechnum wongii* Halle, *Psygmophyllum komalarjunii* Asama, *Psygmophyllum* (?) sp., *Samaropsis* sp. [Bunopas, 1981].

Одна из наиболее интересных и хорошо документированных смешанных флор описана из западной части Новой Гвинеи [Irian Jaya; Rigby, 1996]. Флора включает в свой состав как гондванские, так и катазиатские элементы, причем остатки индекс-таксонов *Glossopteris* и *Gigantonoclea* иногда даже соседствуют на одних и тех же образцах. Общий список флоры: *Trizygia speciosa*, *Pecopteris* spp., *Ptychocarpus* sp., *Cladophlebis* sp., *Fascipteris aidunae* Rigby, *Glossopteris irianii* Rigby, *Glossopteris* sp., *Vertebraria indica*, *Gigantonoclea irianii* Rigby, *Koraua hartonoi* Rigby.

Помимо перечисленных выше смешанных флор, следует назвать еще две экзотические флоры, включающие в свой состав нетипичные элементы. Первая из них – флора Мидткап [Midtkap]; [Wagner et al., 1982; 1999; 2002] происходит из верхнепермских отложений северо-восточной Гренландии и содержит ангарский флористический комплекс. Первоначально опубликованный таксономический список включал следующие таксоны: *Rhipidopsis* spp., *Pecopteris (?Asterotheca) helenaeana* Zalessky, *Prynadaeopteris venusta* Radczenko, *Sphenophyllum* cf. *biarmicum* Zalessky (скорее всего, это определение было сделано ошибочно, по небольшому фрагментарному экземпляру *Rhipidopsis*), *Cordaites* cf. *sylovaensis* (Neuburg) S. Meyen, *Bardella* sp. [Wagner et al., 1982]. Однако после дополнительных сборов и ревизии старых определений, этот список был исправлен и значительно дополнен [Wagner et al., 1989; 2002]. В этих сообщениях был предложен новый список таксонов флоры Мидткап: *Viatscheslaviophyllum* sp., *Signacularia* (?) sp., *Prynadaeopteris anthriscifolia* (Goepp.) Radczenko, *Pecopteris* sp. nov., *Rhipidopsis panii* Chow, *R. ginkgoides* Schmalh., *Pursongia* sp., *Cordaites candalepensis* (Zalessky) Radchenko, *Lepeophyllum adzvense* Neuburg, *Sphenophyllum* cf. *verticillatum* (Schlotheim). Кроме этого, в том же местонахождении встречены крупные фрагменты окаменелой древесины.

Вторая флора с ангарскими элементами была кратко охарактеризована на материале из конгломератов Mount Dall (Аляска). Флористический комплекс содержит *Pecopteris arborescens* Schloth., *P. hemitelioides* Brongn., *P. unita* Brongn., циклоптериоидные перышки (? *Cyclopteris*, *Angaropteridium*, *Cardioneura* spp.), *Zamiopteris* sp. [Mamay, Reed, 1986]. К сожалению, сведения об этой флоре, возможно, сочетающей еврамерийские и ангарские элементы, пока еще очень отрывочны.

Весьма своеобразные смешанные флоры, содержащие в своем составе ангарские (*Rufloria*, *Zamiopteris*, *Comia*, *Psygmophyllum*, *Gaussia*, *Nephropsis*), катазиатские (листья членистостебельных типа *Lobatannularia*, а также *Taeniopteris*, близкие катазиатским видам рода), гондванские (*Glossopteris*, *Gangamopteris*) элементы, известны из верхов нижней и верхней перми Дальнего Востока [Зимина, 1977].

После обзора основных смешанных пермских флор необходимо подробнее остановиться на приуральских флорах нижней перми и, в частности, рассмотреть кунгурскую флору Среднего и Южного Приуралья. В состав этой флоры входят компоненты, являющиеся, с одной стороны, мигрантами из экваториального пояса (каламостахиевые *Calamites gigas* Brongn., *Annularia* spp., *Calamostachys dumasii* (Zeil.) Jongm. (? = *Sachyogyrus multifarius* Zal.),

бовманитовые *Sphenophyllum* aff. *thonii* Mahr, *Bowmanites biarmensis* Naug., близкий еврамерийским представителям рода, мараттиевые папоротники *Corsinopteris* (= "*Orthotheca*"), *Ptychocarpus*, *Discopteris*, редкие невроптериды *Neuropteris* sp. и тригонокарповые *Demetrocarpus limbatus* Naug.). Очень близки еврамерийским таксонам кунгурские вальхиевые хвойные (*Kungurodendron sharovii* S. Meyen (= *Walchia appressa* s. Zal.), *Walchia bardaeana* Zal.) и пельтаспермовые *Peltaspermum retensorium* (Zal.) Naug. et Kerp, *Rhachiphyllum* spp. С другой стороны, во флоре присутствуют автохтонно развивавшиеся в Приуралье группы высших растений, некоторые из которых мигрировали позднее в центральные районы Ангариды, как, например, псигмофиллоиды: *Psygmophyllum* из группы видов, близких *P. expansum* (Brongn.) Schimper, а другие оставались на всем протяжении своего существования эндемичными для западной окраины Субангарской области [Наугольных, 1998а, 1998б]. Наиболее типичные эндемики кунгурской флоры: *Phyllotheca campanularis* Zal. emend. Naug., *Phyllotheca stenophylloides* Zal., *Corynophyllites setiformis* Zal., *Equisetina magnivaginata* Zal., *Biarmopteris pulchra* Zal., *Alternopsis stricra* Naug., *Bardia mauerii* Zal., *Kerpia macroloba* Naug., *Bardospermum rigidum* S. Meyen, *Craspedosperma bardaeanum* Zal. и некоторые другие. Кроме этого, в составе кунгурской флоры имеется ряд таксонов, мигрировавших в Приуралье из Ангариды ("ангарские кордаиты" *Rufloria papillosa* Gluch., *R. laevis* Glush., *R. meyenii* Gluch., *R. unica* Gluch., *R. olenekensis Gluch., R. recta* (Neub.) S. Meyen, *R. derzavinii* (Neub.) Gluch., *R. lanata* Gluch., войновскиевые) и космополитные таксоны, в основном представленные формальными родами (*Sphenopteris, Pecopteris* и др.).

Легко заметить, что многие крупные таксоны растений, представленные в кунгурской флоре Приуралья, группируются в общности, объединяемые одним и тем же фитогеографическим статусом. Так, например, все известные к настоящему времени представители мараттиевых папоротников из кунгурского яруса Приуралья принадлежат родам, характерным для экваториальных флор Еврамерийской фитохории. Войновскиевые представлены почти исключительно ангарскими родами и даже видами. Кунгурские членистостебельные включают в свой состав эндемичные, ангарские и еврамерийские роды; при более детальном рассмотрении выясняется, что каламостахиевые из кунгурского яруса Приуралья (*Calamites gigas* Brongn., *Annularia* spp.) – мигранты из экваториальных флор, а черновиевые (*Equisetinostachys, Paracalamitina, Annulina* и некоторые приуральские представители родов *Paracalamites* и *Phyllotheca*) являются типично ангарскими таксонами.

Необходимо подчеркнуть, что перечисленные группы обладали существенно разными экологическими амплитудами. Черновиевые явно были гигро- и гидрофитами, войновскиевые и хвойные произрастали преимущественно на возвышенных участках побережья и т.д. Очевидно, они принадлежали различным исходным растительным ассоциациям и только в виде "танатоценотической" смеси оказались погребенными в одних и тех же местонахождениях. Относительное обилие этих групп, обладавших хорошо обособленными таксоценами (черновиевые, возможно, мараттиевые, хвойные семейства Walchiaceae), меняется в довольно широких пределах от местонахождения к местонахождению, что может указывать на различную удаленность исходных ассоциаций от формировавшихся танатоценозов.

10.2. Механизм миграционных обменов и возникновения феномена смешанных флор

Очевидно, что при образовании смешанных флор миграционные процессы и встройка чуждых элементов-мигрантов в новые для них растительные сообщества была облегчена тем, что растения-мигранты либо занимали еще свободные ниши, либо реализовывали экологические лицензии за счет физиологических преимуществ. Это очень важно для общего объяснения феномена смешанных флор, поскольку трудно допустить простое механистическое смешение гетерогенных компонентов в одних и тех же растительных ассоциациях. Само проникновение, катистемия новых таксонов в неаутентичную им растительность указывает, с одной стороны, на экологическую природу мигрантов (они были ценофобами или ценотолерантами) и, с другой стороны, на степень организации сообществ, в которые происходило внедрение (они были далеки от климаксного состояния).

10.3. Континентальные биомы пермского периода

На палеобиогеографических картах, (рис. 69–72) автором показано расположение основных континентальных биомов пермского периода. При характеристике биомов указывались основные (доминирующие) группы

растений, предположительно, создававших наибольшее проективное покрытие. Там, где это представлялось наиболее хорошо обоснованным, приведены данные о формах роста этих растений, их жизненных формах (по Раункиеру) и экологических предпочтениях. Распределение биомов по континентам было обусловлено, прежде всего, климатическими условиями произрастания высших растений.

Картируемые биомы:

1. Обедненная растительность тундрового или лесо-тундрового типа; доминирующие группы растений: в Северном полушарии – войновскиевые ("ангарские кордаиты"; Vojnovskyales в субплакорных и плакорных ассоциациях), членистостебельные семейства Tchernoviaceae (в околоводных растительных ассоциациях), листостебельные мхи; в Южном полушарии – представители порядка Dictyopteridales (sensu McLoughlin, 1992), "глоссоптериды"). Предельные формы роста – кустарники. Жизненные формы – хамефиты и гемикриптофиты.

2. Типичная ангарская листопадная растительность (пермский аналог современных бореальных лесов, "кордаитовая тайга"); доминирующая группа растений – войновскиевые ("ангарские кордаиты"; Vojnovskyales) и членистостебельные семейства Tchernoviaceae. Предельные формы роста – деревья. Основные жизненные формы – фанерофиты. Растительность этого типа была приурочена к северному влажноумеренному климатическому поясу [Наугольных, 1998а; Красилов, Наугольных, 2001].

3. Тропическая и приэкваториальная засушливые зоны, растительность средиземноморского типа; доминирующие группы растений – пельтаспермовые птеридоспермы (Peltaspermales) и хвойные семейства Walchiaceae (в раннепермской растительности) и семейства Voltziaceae (в позднепермской растительности). Предельные формы роста – невысокие деревья (хвойные) и кустарники (пельтаспермовые). Жизненные формы – хамефиты, гемикриптофиты, фанерофиты.

4. Экваториальная и тропическая вечнозеленая растительность, сходная с современными дождевыми лесами; доминирующие группы растений: реликтовые лепидодендровые (лепидокарповые) *Lehidodendron oculis-felis*), птеридоспермы порядков Trigonocarpales и Gigantonomiales ("гигантоптериды"), причем некоторые из последних по формам роста были лианоподобными. О влажном и жарком климате этого биома говорит широкое распространение угленосных отложений в нижнепермских отложениях Катазии, где пермская растительность с чертами экваториальных и тропических дождевых лесов была развита особенно широко. Предельные формы роста – деревья. Доминирующие жизненные формы – фанерофиты.

5. Ксерофитная растительность бессточных котловин; доминирующая группа растений – пельтаспермовые птеридоспермы (Peltaspermales). Этот биом характерен для внутренних районов приэкваториальной части Пангеи. Растительность этого биома была образована птеридоспермами родов *Supaia, Zeilleropteris, Delnortea* и близкими формами [Mammay et al., 1988], а также, в меньшей степени, хвойными семейства Walchiaceae и сфенофиллами *Sphenophyllum gilmorei* White. Остатки сфенофиллов, явно предпочитавших немногочисленные в этом регионе экотопы с повышенной влажностью, встречаются в инситном положении в красноцветных отложениях русел временных водотоков, промоин и каналов прорыва, затоплявшихся в короткие периоды сезонных дождей.

6. Нотальная листопадная растительность южного умеренного пояса; доминирующая группа растений: представители порядка Dictyopteridales ("глоссоптериды"). Предельные формы роста – деревья (в северной части), кустарники (в южной части). Жизненные формы – хамефиты, гемикриптофиты, фанерофиты. Растительность этого типа была приурочена к южному влажно-умеренному климатическому поясу.

На картах также показаны зоны смешения растительности средиземноморского типа (еврамерийский тип флор) и растительности южного умеренного или холодно-умеренного биома (гондванский тип флор), а также зоны углеобразования.

10.4. Катены

Состояние палеофиоценологических исследований палеозойской растительности, т.е. исследований, в фокусе которых находится не таксономия и систематика ископаемых растений, а растительные сообщества геологического прошлого, трудно признать удовлетворительным. Сложилось две основных тенденции, одна из которых заключается в грубом калькировании геоботанических методик и использовании их для классификации ориктоценозов, типов местонахождений, а отнюдь не растительных сообществ. Вторая тенденция заключается в реконструкции палеофитоценозов путем типологических экстраполяций с современной растительностью, которые далеко не всегда правомерны.

Очень большие трудности существуют в определении и корректном использовании понятий, которые во многих случаях толкуются произвольно. Поэтому следует пояснить основные термины, используемые ниже.

Центральным и наиболее важным понятием при реконструировании древних растительных сообществ является понятие катены [Красилов, 1972]. **Катена** – последовательность растительных группировок (ассоциаций), сменяющих друг друга в зависимости от удаления от бассейна или водотока по мере изменения градиента высотности. В современной геоботанической литературе катены также называются сменно-доминантными комплексами. **Ассоциация** – звено катены, растительное сообщество или относительно гомогенная пространственная отдельность растительности низшего ранга.

Далее следует подробнее остановиться на методах восстановления катениальных последовательностей. Их можно разделить на две основные группы: **визуальные** и **аналитические**. Визуальные методы применимы в исключительных случаях: когда мы имеем инситные или гипавтохтонные местонахождения растительных остатков и можем непосредственно в разрезе наблюдать изменение характера флористических комплексов или типов палеопочв по латерали.

Из аналитических методов наиболее важными представляются следующие: 1) определение соотношения и характера сохранности остатков растений различной таксономической принадлежности; 2) распределение остатков растений по фациям, а также использование литологических признаков-маркеров обстановок осадконакопления. В качестве примера можно сказать, что укорененные, инситные остатки членистостебельных в нижнепермских отложениях Приуралья приурочены, как правило, к песчаникам с элементами косой слоистости, что указывает на произрастание этих растений в мелководной прибрежной части водоема, в зоне миграции знаков ряби [Осадочные породы..., 1990]. Остатки вячеславий в уфимских отложениях Приуралья встречаются в различных фациях – от прибрежно-морских до континентальных, что говорит в пользу эврибионтности этого растения; 3) важным элементом аналитических методов реконструкции катениальных последовательностей является анализ морфологических и анатомических особенностей растений. Существуют экологически важные признаки-маркеры, которые действуют практически безотказно. Так, например, наличие воздушных корней-пневматофоров указывает на то, что растение произрастало в гиперувлажненной среде. Развитие шипов, редукция листьев и преобразование ветвей в мясистые листоподобные органы, приспособленные для запасания влаги, говорит об аридных условиях, о существовании растения в условиях стресса при недостатке влаги. Толстые кутикулы, многочисленные папиллы и трихомы, глубоко погруженные устьица могут рассматриваться как ксероморфные признаки. Однако необходимо подчеркнуть, что все перечисленные аналитические методы должны рассматриваться в комплексе, поскольку в некоторых случаях один и тот же признак может вызываться разными причинами. Ксероморфные признаки, например, могут присутствовать у растений, испытывающих физиологическую сухость, которая не обязательно прямо коррелируется с атмосферными условиями [Busche et al., 1978; Kerp, 1990].

Ниже рассматривается характер катениальных последовательностей, реконструированных на основе использования разных методик для разных интервалов пермского периода. К сожалению, данные о катениальных цепях ограничены пока только северным полушарием, и не все катены восстановлены с одинаковой степенью детальности. Поэтому автору пришлось выбрать только те из реконструкций катен, которые наиболее достоверны и непротиворечивы. Для полноты обзора кратко рассмотрены позднекаменноугольные и раннетриасовые катены.

Начать следует с позднекаменноугольно-раннепермской катены. К настоящему времени опубликованы данные только для экваториального пояса и примыкающим к нему районам, охватывающим значительную часть Северной Америки, Европу, Донбасс и, возможно, Южное Приуралье.

Изучению и описанию катен позднего карбона и ранней перми этого региона было посвящено несколько работ, из которых можно выделить две [Cridland, Morris, 1963; Щеголев, 1991], наиболее адекватно отражающие достигнутые результаты.

В реконструкциях катен, которые предлагаются этими авторами, много общего, несмотря на то, что они были построены на разном исходном материале и с использованием различных методик.

Самая нижняя часть катены, представляющая собой околоводное сообщество, состоит из гидро- и гигрофитов (пойменно-болотная растительная ассоциация, по А.К. Щеголеву): членистостебельных – преимущественно каламитов нескольких видов. Непосредственно в прибрежной части водоемов произрастали

клинолистники – сфенофиллы. Другими важными элементами этой растительной ассоциации являлись лепидофиты, в позднем карбоне и ранней перми представленные, в основном, видом *Subsigillaria brardii* (Brongn.) Weiss. Кустарниковый синузий составляли гигрофильные папоротники.

Второе звено катены было представлено ассоциацией кордаитов и мезофильных птеридоспермов, преимущественно, тригонокарповых (*Neuropteris* spp., *Odontopteris subcrenulata* (Rost) Zeill.). Эта ассоциация существовала в условиях умеренно увлажненных или полусухих склонов.

Третье звено катены состояло из хвойных семейства Walchiaceae: *Walchia piniformis* Sloth., *Ernestiodendron filiciforme* (Sloth.), *Otovicia hypnoides* (Brongn.) Kerp et al. и близких форм. Кроме хвойных, в этой же ассоциации присутствовали и ксерофильные птеридоспермы, в основном, пельтаспермовые – каллиптериды *Autunia conferta* (Sternb.) Kerp, *Rhachiphyllum, Dichophyllym* и другие близкие растения.

Такой тип организации катены был характерен для большей части экваториального пояса в течение позднего карбона и первой половины ранней перми, т.е. ассельского и сакмарского веков. Судя по пока еще немногочисленным данным о гжельских, ассельских и сакмарских флорах Южного Урала (разрезы Айдаралаш и Кондуровка), которые включают в свой состав побеги каламостахиевых, семена тригонокарповых птеридоспермов и вальхиевые хвойные еврамерийского облика [Владимирович, 1986; Naugolnykh, 1999; 2000], очень вероятно, что подобные катениальные последовательности были характерны и для самой ранней перми Южного Приуралья. Ангарская растительность ранней перми, скорее всего, была организована иначе, но никаких данных о строении катен раннепермских фитоценозов Ангариды мы пока не имеем.

Конечно, следует признать, что растительные сообщества в геологическом прошлом, так же, как и сейчас, были упорядочены нелинейно. На схеме, предложенной Г. Керпом [Kerp, 1996] для нижней перми земли Саар-Пфальц (Германия), хорошо видно, что в организации растительности присутствует элемент мозаичности, определявшийся характером рельефа и, как следствие, типом субстрата и характером его увлажненности. На относительно крутом склоне развивается единственное катениальное звено с доминирующими хвойными; на умеренно крутом слабо увлажненном склоне – две ассоциации, относительно возвышенных местообитаний с доминирующими хвойными и ассоциация мезофильных птеридоспермов с многочисленными *Odontopteris lingulata*. В условиях наличия полувлажной или обводненной пресными водами поймы добавляется еще одно катениальное звено – с доминирующими субсигилляриями.

К сожалению, данные о более молодых пермских флорах Европы и Америки, т.е. экваториального пояса и прилегающих регионов, пока еще очень ограничены, поэтому как были организованы постсакмарские катены в Еврамерике остается неизвестным. Вместе с тем, именно с этого интервала, т.е. начиная с артинского яруса, богатые флористические комплексы начинают встречаться в Приуралье, в Субангарском экотонном поясе.

Флоры эти сохраняют в своем составе многочисленные еврамерийские элементы, однако вместе с тем, содержат много эндемиков и растений, характерных для позднего палеозоя Ангариды.

Автор уже обращался к вопросу реконструкции катены артинского века в Среднем Приуралье [Наугольных, 1997] по материалам из местонахождения Шайдуры, бассейн р. Сылва. Это один из тех редких случаев, когда единственное местонахождение дает возможность высказать предположение о характере катениальной цепочки. Значительное отличие таксономического состава растений, обнаруженных в нетипичной фации – глубоководных аргиллитах с аммоноидеями, встречающимися в виде прослоев среди преимущественно прибрежноводных или флишоидных отложений с преобладающими в разрезе песчаниками, позволило предположить, что растительная ассоциация с многочисленными хвойными *Coenoxylon, Tylodendron, Walchia*, соответствующая шайдурскому ориктоценозу, произрастала на большем удалении от бассейна, в более высоких, предгорных районах Палеоурала (рис. 73). Остатки растений этой ассоциации попадали в глубоководные осадки в шлейфах пролювиальных выносов и мутьевых потоках. Нижнее околоводное звено артинской катены состояло из членистостебельных в основном представленных видом *Paracalamites decoratus* (Eichw.) Zal.

Далее перейдем к катениальной последовательности растительности кунгурского века в Приуралье. Кунгурская катена была реконструирована с помощью аналитических методов. Во-первых, было выявлено изменение характера доминирующих элементов от местонахождения к местонахождению; во-вторых, использовались признаки-маркеры, указывающие на экологические предпочтения охарактеризованных ими растений; в третьих использовалась типологическая экстраполяция

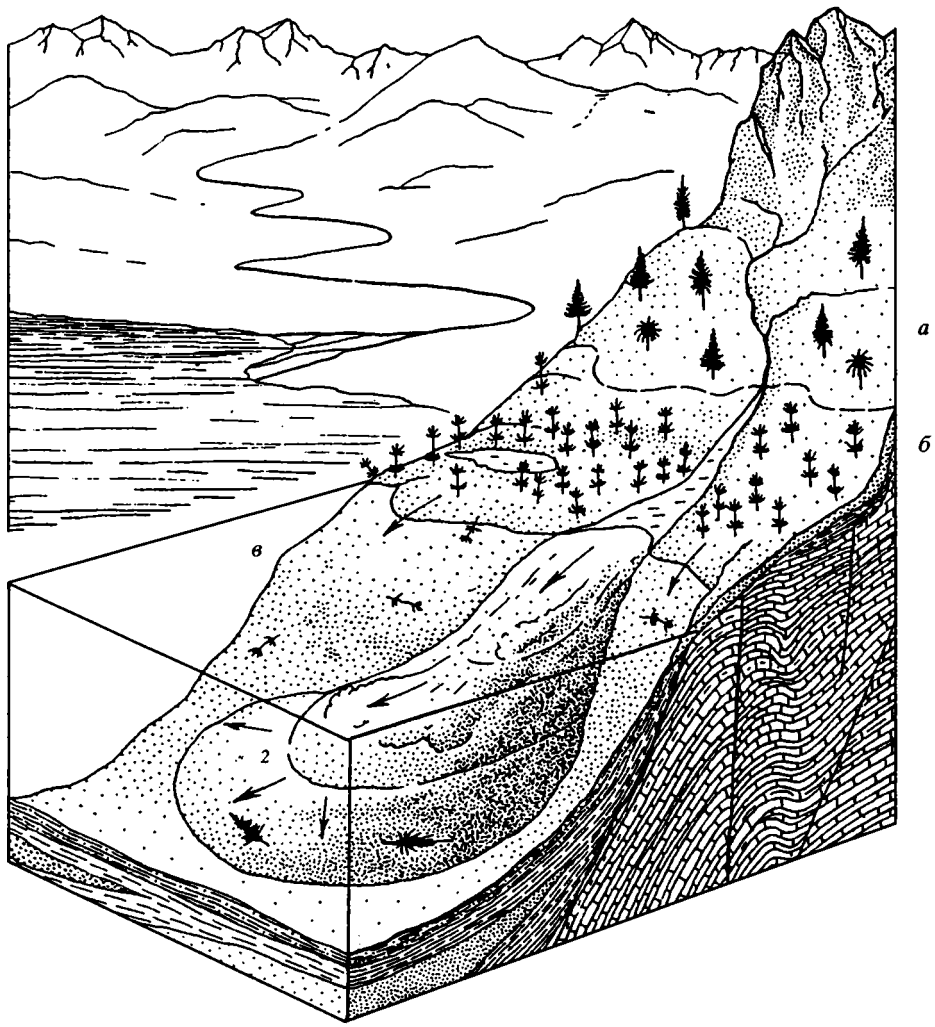


Рис. 73. Артинский век, катена Среднего Приуралья

а – ксерофильная ассоциация с доминированием хвойных семейства Walchiaceae; *б* – гигрофильная ассоциация с доминированием членистостебельных Paracalamites; *в* – зона формирования тафоценозов типичного верхнеартинского флористического комплекса; *г* – зона формирования тафоценозов атипичного верхнеартинского флористического комплекса

данных по нижнепермским катенам Еврамерики, поскольку между растительностью европейского ротлигенда и Приуральского кунгура наблюдается существенное сходство и преемственность.

Нижнее, первое звено катены было представлено ассоциацией гидро- и гигрофитов, образующих околоводную растительность (рис. 74). Гидрофитами, судя по характеру сохранности, были клинолистники *Sphenophyllum biarmicum* Zal., (рис. 75, *в*). Этот вид был гетерофильным, что весьма характерно для растений, имеющих полупогруженные в воду побеги. В околоводной ассоциации произрастали черновиевые, представленные, преимущественно видами *Phyllotheca campanularis* Zal. emend. Naug., *P. stenophylloides* Zal. Гигрофиты были представлены паракаламитами и паракаламитинами (*Paracalamites frigidus* Neub., *P. striatus* (Schmalh.) Zal., *P. kutorgae* (Gein.) Zal., *Paracalamitina ignatievii* Naug., *Paracalamitina* sp.). В этой же ассоциации в качестве травянистого синузия присутствовали гидрофильные папоротники. Некоторые из этих папоротников обладали гидатодами – специальными комплексами клеток в листьях, обеспечивающих выделение из растения капельно-жидкой воды и солей. Гидатоды характерны для растений, произрастающих в увлажненных условиях.

Следующее звено катены соответствует мезофильной ассоциации, образованной в основном пельтаспермовыми птеридоспермами (каллиптеридами и псигмофиллоидами) и мараттиевыми папоротниками. Многие из этих

растений имели сильно дифференцированные эпидермы верхней и нижней сторон листа. Верхняя эпидерма с мощными клеточными стенками несла толстую кутикулу и была почти лишена устьиц; нижняя эпидерма была менее развитой с очень тонкой кутикулой. Многочисленные устьица на нижней стороне листа были снабжены папиллами для защиты от излишнего испарения влаги. Характер облиственния птеридоспермов этого катениального звена сильно менялся от сезона: в периоды кратковременного увлажнения эти растения образовывали вайи с хорошо развитыми и обособленными крупными перышками (каллиптериды, рис. 76) или большие глубоко рассеченные листья с широкими лопастями (псигмофиллоиды). В более сухих условиях для уменьшения транспирации листовая пластинка уменьшалась в размерах [Наугольных, 1999].

Третье звено катены было образовано ассоциацией с доминирующими вальхиевыми хвойными с игловидными листьями, мощной кутинизацией устьичных аппаратов и многочисленными трихомными образованиями. Эти растения были хорошо адаптированы к аридным или даже гипераридным условиям. Кроме хвойных, в этой же ассоциации произрастали "ангарские кордаиты" (рис. 77; о таксономическом статусе группы см. [Krassilov, Burago, 1981; Красилов, 1989; Наугольных, 2001а]. Они были представлены в основном родом *Rufloria* (этим же растениям принадлежали катафиллы *Lepeophyllum* и *Crassinervia*, брактеи *Nephropsis* (*Sulcinephropsis*) и женские генеративные органы *Gaussia* (= *Paravojnovskya*), *Pholidophyllum* (*Scirostrobus*) и *Vojnovskya*. Наличие у растений этой группы катафиллов, или почечных чешуй, защищавших молодые побеги от перегрева и некомпенсируемых потерь влаги в аридных условиях, а также дорзальных желобков, в которых располагались устьица, защищенные от высыхания хорошо развитыми трихомами и папиллами, указывают на то, что по меньшей мере некоторые "ангарские кордаиты" произрастали в условиях водного стресса и повышенной сухости. Наличие в основании листьев кунгурских *Rufloria* характерных рубцов, образованных отделительным слоем, указывает на то, что материнские растения были листопадными. Опадение листвы, скорее всего, происходило в засушливые сезоны.

Следующая катениальная последовательность – катена первой половины уфимского

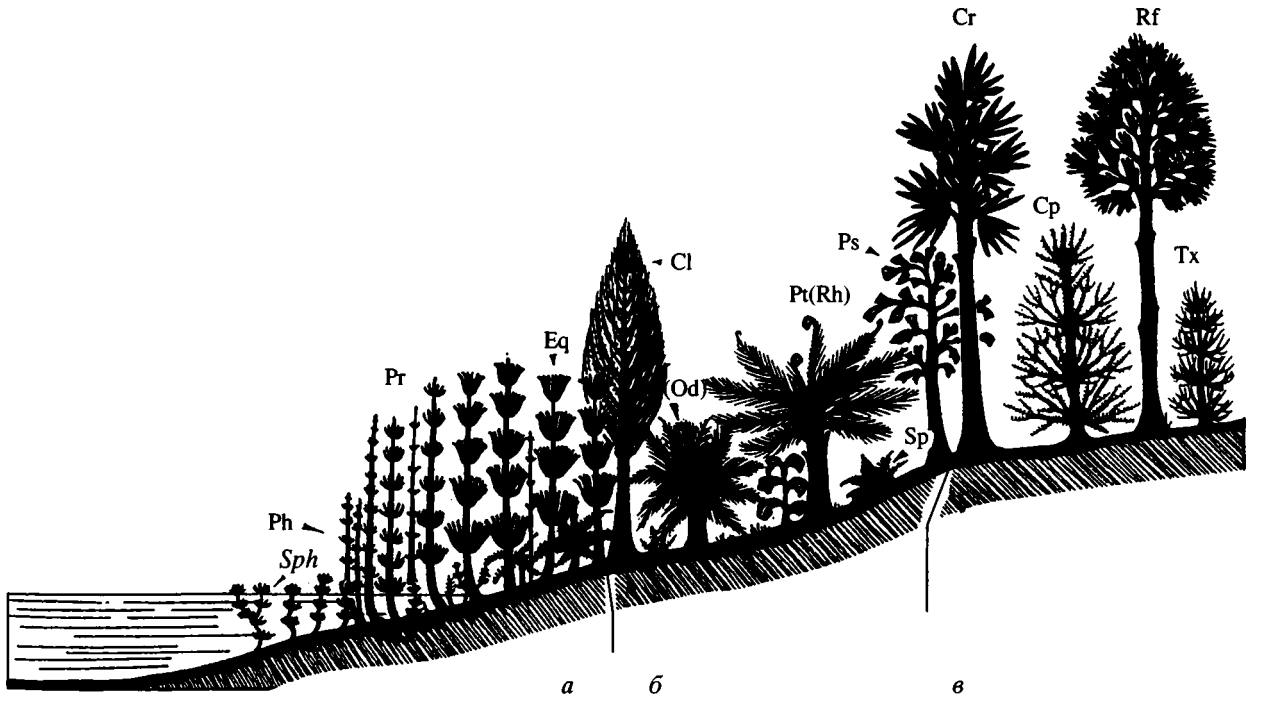


Рис. 74. Кунгурский век, катена Среднего и Южного Приуралья

Ассоциации: *а* – гидро- и гигрофильная, *б* – мезофильная, *в* – ксерофильная. Растения: Sph – *Sphenophyllum biarmicum* Zal., Ph – *Phyllotheca campanularis* Zal. emend. Naug., Pr – *Paracalamitina ignatievii* Naug., *Paracalamites* spp., Eq – *Equisetina magnivaginata* Zal., Cl – *Calamites gigas* Brongn., Pt (Od) – Pt(Rh) – пельтаспермовые птеридоспермы (каллиптериды) нескольких типов, Ps – *Psygmophyllum expansum* (Brongn.) Schimp., Sp – *Sphenopteris* spp., Cr – *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, *C. ex gr. lineatus* (Neub.) S. Meyen, Cp – *Cyparissidium* (al. Walchia) *appressum* (Zal.) S. Meyen, Rf – Rufloria spp., Tx – *Taxodiella* (al. Walchia) *bardaeana* (zal.) S. Meyen

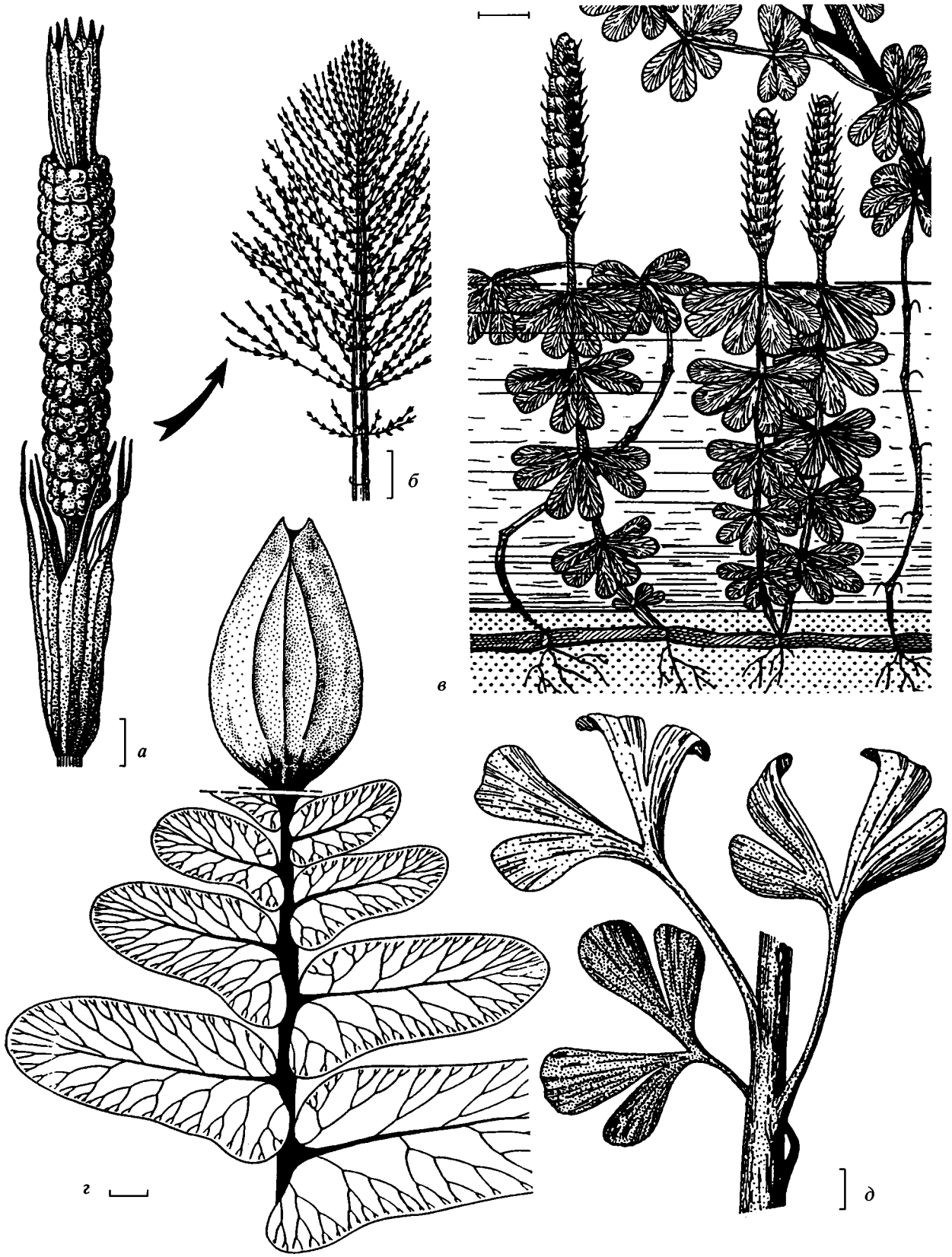


Рис. 75. Некоторые из наиболее типичных растений кунгурского (в–д) и уфимского–казанского (а, б) веков, Приуралье

а, *б* – членистостебельное *Paracalamitina striata* (Schmalhausen) Zalessky emend. Naug. (Naugolnykh, 2002), а – терминальная фертильная зона, б – форма кроны; *в* – бовманитовое *Sphenophyllum biarmicum* Zalessky emend. Naug.; г – тригонокарповый птеридосперм *Demetrocarpus limbatus* Naugolnykh; *д* – гинкгофит *Kerpia macroloba* Naugolnykh

Длина масштабной линейки – 2 мм (а, г); 1 см (в, д); 5 см (б)

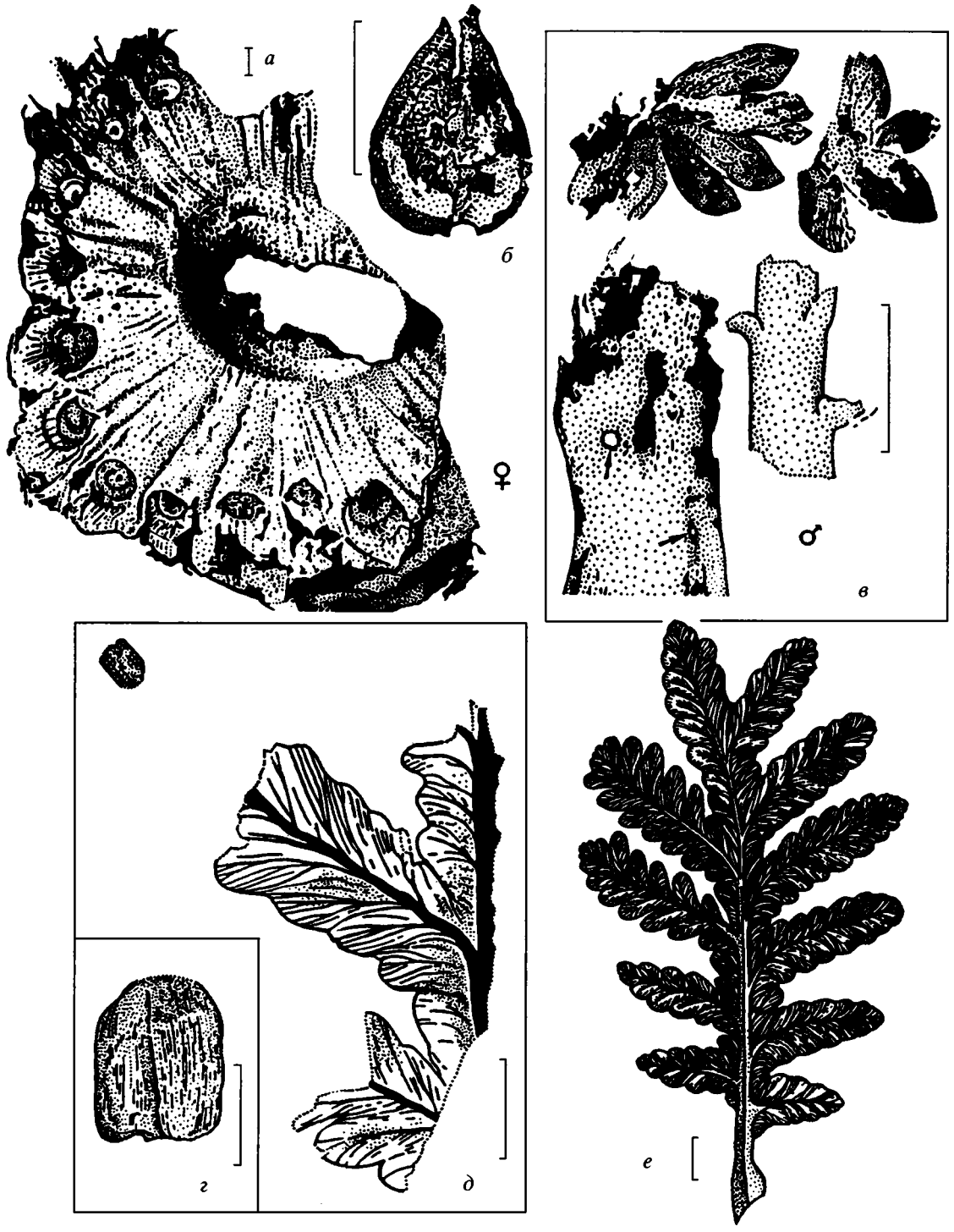


Рис. 76. Некоторые из наиболее типичных растений кунгурского века, Приуралье; различные органы, возможно, принадлежавшие одному растению, описанному как *Peltaspermum retensorium* (Zalessky) Naugolnykh et Kerp (Naugolnykh, Kerp, 1996)

а – семеносный диск *Peltaspermum* sp.; *б* – семезачаток *Cordaicarpus* sp.; *в* – микроспороклады (андрофоры), состоявшие из розетковидных синангиев и несущих их побегов, *Permotheca disparis* (Zalessky) Naugolnykh (Наугольных, 1998б; см., также: Krassilov et al., 1999); *д* – фрагмент вайи *Rhachiphyllum* (al. *Callipteris*) *retensorium* (Zalessky) Naugolnykh в ассоциативной связи с семезачатком *Cordaicarpus* sp. (этот же семезачаток показан на рис. (г) с большим увеличением; *е* – *Rhachiphyllum* (al. *Callipteris*) *retensorium* (Zalessky) Naugolnykh, общий облик ювенильной вайи с хорошо развитым окрылением рахиса и намечающимся перевершиниванием апекса.

Длина масштабной линейки – 1 мм (а); 2,5 мм (г); 5 мм (в); 1 см (б, д, е)

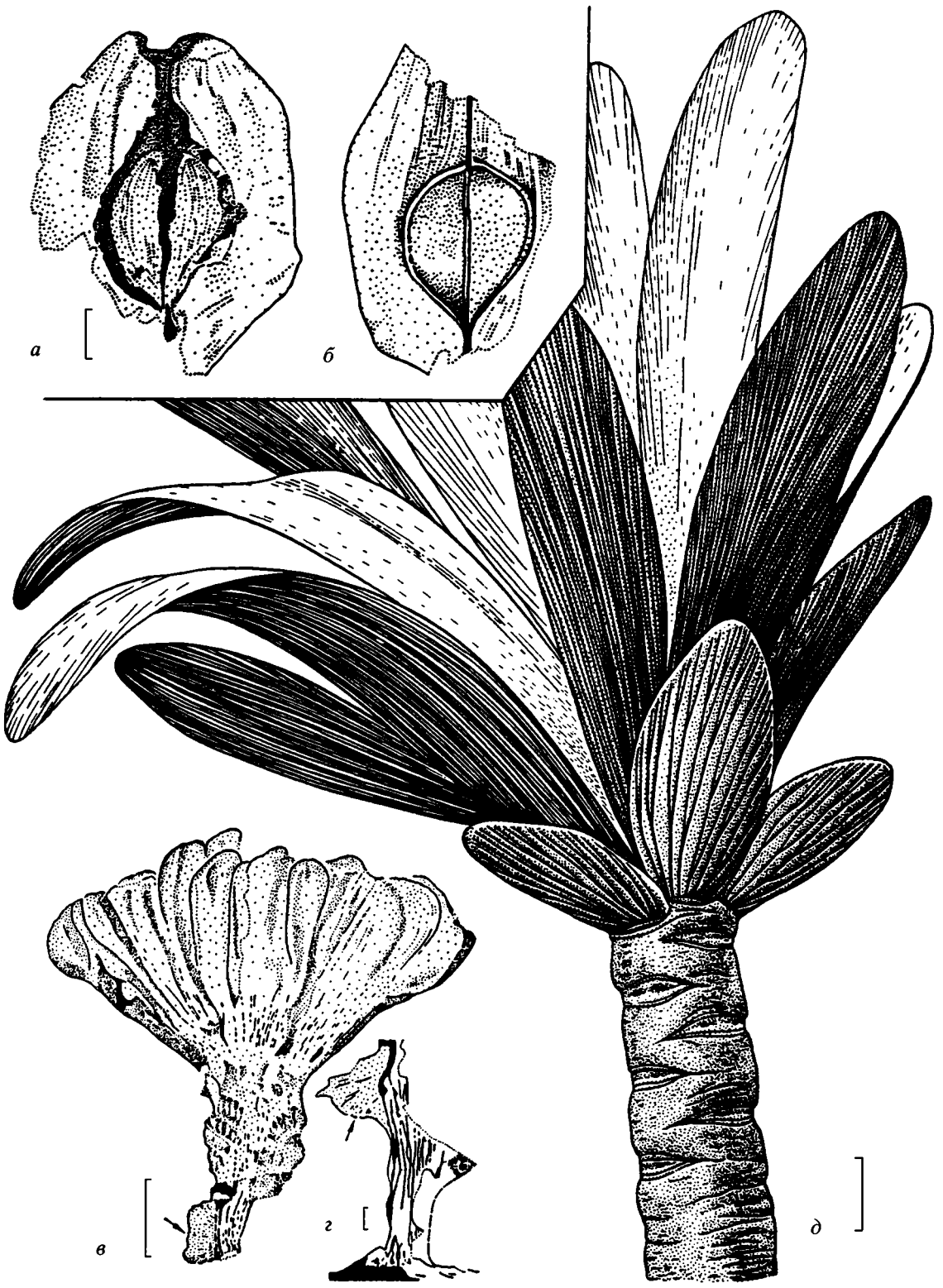


Рис. 77. Вегетативный побег (*д*), генеративные органы (*в*, *г*) и семена (*а*, *б*) "ангарских кордаитов" (порядок Vojnovskyales)

а, *б* – *Samaropsis danilovii* Suchov; *в* – Vojnovskya sp.; *г* – *V. paradoxa* Neub. [*г* – по: Мейен, 1982]; *д* – побег войновскиевого Cordaites lancifolius Schmalhausen [по: Schmalhausen, 1887, Taf. VII, 1; р. Сылва, пос. Суксун]. Экземпляры: *а* – 3737/274; *б* – 3737/201; *в* – 3773(11)/349(93); *г* – 3039/194. Местонахождения: Чекарда-1, сл. 10 (*а*, *б*); Юлаево (*в*); Халмерьюсское угольное месторождение, шахта 3 (*г*). Кунгурский ярус, верхнекунгурский подъярус, иренский горизонт, кошелевская свита (*а* – *в*, *д*); уфимский ярус, нижнеуфимский подъярус, соликамский горизонт, интинская свита (*е*).

Длина масштабной линейки – 2 мм

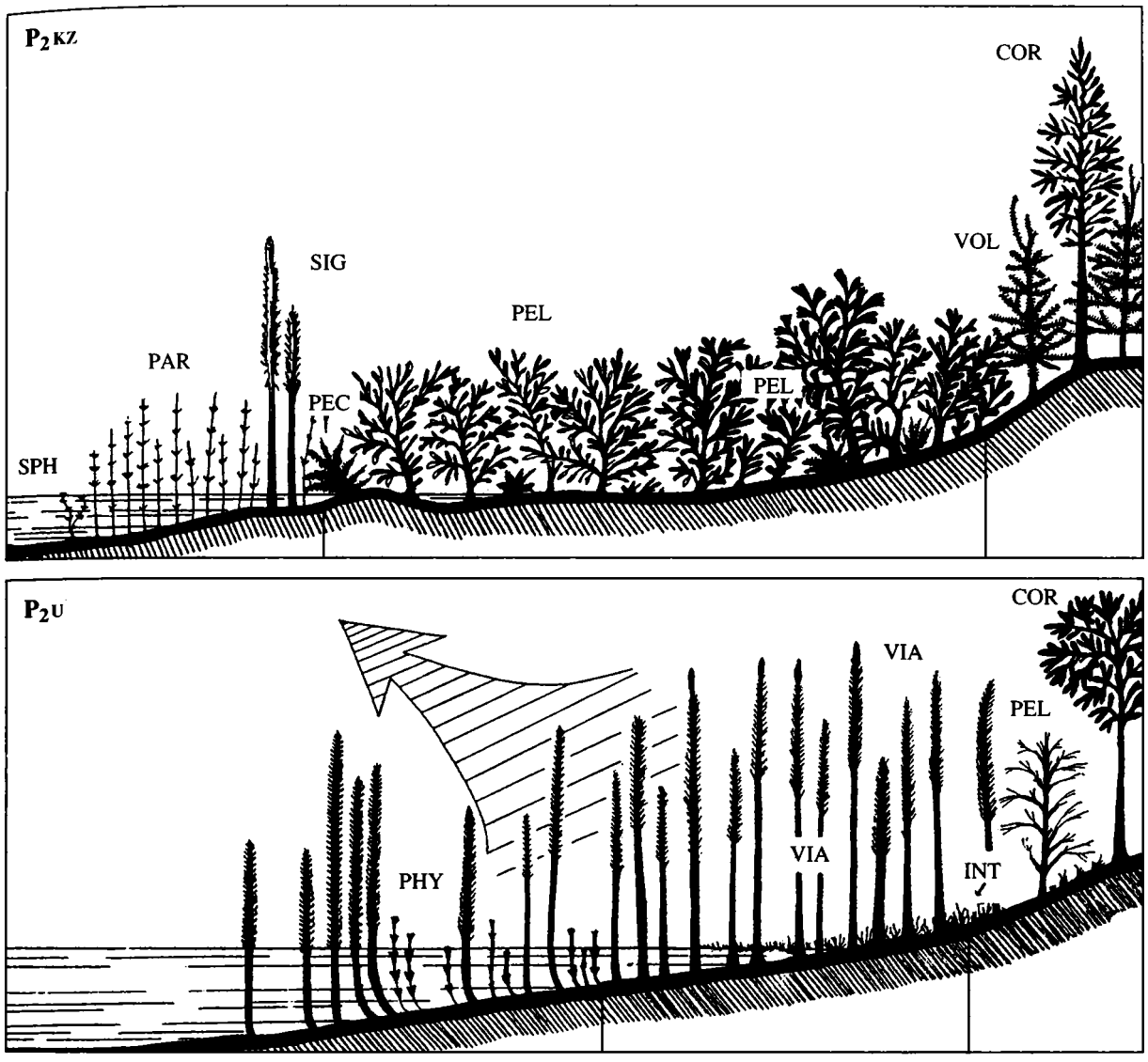


Рис. 78. Уфимский и казанский века, катены Русской платформы и Приуралья

Растения: Phy – *Phyllotheca* sp., Via – *Viatcheslavia vorcutensis* Zal., Int – *Intia variabilis* Neub., Pel – пельтаспермовые птеридоспермы, порядок Peltaspermales, семейство Cardiolepidaceae, Cor – *Cordaites sp.*, *Rufloria* sp., Sph – *Sphenophyllum stouckenbergii* Schmalh., Par – *Paracalamites* sp., *Paracalamitina striata* (Schmalh.) Zal., Sig – *Signacularia noinskii* Zal., Pec – *Pecopteris* spp.; пельтаспермовые птеридоспермы, семейство Cardiolepidaceae (*Phylladoderma*) и Peltaspermaceae (Pursongia), Vol – хвойные семейства Voltziaceae (Pseudovoltzia)

века (рис. 78, нижняя часть), а именно – соликамского времени, коренным образом отличается от катен, рассмотренных выше. Во-первых, таксономическое разнообразие соликамской растительности неизмеримо беднее, чем предшествующей ей кунгурской. Это всего три-четыре вида, из которых один принадлежит листостебельным мхам – *Intia variabilis* Neub. Доминируют лепидофиты *Viatcheslavia vorcutensis* Zal. Остатки этого плауновидного растения встречаются в известняках прибрежно-морского генезиса (местонахождения на реках Колве и Вишере), плитчатых мергелях со значительной примесью глинистой фракции, образовавшихся, вероятно, в условиях мелководной спокойной лагуны (местонахождения Полазна, Хохловка, Чумкасский карьер), а также в неяснослоистых песчаниках, иногда обладающих косой слоистостью (местонахождения Алебастрово и Ляды). Такой очень широкий спектр фаций от прибрежно-морских до аллювиальных указывает на то, что *V. vorcutensis* произрастала на различном удалении от бассейна и занимала несколько биотопов. Можно сказать, что раннеуфимская катена редуцировалась до одного звена, представленного ассоциацией *V. vorcutensis-Intia variabilis*. Смена исключительно богатой кунгурской растительности на однообразную растительность с доминирую-

щей *V. vorcutensis* очевидно маркирует региональный экологический кризис [Наугольных, 1992; 2001г.; 2001д], вызванный климатической флуктуацией (аридизацией).

В Приуралье на одном стратиграфическом уровне с остатками вячеславий часто встречаются слепки кристаллов гипса и глиптоморфозы из каменной соли, что указывает на аридный климат с редкими относительно влажными сезонами. С последними, скорее всего, были связаны репродуктивные циклы *V. vorcutensis*, на побегах которой часто видны зоны со сближенными "листовыми подушками", которые на самом деле являются следами формирования фертильных зон. Во время образования органов размножения высшие растения почти перестают расти: все силы растения уходят на генеративные процессы. Видимо с этим связано уменьшение расстояния между соседними основаниями спорофиллов. То, что это именно рубцы спорофиллов косвенно подтверждается их размером: они в два-три раза больше нормальных листовых подушек. Основания спорофиллов *V. vorcutensis* также превышают по размерам основания филлоидов в два-три раза (см. [Наугольных, 1998б], рис. 9, C-G; Наугольных, 2001д]).



Рис. 79. Гинкгофит *Kerpia belebeica* Naugolnykh, казанский век, Приуралье
Длина масштабной линейки – 1 см

Переходя к катениальным цепочкам второй половины уфимского и казанского веков, необходимо отметить, что представления о их строении сформировались в основном благодаря работам В.П. Владимирович [1984] и Н.К. Есауловой [1986], придававших большое значение в своих исследованиях тафономическим наблюдениям.

Как и в кунгурском ярусе, в казанских отложениях Приуралья и Русской платформы встречаются ориктоценозы нескольких типов: с доминирующими клинолистниками (соответствующим водным сообществам), с доминирующими паракаламитами и филлотеками (полуводная гигрофильная растительность побережий), с многочисленными пельтаспермовыми (мезофильное сообщество). Кроме этих типов ориктоценозов, известны местонахождения с большим количеством хвойных, например Китяк с *Pseudovoltzia* и Слуда с остатками *Quadrocladus* [Meyen, 1997].

Казанская катена в целом напоминала кунгурскую (рис. 78, верхняя часть). Таким образом, к этому времени уже восстановилась первоначальная структура растительности, нарушенная во время раннеуфимского кризиса.

Нижнее звено казанской катены состояло из сообщества гидро- и гигрофитов, представленных клинолистниками *Sphenophyllum stouckenbergii* Schmalh., паракаламитами и аракаламитинами (о статусе рода *Paracalamitina* Zalessky см. [Naugolnykh, 2002]) и филлотеками. Вероятно, к этой же растительной ассоциации тяготели *Signacularia noinskii* Zal. – лепидофиты, являвшиеся прямыми потомками уфимских вячеславий. Одним из отличий *Signacularia* от *Viatcheslavia* являются более широкие филлоиды, характерные для первого рода, что может указывать на более влажный климат, существовавший в казанском веке.

Второе звено катены соответствовало ассоциации мезофильных птеридоспермов: кардиолепидиевых *Phylladoderma meridionalis* S. Meyen, *P. septata* Bogov, *P. volgensis* Esaul. и близких видов, а также каллиптерид *Rhachiphyllum wangenheimii* (Fischer) Naug., *Compsopteris salicifolius* (Fischer) Naug., *C. olgae* Naug. [Наугольных, 1999; 2001б] и гинкгофитов (рис. 79). В этой ассоциации произрастали мезофильные папоротники *Acitheca gigantea* Esaul., *Todites gracilis* Esaul., *Oligocarpia camiensis* Esaul. [Есаулова, 1996].

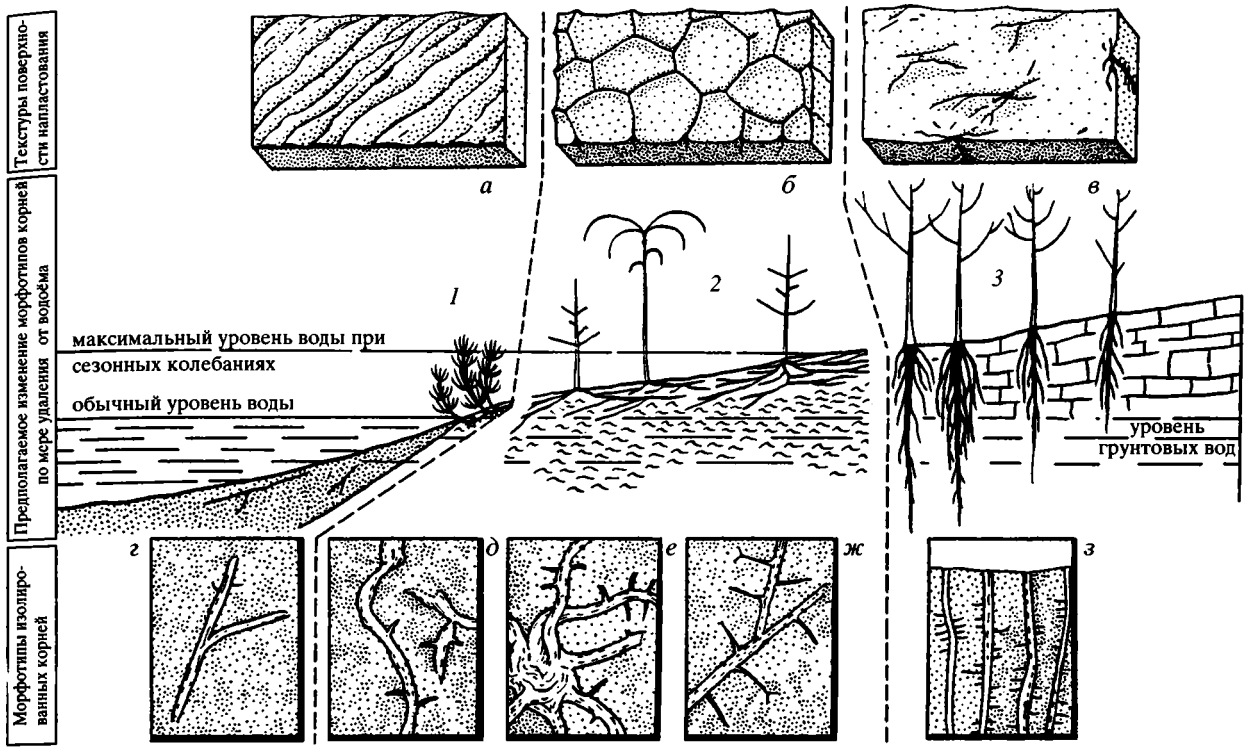


Рис. 80. Татарский век, катена Русской платформы и Южного Приуралья; растительные ассоциации

1 – гидрофильная, *2* – гигрофильная и эфемероидов, *3* – ксерофильная ассоциация фреатофитов. Текстуры поверхностей напластования: *а* – со следами течения и волноприбойными знаками, *б* – с трещинами усыхания, *в* – поверхности карбонатных панцирей с проксимальными частями корневых систем; *г* – *з* – различные морфотипы корневых систем и их распределение по фациям

Третье звено катены было образовано ассоциацией ксерофильных растений, состоящей из хвойных семейства Voltziaceae потомков раннепермских вальхиевых (*Pseudovoltzia cornuta* S. Meyen). Вероятно, в этой же ассоциации произрастали казанские войновскиевые *Cordaites candalepensis* и близкие формы.

Судя по общему сходству таксономического состава [Gomankov, 1995], раннетатарская катена была организована сходным образом.

Реконструкция позднетатарской катены, первый вариант которой уже был опубликован ранее [Арефьев, Наугольных, 1998; Наугольных, 2001в], была получена при комплексном использовании визуальных и аналитических методов. Очень важным и даже определяющим было обнаружение остатков корневых систем высших растений *in situ*. То, что изученные структуры действительно являются корнями высших растений, доказывается их анатомическим строением. После тщательного анализа фактического материала выяснилось, что остатки корней, принадлежащим различным морфотипам, закономерно распределены по вмещающим их фациям (рис. 80). Для отложений мелководий и прибрежных низменностей с чередовавшимися субаквальными-субаэральными условиями были характерны горизонтально ориентированные сложноветвящиеся тонкоосные корни; для горизонтов каличей – карбонатных панцирей, образовавшихся в аридной обстановке в субаэральных условиях, характерны хорошо развитые вертикальные, глубоко проникающие в грунт корни типа *R. sukhonensis* Aref. et Naug. Эти две области можно рассматривать как звенья единой катены, первое из которых соответствует ассоциации эфемероидов, растений с сезонной вегетацией, экологическая стратегия которых сводилась к развитию густой приповерхностной системы корней, наиболее эффективно поглощающей влагу в периоды сезонных увлажнений. Второе звено катены состояло из ассоциации фреатофитов, экологическая стратегия которых была направлена на питание грунтовыми водами.

Ассоциация эфемероидов скорее всего была населена птеридофитами *Dvinopteridium edemskii* Zal. и хвощами *Paracalamites, Paracalamitina, Phyllotheca*, ? *Neocalamites*. Возможно, этой же ассоциации принадлежали позднетатарские пельтаспермовые *Peltaspermopsis* с



Рис. 81. Вегетативный побег пельтаспермового птеридосперма рода *Peltaspermopsis* Gomankov emend. Poort et Kerp с листьями типа *Pursongia Zalessky*, татарский век, Приуралье и Русская платформа.

Длина масштабной линейки – 10 см

листьями *Pursongia-Tatarina* (рис. 81). Ассоциация фреатофитов, по всей видимости, состояла из хвойных *Geinitzia*.

Эта модель катениальной последовательности для позднетатарской растительности была предложена на материале по палеопочвам из бассейна рек Сухоны и Малой Северной Двины [Арефьев, Наугольных, 1998]. Однако дальнейшие исследования показали, что сходные закономерности в распределении палеопочв и остатков корневых систем наблюдаются и в других регионах Русской платформы и Приуралья: в Поволжье и Прикамье (разрезы Шереметьевка и Монастырский овраг), Оренбуржья (разрезы Кошка и Вязовка), в бассейне р. Вятка (разрез Котельнич) [Наугольных, 2001в] и Ветлуги. Это указывает на то, что общая ландшафтная ситуация в позднетатарское время была довольно однообразной по всей Русской платформе.

На разрезе у г. Котельнич следует остановиться подробнее. Котельнический разрез является довольно протяженным и, несмотря на кажущуюся литологическую однородность, представлен различными фациями. Основную массу пород составляют плотные красные или малиновые глины, иногда переходящие в более плотные аргиллиты. В нижней части разреза присутствуют светлоокрашенные прослои. В средней и верхней частях разреза встречаются песчаные линзы руслового и эолового генезиса (рис. 82, 83).

В светлых прослоях в нижней части котельнического разреза встречаются вертикально ориентированные субцилиндрические конкреции. Эти конкреции уходят вглубь вмещающего их глинистого матрикса, постепенно уменьшаясь в диаметре и иногда давая боковые ответвления. После того, как несколько конкреций были разбиты, выяснилось, что внутри они полые. Полость обычно заполнена красноватым глинистым материалом, отличающимся по цвету от вмещающего конкреции матрикса (рис. 84).

Очень сходная сохранность наблюдается у остатков корневых систем *Radicites sukhonensis* из бассейна реки Сухона. Природу *R. sukhonensis* можно считать доказанной [Арефьев, Наугольных, 1998]. Очень вероятно, что вертикальные трубчатые структуры в нижней части котельнического разреза также являются остатками корней, облеченных в карбонатную рубашку (зачаточный калич), а сероцветные прослои в красных глинах и аргиллитах, или, по меньшей мере, некоторые из них – уровни с палеопочвами.

Собственно вмещающие отложения можно рассматривать как прибрежные и мелководные отложения, накапливавшиеся в условиях периодического осушения. К этим слоям приурочены остатки парейазавров *Deltavjatia vjatkensis* (Hartmann-Weinberg) и других рептилий из Котельнича, многие из которых обладали адаптациями к наземному образу жизни. Парейазавры, по всей видимости, паслись в зарослях растений, образовывавших вертикально ориентированные корни *Radicites* aff. *sukhonensis*, листьями и побегами которых они могли питаться. В следующую фазу образования местонахождения береговая линия значительно придвинулась к области формировавшегося тафоценоза. Растения с мощными вертикальными корнями исчезли. Вместо них развилась прибрежная растительность, соответствующая первому звену катены – ассоциации гигрофитов и эфемероидов. Эта ассоциация была населена споровыми растениями и пельтаспермовыми птеридоспермами. Многочисленные членистостебельные *Phyllotheca*, *Paracalamites* и *Paracalamitina*, а также листья

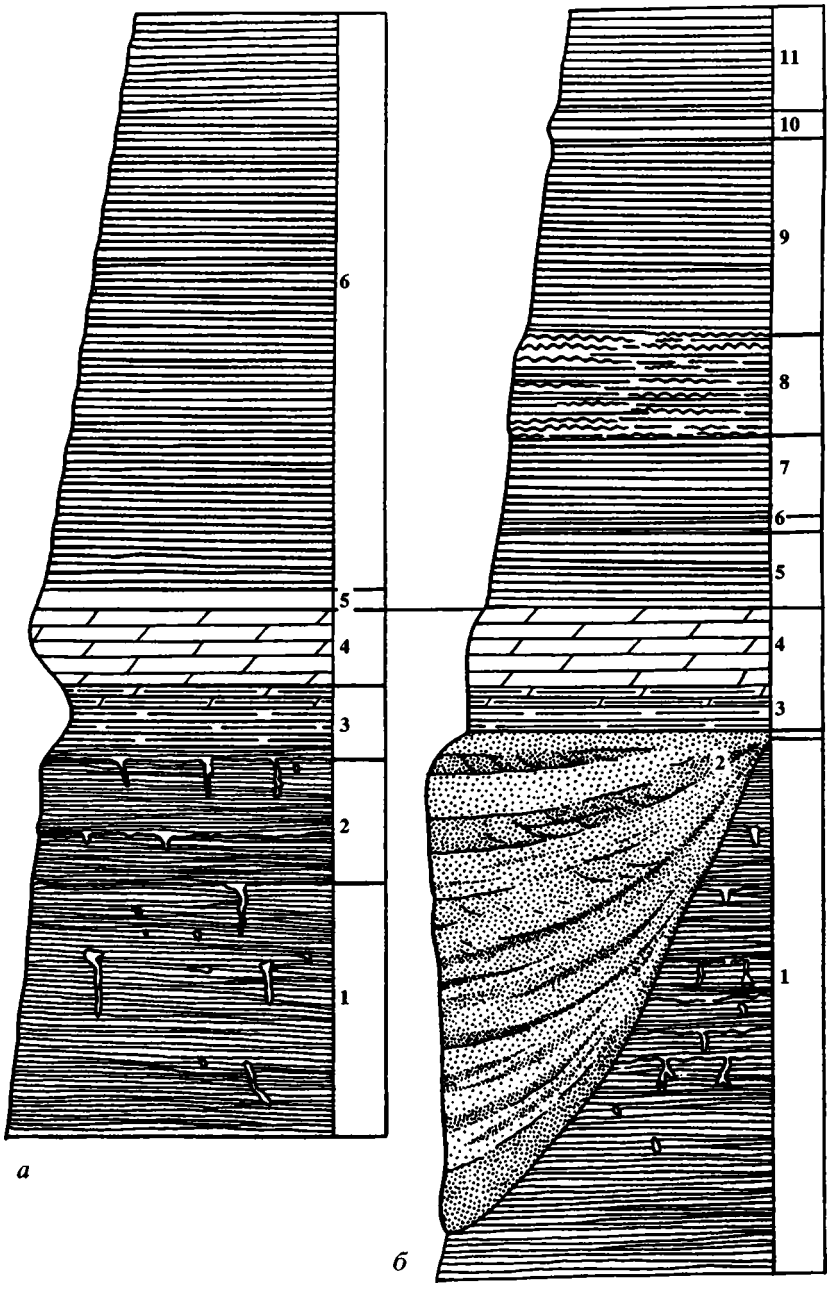


Рис. 82. Разрез Котельнич, стратиграфические колонки

а – правый берег р. Вятки, обнажение "Под кладбищем", первый овраг с ручьем в 100 м ниже по течению от кладбища, г. Котельнич (в 150 м ниже по течению от этой части разреза найдены прослои с хорошо сохранившимися *Radicites* aff. *sukhonensis* Aref. et Naug.; *б* – правый берег р. Вятки, обнажение "Элеватор", первая песчаная линза ниже г. Котельнич.

Длина масштабной линейки – 1 м

Pursongia широко встречаются в присутствующих на этом уровне линзах серых аргиллитов. Песчаные линзы с элементами косой слоистости и изредка встречающимися костями земноводных образовались очевидно уже в условиях относительно постоянного водотока (рис. 85).

О более молодых, чем верхнетатарские, пермских отложениях, встречающихся в пределах Русской платформы, существуют только предварительные данные. В местонахождении Недуброво, располагающемся в Вологодской области, недавно был обнаружен макрофлористический комплекс, более молодой, чем все известные к настоящему времени местонахождения из верхнетатарского подъяруса. Комплекс включает в свой состав листья пельтаспермовых *Tatarina lobata* S. Meyen (изображенные фрагменты также обладают большим сходством как на макро-, так и

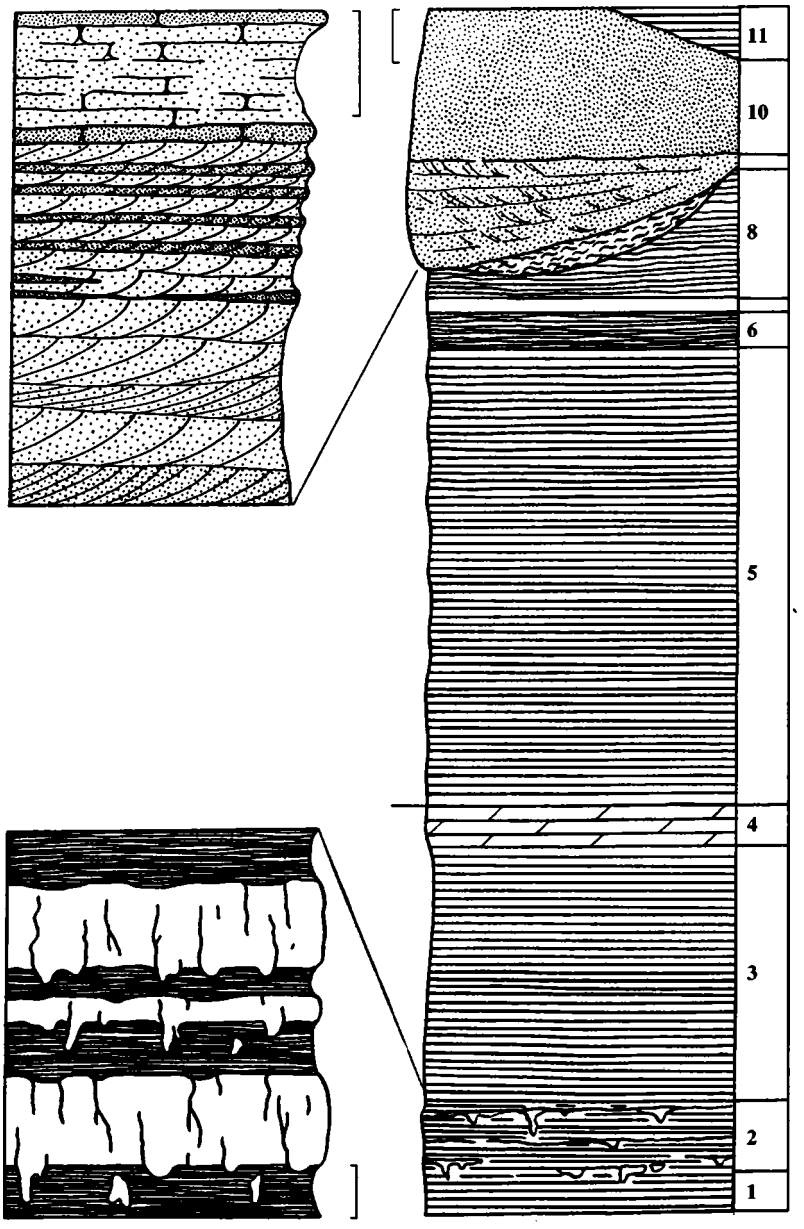


Рис. 83. Разрез Котельнич, стратиграфические колонки

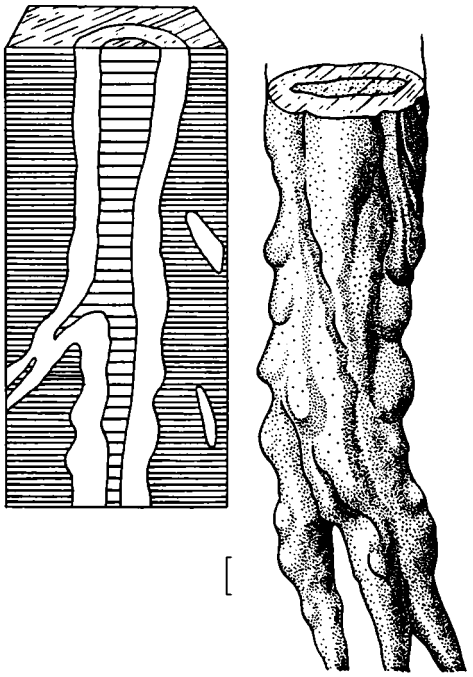
Правый берег р. Вятки, обнажение "Шестаки", вторая песчаная линза ниже по течению от г. Котельнич, в 1 км выше по течению от ЛЭП.

Длина масштабной линейки – 1 м (правая колонка), 10 см (левые колонки)

микроуровне с перьями последнего порядка *Lepidopteris martinsii* (Germar Townrow), типичного птеридосперма европейского цехштейна), семеносные диски *Peltaspermum*, кардиолепидиевое *Phylladoderma* (*Aequistomia*) *annulata* S. Meyen, хвойные *Ullmannia bronnii* Goepp. и *Quadrocladus solmsii* (Gothan et Nagalhard) Schweitzer [Krassilov et al., 1999; Lozovsky et al., 2001]. Как видно из этого списка, указанная флора обладает значительным сходством с флорами европейского цехштейна [Weigelt, 1928; 1930; Gothan, 1907; Gothan, Nagalhard, 1922; Daber, 1960; Stoneley, 1958; Schweitzer, 1960; 1963; 1968; Haubold, Schaumberg, 1985]. Точное строение недубровской катены пока неизвестно. Можно предположить, что оно было близко катениальной последовательности позднетатарского времени.

В нижнем триасе на Русской платформе, там, где обнаружены растительные остатки, а именно в вохминском горизонте (индский ярус; еще не описанные спорофиллы лепидофитов) и рыбинском горизонте (нижнеоленекский подъярус), флористические комплексы очень бедны в таксономическом отношении и содержат, как правило, единственный

Рис. 84. *Radicites* aff. *sukhonensis* Aref. et Naug., остатки корней. Местонахождение Котельнич, татарский ярус
Длина масштабной линейки – 1 см



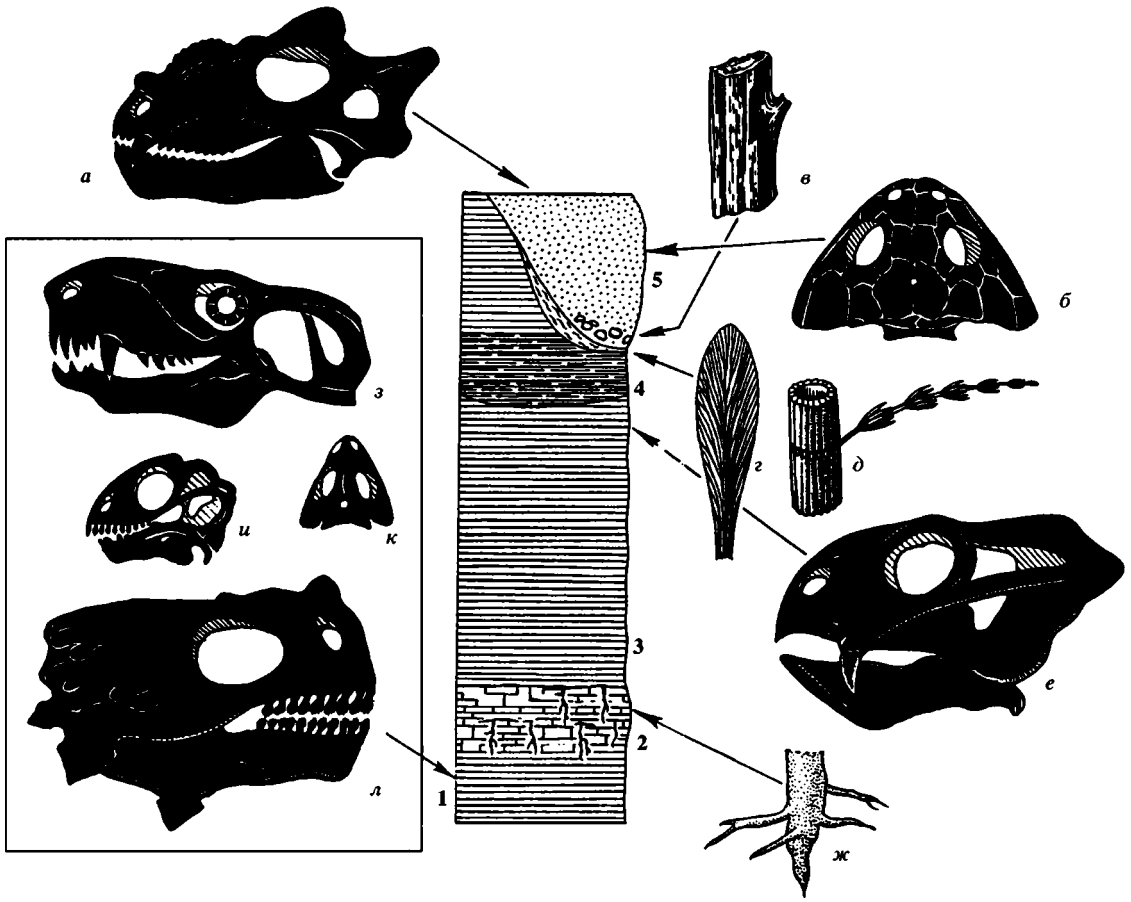


Рис. 85. Обобщенный разрез у г. Котельнич; распределение растительных остатков и тетрапод

а – парейазавр *Deltavjatia vjatkensis* (Hartmann–Weinberg), *б* – дромазавр (аномодонт) *Suminia getmanovi* Ivachnenko, *в* – тероцефал *Karenites ornamentatus* Tatarinov, *г* – корни *Radicites* aff. *sukhonensis* Aref. et Naug., *д* – дицинодонт, *е* – пельтаспермовый птеридосперм *Pursongia*, *ж* – стегоцефал (*Dvinosaurus*)

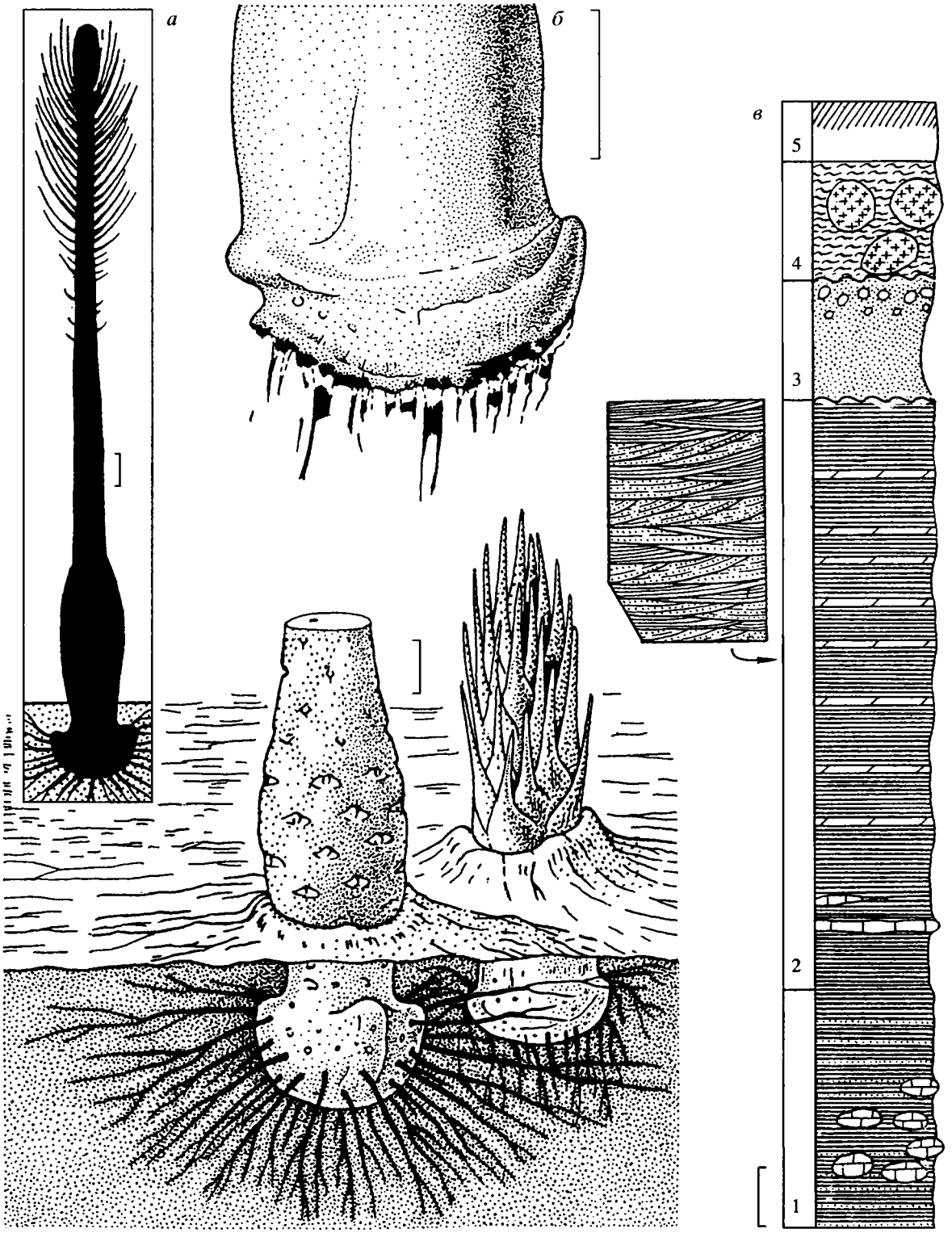


Рис. 86. Нижнетриасовые отложения, разрезы Паршино и Рыбинск (р. Коровка и р. Черемуха), совместная колонка; морфология *Pleuromeia* (al. *Lycomeia*) *rossica* Neub:

а – общий облик (форма роста) *P. rossica*; внизу – характер строения нижней части побега с ризофором и корнями *in situ*; *б* – ризофор *P. rossica* с сохранившимися корнями, указывающими на то, что растение было захоронено на месте произрастания; *в* – генерализованная колонка отложений ветлужской серии у г. Рыбинск, слева показан характер переслаивания песчано-глинистых пород ветлужской серии.

Длина масштабной линейки – 1 см (*а*, *б*), 10 м (*в*)

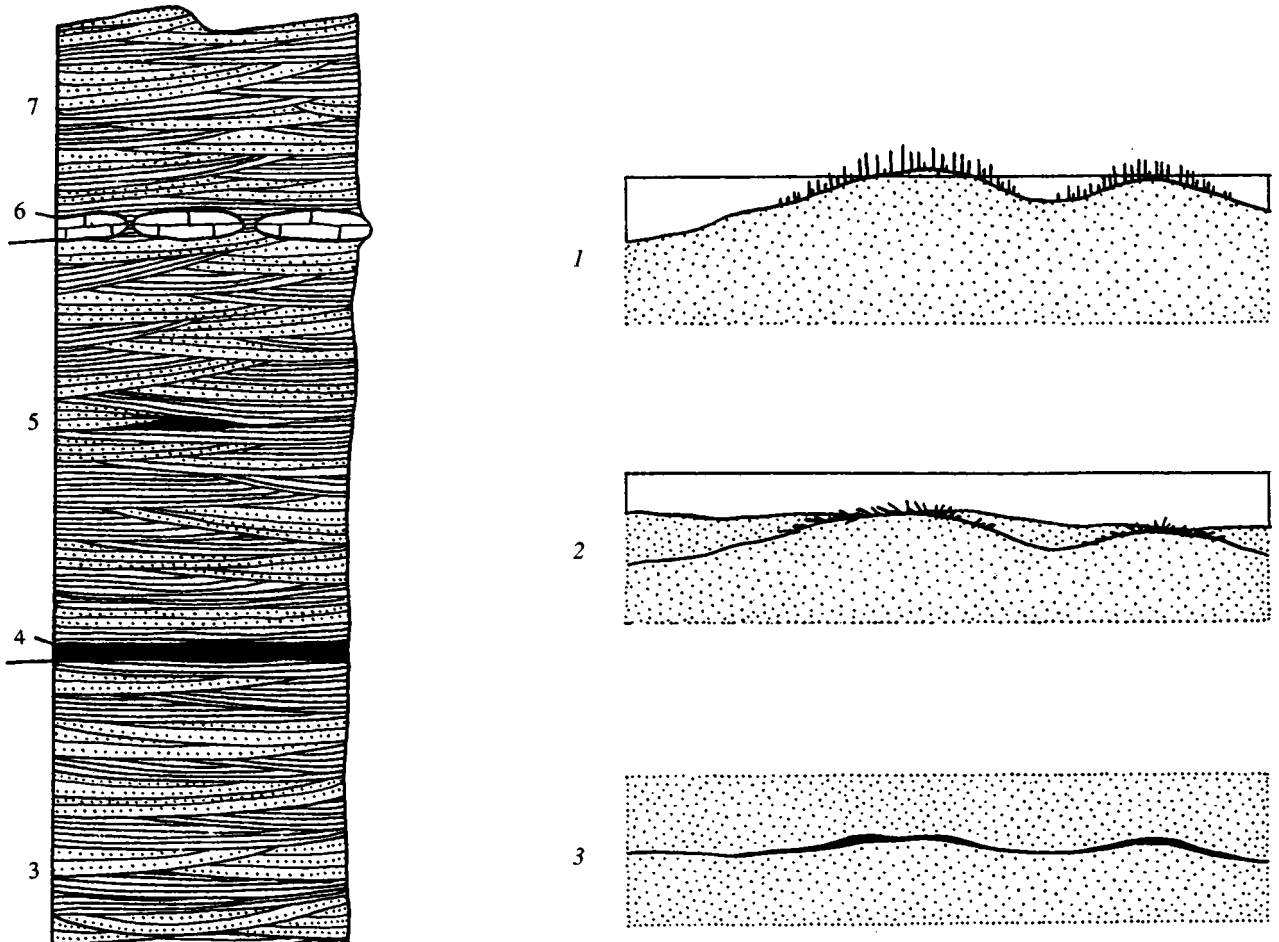


Рис. 87. Разрез Паршино, детальная прорисовка части обнажения; справа дана схема образования гидроморфных почв с *Pleuromeia rossica in situ*

1 – моновидовые заросли *P. rossica*; *2* – погребение растительных остатков на месте произрастания исходного фитоценоза, *3* – формирование тафоценоза.

Длина масштабной линейки – 10 см (для колонки), схема справа – вне масштаба

вид – *Pleuromeia* (sl. *Lycomeia*) *rossica* Neub. [Нейбург, 1960; Добрускина, 1980; 1982]. Безусловный доминант раннетриасовой растительности Русской платформы – лепидофит *P. rossica* – изучен довольно хорошо и к его морфологической характеристике можно добавить лишь несколько частных замечаний. Однако тафономические особенности нахождения остатков *P. rossica* оставались почти неизвестными.

Автор предпринял специальные полевые работы на некоторых классических местонахождениях *P. rossica* в бассейне р. Волги (разрезы в черте г. Рыбинска и в 10 км ниже по течению на правом берегу р. Волги у сел Паршино и Тихвинское, рис. 86). Во время полевых наблюдений удалось установить следующие факты.

В пределах толщи сероцветных, иногда слегка зеленоватых или голубоватых мергелей и песчаников, располагающихся между двумя горизонтами уплощенных карбонатных конкреций, отмечаются несколько уровней с особенно высоким обилием остатков *P. rossica* (рис. 87). Отдельные фрагменты побегов и спорофиллы рассеяны по всей толще в пределах нескольких метров мощности, но целые побеги с основаниями и ризофорами встречены лишь на двух уровнях. Ризофоры нередко несут адвентивные корешки и располагаются *in situ*, что указывает на автохтонность их остатков. Судя по характеру косой слоистости, образованной при миграции знаков ряби в условиях наклонной поверхности пляжа или

отмели, осадконакопление происходило в очень мелководных условиях. Очевидно непосредственно в этой обстановке и произрастали плевромейи. Местонахождения плевромей в ветлужском надгоризонте распространены очень широко – от Углича до Костромы [Добрускина, 1982] и везде они носят характер монодоминантных ориктоценозов с *P. rossica*. Все эти наблюдения косвенным образом указывают на ситуацию, очень сходную с тем, что произошло в начале уфимского века: катениальная последовательность редуцировалась до одного звена, причем это единственное звено было представлено растительной ассоциацией с исключительно бедным таксономическим составом. В завершение следует сказать, что как по систематическому положению (представители порядка Isoetales), так и по формам роста (небольшие неветвящиеся растения с терминальными стробилами или фертильными зонами и игловидными филлоидами) раннеуфимские вячеславии и раннетриасовые плевромейи очень близки. Также следует добавить, что монодоминантные комплексы с *Pleuromeia* были распространены в нижнем триасе чрезвычайно широко: от Европы [Fuchs et al., 1991] до Китая [Wang, 1993 и др.] и даже Австралии [Retallack, 1980], причем во многих случаях их появление связывают с возникновением кризисных ситуаций [Wang, 1989; 1992; 1993; 1996]. Совершенно очевидным является то, что столь однообразный характер раннетриасовых флор указывает на экосистемный кризис, имевший место в наземных экосистемах в начале триаса. Это кризисное событие, по всей видимости, было обусловлено пиком аридизации.

Таким образом, при анализе известных катениальных последовательностей на интервале от начала пермского периода до начала триаса выявляются два события, которые маркируются редукцией катениальных цепей и образованием своеобразных монодоминантных сообществ лепидофитов [Наугольных, 2001г]. Наличие этих эпизодов видимо было связано с экосистемными кризисами (в раннеуфимское время – региональным, в раннетриасовую эпоху – глобальным) в истории растительности и наземных биот в целом. Кризисы эти, по всей видимости, были связаны с аридизацией климата.

Литература

Арефьев М.П., Наугольных С.В. Изолированные корни из татарского яруса бассейна рек Сухоны и Малой Двины // Палеонтол. журн. 1998. № 1. С. 86–99.

Владимирович В.П. Типовая казанская флора Прикамья. М., 1984. 92 с. Деп. в ВИНИТИ. 12.06.84, № 4571-84.

Владимирович В.П. Высшие растения // Атлас характерных комплексов пермской фауны и флоры Урала и Русской платформы. Л.: Недра, 1986. С. 32–38. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 331).

Добрускина И.А. Стратиграфическое положение флороносных толщ триаса Евразии. М.: Наука, 1980. 163 с. (Тр. Геол. ин-та РАН; Вып. 346).

Добрускина И.А. Триасовые флоры Евразии. М.: Наука, 1982. 182 с. (Тр. Геол. ин-та РАН; Вып. 365).

Дуранте М.В. Реконструкция климатических изменений в позднем палеозое Ангариды (на основе фитогеографических данных) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 2. С. 25–37.

Есаулова Н.К. Флора казанского яруса Прикамья. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 1986. 176 с.

Есаулова Н.К. Новые виды папоротников из казанских отложений Прикамья // Палеонтол. журн. 1996. № 4. С. 121–126.

Зимина В.Г. Флора ранней и начала поздней перми Приморья. М.: Наука, 1977. 127 с.

Игнатьев И.А., Наугольных С.В. Раннеказанская флора реки Сояны и ее положение в ряду одновозрастных флор и растительных зон Ангариды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 3. С. 58–75.

Красилов В.А. Палеоэкология наземных растений: (Основные принципы и методы). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972. 212 с.

Красилов В.А. Меловая флора Сахалина. М.: Наука, 1979. 182 с.

Красилов В.А. Меловой период: Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.

Красилов В.А. Происхождение и ранняя эволюция цветковых растений: М.: Наука, 1989. 264 с.

Красилов В.А., Наугольных С.В. Пермские биомы, экотоны и климатические зоны // Экосистемные в истории Земли. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2001. Вып. 4. С. 53–63.

Мейен С.В. Следы трав индейских. М.: Мысль, 1981. 159 с.

Мейен С.В. Фруктификации верхнепалеозойских кордаитантовых Ангариды // Палеонтол. журн. 1982. № 2. С. 109–120.

Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 404 с.

Наугольных С.В. Экологическая катастрофа в пермском периоде? // Природа. 1992. № 4. С. 64–66.

Наугольных С.В. Остатки растений анатомической сохранности из урминской свиты (артинский ярус) Среднего Урала // Чтения памяти Сергея Викторовича Мейена: Сб. тез. Геол. ин-т РАН, 1997. С. 14–17.

Наугольных С.В. Субангарская растительность ранней перми: Палеофитоценозы и климат // Верхнепермские стратотипы Поволжья. Казань: Мастер Лайн, 1998а. С. 127–128.

Наугольных С.В. Флора кунгурского яруса Среднего Приуралья. М.: Геос, 1998б. 201 с. (Тр. Геол. ин-та РАН; Вып. 509).

Наугольных С.В. Новый вид рода *Compsopteris* Zalessky из верхней перми Пермского Прикамья // Палеонтол. журн. 1999. № 6. С. 80–91.

Наугольных С.В. Морфология и систематическое положение представителей порядка Vojnovskyales // Там же. 2001а. № 5. С. 95–105.

Наугольных С.В. Растительные остатки пермского возраста из коллекции Ф.Ф. Вангенгейма фон Квалена в Геологическом музее им. В.И. Вернадского // VM-

Novitates. Новости из Геол. музея им. В.И. Вернадского. 2001б. № 6. С. 1–32.

Наугольных С.В. Тайна Котельнича разгадана // Природа. 2001в. № 7. С. 20–27.

Наугольных С.В. Экологические кризисы в истории Ангарской растительности // Биоразнообразие в истории Земли: Тез. докл. XLVII сес. Палеонтол. о-ва. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001г. С. 66–68.

Наугольных С.В. Viatcheslavia vorcutensis Zalessky (плауновидные): Морфология, систематика, палеоэкология // Палеонтол. журн. 2001д. № 2. С. 97–102.

Нейбург М.Ф. Pleuromeia Corda из нижнетриасовых отложений Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 65–90. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 43).

Осадочные породы: Состав, текстуры, типы разрезов). Новосибирск: Наука, 1990. 269 с. (Тр. ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 761).

Сикстель Т.А., Савицкая Л.И., Искандарходжаев Т.А. Растения среднего карбона, верхнего карбона и нижней перми Ферганы. Ташкент: Фан, 1975. С. 77–143.

Щеголев А.К. Плауновидные и клинолисты позднего карбона. Киев: Наук. думка, 1991. 128 с.

Aasoumi M.H. Les paleoflores du Permien du Maroc Central: These du Dr. de l'Univ. P., 1994. 227 p.

Archangelsky S., Wagner R.H. Glossopteris anatolica sp. nov. from uppermost Permian strata in south-east Turkey // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.). Geol. 1983. Vol. 37, N 3. P. 81–91.

Asama K., Jwai J., Vecraburas M., Hongnusonthi A. Permian plants from Loei, Thailand // Geology and paleontology of Southeastern. Asia. Tokyo, 1968. Vol. 4. P. 82–99.

Broutin J. Etude paleobotanique et palynologique du passage Carbonifere-Permien dans le Sud-Oest de la Peninsula Iberique. P.: Ed. CNRS, 1986. 165 p.

Broutin J., Roger J., Platel J.P. et al. The Permian Pangea: Phytogeographic implications of new paleontological discoveries in Oman (Arabian Peninsula) // C.r. Acad. sci. Ser. IIa. 1995. Vol. 321. P. 1069–1086.

Bunopas S. Paleogeographic history of Western Thailand and adiacent parts of South-east Asia: A plate tectonics interpretation // Geol. Surv. Pap. Thailand. 1981. N 5: (Special issue). P. 192–197.

Busche R., Haas H., Remy R. Moglichkeiten und Grenzen der deutung Okologie und Klima mit Hilfe disperser Kutikulen aus dem Autun des Nahe-Raumes (Pfalz) // Argumenta Palaeobot. 1978. Vol. 5. P. 149–160.

Chandra S., Keqin S. Evolution and comparison of the Gondwana flora and the Cathaysia flora // Palaeobotanist. 1997. Vol. 46, N 3. P. 35–46.

Cridland A.A., Morris J.E. Taeniopteris, Walchia and *Dichophyllum* in the Pennsylvanian System of Kansas // Univ. Kans. Sci. Bull. 1963. Vol. 44, N 4. P. 71–85.

Ctyroky P. Permian flora from the Ga'ara region (Western Iraq) // Neues. J. Geol. Paläontol. Monatsh. 1973. H. 1. S. 383–388.

Daber R. Palaeobotanische Bemerkungen zur Kupferschieferpalaeogeographik // Geologie. 1960. Bd. 9. S. 930–934.

Doubinger J., Roy-Dias C. La paléoflore Autuno-Stephanienne de la region de Demnate (est de Marrakech-Maroc) // Geobios. 1986. N 19, fasc. 6. P. 549–571.

El-Khayal A.A., Chaloner W.G., Hill C.R. Palaeozoic plants from Saudi Arabia // Nature. 1980. Vol. 285, N 1. P. 33–34.

El-Khayal A.A., Wagner R.H. Upper Permian stratigraphy and megafloras of Soudi Arabia: Palaeogeographic and climatic implications // C.r. X Congr. Carbonifere. Madrid, 1983. Vol. 3. P. 17–26.

El Wartiti M., Broutin J., Freytet P. Premiere decouvertes paleontologiques dans les series rouges carbonatees permiennes du bassin de Tiddas (Maroc Central) // C.r. Acad. sci. Ser. II. 1986. Vol. 303, N 3. P. 263–268.

Fontaine J.-M., Bruton C.H.C., Lys M. et al. Donnees nouvelles sur la stratigraphie des formations paleozoiques de la plate-forme Arabe dans la region d'Hazro (Turquie) // C.r. sci. D. 1980. Vol. 291. P. 917–920.

Fuchs G., Grauvogel-Stamm L., Mader D. Une remarquable flore a *Pleuromeia* et *Anomopteris* in situ du Buntsandstein Moyen (trias inferieur) de l'Eifel (R.F. Allemagne): Morphologie, paléoecologie et paléogeographie // Palaeontographica. B. 1991. Bd. 222, Lfg. 4/6. S. 89–120.

Gand G., Kerp H., Passons C., Martinez-Garcia E. Palaeoenvironmental and stratigraphic aspects of animal traces and plant remains in Spanish Permian red beds. (Pena Sagra, Cantabrian Mountains, Spain) // Geobios. 1997. Vol. 30, N 2. P. 295–318.

Gomankov A.V. Kitchkas flora from the Lower Tatarian of the Southern Urals // Paleontol. J. (Moscow). 1995. Vol. 29, N 2A. P. 81–104.

Gothan W. Callipteris martinstii // Abbild. und Beschr. foss. Pflanzen, 1907. Lg. 5, N 96. S. 4.

Gothan W., Nagalhard K. Kupferschieferpflanzen aus dem niederrheinischen Zechstein // Jb. preuss. geol. Landesanst. 1922. Bd. 42. S. 440–460.

Haubold H., Schaumberg G. Die Fossilien des Kupferschiefers. Wittenberg; Lutherstadt: Ziemsen, 1985. 223 S.

Hill C.R., Wagner R.H., El-Khayal A.A. Qasimia gen. nov., an early *Marattia*-like fern from the Permian of Saudi Arabia // Scr. geol. 1985. Vol. 79. P. 1–50.

Kerp H. The study of fossil gymnosperms by means of cuticular analysis // Palaios. 1990. Vol. 5. P. 548–569.

Kerp H. Der Wandel der Walder im Laufe des Erdaltertums // Natur und Museum. 1996. Bd. 126, H. 12. S. 421–430.

Krassilov V.A., Afonin S.A., Lozovsky V.R. Floristic evidence of transitional Permian-Triassic deposits of the Volga-Dvina region // Permophiles. 1999. N 34. P. 12–14.

Krassilov V.A., Afonin S.A., Naugolnykh S.V. Permotheca with in situ pollen grains from de Lower Permian of the Urals // Palaeobotanist. 1999. Vol. 48. P. 19–25.

Krassilov V.A., Burago V.I. New interpretation of *Gaussia* (Vojnovskyales) // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1981. Vol. 32. P. 227–237.

Lemoigne Y. Flore mixte au Permien superieur en Arabie Saoudite // Geobois. 1981. N 14, fasc. 5. P. 611–635.

Li Xingxue, Rigby J., Wu Yiming. A biostratigraphical comparison between the lower Gondwana floras of Southern Xizang (Tibet) and Kashmir // Gondwana Seven proceedings / Ed. by H. Ulbrich and A.C. Rocha Campos. Sao Paulo, 1991. P. 533–538.

Lozovsky V.R., Krassilov V.A., Afonin S.A. et al. Transitional Permian-Triassic deposits in European Russia, and non-marine correlations // Naura Bresciana. Ann. Mus. Civ. Sci. Natur. Brescia. Monogr. 2001. N 25. P. 301–310.

Mamay S.H., Miller D.H., Rohz D.H., Stein W.E. Foliar morphology and anatomy of the Gigantopterid plant *Delnortea abbottiae* from the Lower Permian of West Texas // Amer. Journ of Botany. 1988. Vol. 75. P. 1409–1433.

Mamay S.H., Reed B.L. Permian plant megafossils from the conglomerate of Mount Dall central Alaska range // US Geol. Surv. Circ. 1984. Vol. 868. P. 98–102.

Meyen S.V. Fundamentals of palaeobotany. L.; N.Y.: Chapman and Hall, 1987. 432 p.

Meyen S.V. Permian conifers of Western Angaraland // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1997. Vol. 96. P. 351–447.

Meyen S.V. On the Subangara palaeofloristic area of the Permian // Сборник памяти В.А. Вахрамеева. М.: Геос, 2002. С. 232–246.

Naugolnykh S.V. Paleobotany of the Upper Carboniferous / Lower Permian of the Southern Urals. I. Seeds and enigmatics // Permophiles. 1999. Iss. 33. P. 27–31.

Naugolnykh S.V. Paleobotany of the Upper Carboniferous / Lower Permian of the Southern Urals. 2. Roots and woods // Ibid. 2000a. Iss. 36. P. 24–27.

Naugolnykh S.V. Mixed Permian floras of Eurasia // Paleontol. J. (Moscow), 2000b. Vol. 34, suppl. 1. P. 99–105.

Naugolnykh S.V. Paracalamitina striata – a newly reconstructed equisetophyte from the Permian of Angaraland // J. Paleontol. 2002. Vol. 76, N 21. P. 377–385.

Nougolnykh S.V., Kerp H. Aspects of Permian palaeobotany and palynology. XV. On the oldest known peltasperms with radially symmetrical ovuliferous discs from the Kungurian (uppermost Lower Permian) of the Fore-Urals (Russia) // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1996. Vol. 91. P. 35–62.

Pant D.D., Nautiyal D.D., Srivastava P.C. The occurence of Cathaysian elements in *Glossopteris* flora of Kashmir // Phyta. 1984. N 4/5. P. 47–52.

Rigby J.F. The significance of a Permian flora from Irian Jaya (West New Guinea) containing elements related to coeval floras of Gondwanaland and Cathaysialand // Palaeobotanist. 1996. Vol. 45. P. 295–302.

Rouvre L. Sur l'age des flores paléozoiques nouvellement decouvertes sur la bordure ouest de l'Air (Niger) // C.r. Acad. sci. Ser. II. 1988. Vol. 306. P. 1057–1061.

Schmalhausen J. Die Pflanzenreste der artinskien und permischen Ablagerungen im Osten des Europäischen Russlands // Mem. Comite geol. 1887. Vol. 2, N 4. P. 1–42.

Schweitzer H.-J. Makroflora des niederrheinischen Zechsteins // Senckenberg. lethaea. 1960. Bd. 41. S. 37–57.

Schweitzer H.-J. Der weibliche Zapfen von *Pseudovoltzia liebeana* und seine Bedeutung fur die Phylogenie der Koniferen // Palaeontographica. 1963. Bd. 113. S. 1–29.

Schweitzer H.-J. Flora des Oberen Perms in Mitteleuropa // Naturwiss. Rudsch. 1968. Bd. 21. S. 93–102.

Singh G., Maithy P.K., Bose M.N. Upper Palaeozoic flora of Kashmir // Palaeobotanist. 1982. Vol. 30, N 2. P. 185–232.

Stoneley H. The Upper Permian flora of England // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol. 1958. Vol. 3. P. 293–337.

Wagner R.H. On a mixed Cathaysia and Gondwana flora from SE. Anatolia (Turkey) // C.r. IV Congr. avanc. et etud. strat. et geol. Carbonifere, Heerlen. Maastricht, 1983. T. 3. P. 745–752.

Wagner R.H., Hill C.R., El-Khayal A.A. Gemellitheca gen nov., a fertile pecopterid fern from the upper Permian of the Middle East // Scr. geol. 1985. Vol. 79. P. 51–74.

Wagner R.H., Lausberg S., Naugolnykh S.V. The Permian Angara flora from North Greenland: A progress report // XIV Intern. congr. on the Carboniferous and Permian, 1999: Abstracts. Calgary. 1999. P. 150.

Wagner R.H., Lausberg S., Naugolnykh S. The Permian Angara flora from North Greenland: A progress report // Carboniferous of the World / Ed. L.V. Hills et al. Calgary, 2002. P. 382–392. (Canad. Soc. of Petrol. Geol. Mem.; N 19).

Wagner R.H., Soper N.J., Higgins A.K. A Late Permian flora of Pechora affinity in North Greenland // Grønlands geol. unders. 1982. Vol. 108. P. 5–13.

Wang Zi-qiang. Gigantic palaeobotanical events in North China // Acta Palaeontol. Sinica. 1989. Vol. 28, N 3. P. 314–343.

Wang Zi-qiang. Successional trends of plant community during the Paleo-Mesophytic transition in North China // Chinese Sci. Bull. 1982. Vol. 37, N 13. P. 1098–1103.

Wang Zi-qiang. Evolutionary ecosystem of Permian-Triassic redbeds in North China: A historical recond of global desertification // The nonmarine Triassic. New Mexico. 1993. P. 471–476. (Mus. of Natur. History and Sci. Bull.; N 3).

Wang Zi-qiang. Recovery of vegetation from the terminal Permian mass extinction in North China // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1996. Vol. 91. P. 121–142.

Weigelt J. Die Pflanzenwelt des mitteldeutschen Kupferschiefers und ihre Einschaltung ins Sediment // Fortschr. geol. Paläontol. 1928. Bd. 6, N 19. S. 395–592.

Weigelt J. Neue Pflanzenfunde aus dem Mansfelder Kupferschiefer // Leopoldina. 1930. Bd. 6. S. 643–668.

Wnuk C. The development of floristic provinciality during the Middle and Late Paleozoic // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1996. Vol. 0. P. 5–40.

Ziegler A.M. Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian Period // Palaeozoic palaeogeography and biogeography: Boulder (Colo.), 1990. P. 363–379. (Geol. Soc. Mem.; N 12).

Глава 11

ПАЛЕОПОЧВЫ ПЕРМИ И РАННЕГО ТРИАСА

С.В. Наугольных

Палеопочвы или ископаемые почвы имеют большое значение для реконструкции палеоклиматических особенностей геологического прошлого. Нередки случаи, когда в континентальных отложениях, бедных органическими остатками, палеопочвы служат едва ли не единственным источником информации о климате, ландшафтах и растительности эпохи, в которой данные почвы формировались.

В последние десятилетия был опубликован целый ряд работ, посвященных ископаемым почвам (палеопочвам) пермского и триасового возраста, описанным из разных регионов Земного шара, прежде всего, Западной и Центральной Европы (Германия, Англия [Steel, 1974; Watts, 1976; 1978; Martens, Schneider, Walter, 1981; Schneider, Gebhardt, 1993; Schneider, Rossler, 1996, 1997]), Северной Америки (США, [Dunham, 1969; Estaban, Pray, 1977; Retallack, 1981]), Африки (Марокко, ЮАР [Freytet, Aassoumi, Broutin et al., 1992, Plumstead, 1957; Falcon, 1975; Falcon, 1986; Smith, 1900]), Австралии [Retallack, 1980] и России [Чалышев, 1968; Игнатьев, 1963; Твердохлебов, 1996; Перельман, Борисенко, 1999; Якименко и др., 2000; Иноземцев, 2001; Иноземцев, Таргульян, 2002; Наугольных, 2001; Наугольных и др., 2002].

Палеопочвы, обнаруженные в верхнепермских и нижнетриасовых отложениях России, можно распределить по нескольким основным типам (рис. 88): 1) палеотакыры; 2) элювиально-иллювиальные глейсоли и вертисоли; 3) кальциевые литосоли; 4) красные слитые глейсоли [Наугольных и др., 2002]. Наиболее представительные профили пермских палеопочв в пределах Русской платформы и Приуралья располагаются в разрезах Гребени (правый берег р. Волги в 40 км к юго-востоку от г. Казань; палеотакыры); Монастырский Овраг (правый берег р. Волги в 10 км выше г. Тетюши; правый берег р. Вятки на протяжении 30 км от г. Котельнич до с. Вишкиль; кальциевые литосоли; в этих же разрезах присутствуют элювиально-иллювиальные глейсоли); система обнажений в бассейне рек Сухона и Малая Северная Двина (разрезы Саларево, Климово, Устье Стрельны и др.; элювиально-иллювиальные глейсоли и кальциевые литосоли; последние развиты в этом регионе в меньшей степени). Нижнетриасовые палеопочвы обнаружены в бассейне р. Ветлуги (разрез Анисимово; красные слитые глейсоли), по правому берегу р. Волги ниже г. Плес; прослои педоседимента и признаки субаэральной экспозиции наблюдаются в разрезах Паршино, Черемуха и Коровка (Ярославское Поволжье, г. Рыбинск).

Наиболее типичные хорошо развитые палеопочвенные профили обнажены в уникальном по представительности и степени охарактеризованности различными группами фауны и флоры разрезе у г. Котельнич [Хлюпин и др., 2000].

В Котельническом разрезе в пределах верхнетатарского подъяруса выделяются следующие пачки (снизу вверх); ванюшонковская, боровиковская, шестаковская, чижевская (по существу, линза озерных глин в шестаковской пачке), соколовогорская [Coffa, 1998; 1999; Коффа, 2000], см. рис. 89. В пределах ванюшонковской пачки автором выделяются четыре палеопочвенных профиля (I–IV, снизу вверх). Лучше всего они представлены на 5–10 км участке правого берега р. Вятки у д. Боровики, но наблюдаются также и в других обнажениях Котельничского разреза. Степень зрелости палеопочв ванюшонковской пачки возрастает вверх по разрезу. Уровни развития палеопочв (палеопочвенные профили) разделены красными суглинистыми отложениями ("вапом"), к которым приурочены остатки наземных позвоночных (фаунистический комплекс *Deltavjatia vjatkensis – Suminia getmanovi*). Все четыре профиля палеопочв могут быть отнесены к кальциевым литосолям, довольно широко развитым в верхнепермских отложениях Русской платформы и Приуралья.

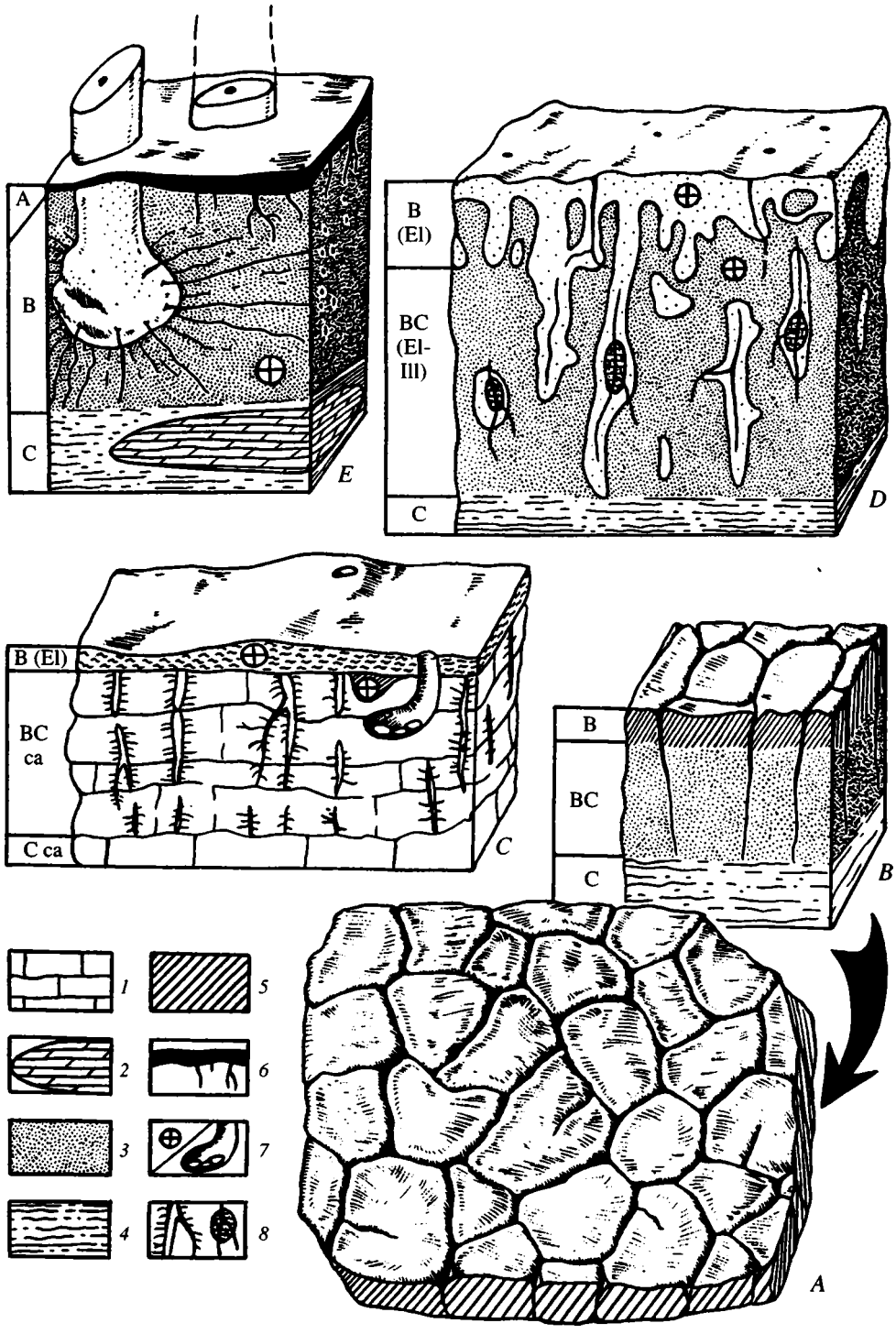


Рис. 88. Основные типы почв из верхнепермских и нижнетриасовых отложений Русской платформы и Приуралья

A, *B* – палеотакыры, *A* – характер поверхности, *B* – палеопочвенный профиль; *C* – кальциевая литосоль; *D* – элювиально-иллювиальная глейсоль; *E* – отложения с прослоями педоседимента и признаками гидроморфного почвообразования. Условные обозначения: *1* – известняки, *2* – мергельные конкреции, *3* – алевропелиты, преобразованные почвообразовательными процессами, *4* – алевропелиты, незатронутые почвообразовательными процессами, *5* – уплотненный приповерхностный слой в профиле такыра, *6* – слой, обогащенный органическим веществом, сходный с гумусовым слоем современных почв, *7* – копролиты (слева) и норки (справа) наземных животных, *8* – корни наземных растений, сохранившиеся *in situ*; справа показан корень, частично заключенный в известковистое стяжение (педонодуль)

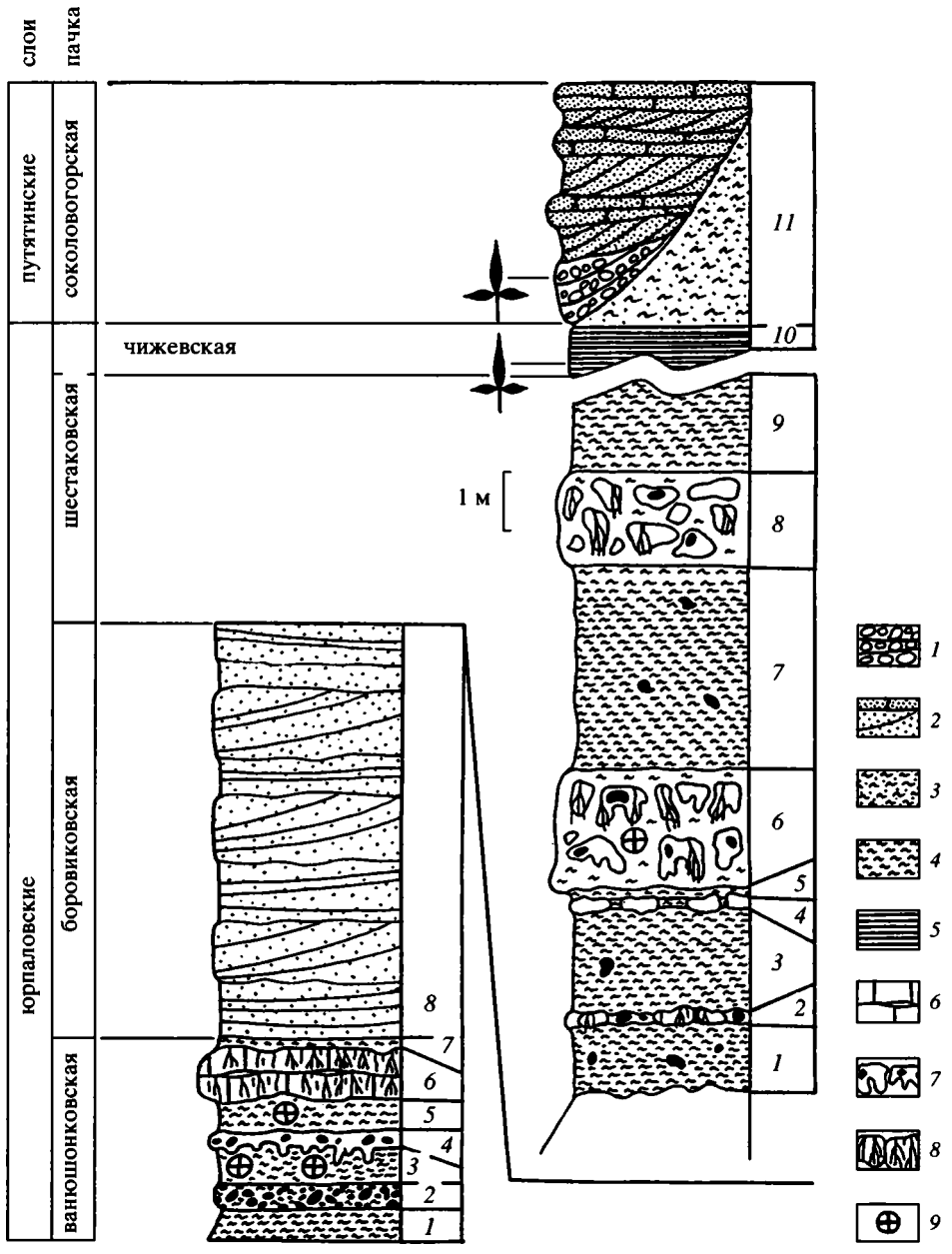


Рис. 89. Геологический разрез и положение основных палеопочвенных профилей в верхнепермских отложениях у г. Котельнич

Условные обозначения: *1* – конгломераты, *2* – пески и песчаники, *3* – алевропелиты, *4* – относительно рыхлые аргиллиты и глины ("вап"), *5* – плотные аргиллиты с тонкой горизонтальной слоистостью, *6* – почвенные карбонаты (условно называемые известняками), *7* – пятна оглеения с педонодулями, *8* – корни высших растений, сохранившиеся *in situ*, *9* – копролиты. Символом трилистника отмечены уровни с макроостатками наземных растений.

Длина масштабной линейки – 1 м

Самый древний из наблюдаемых в данном разрезе профилей состоит из двух генетических горизонтов (на рис. 89 они обозначены как слои 1 и 2 геологического разреза). Верхний горизонт Вса (I) имеет суглинисто-карбонатный состав. Образован он небольшими (обычно 1–1,5 см в диаметре) карбонатными педонодулями (журавчиками или "конкрециями") с неровной бугристой поверхностью. Цвет горизонта за счет присутствия многочисленных светло-окрашенных педонодулей меняется от кирпично-красного до охристого. Цвет суглинка, заполняющего пространство между педонодулями красновато-коричневый. В горизонте наблюдаются реликты древней трещинной сети. Вдоль трещин развиты зоны оглеения (зоны восстановления окисных соединений железа в закисные, в которых происходил переход трехвалентного железа в двухвалентное под действием воды и анаэроб-

ных бактерий; при этом окраска породы обычно меняется от красной до голубовато-сизой или зеленоватой [Почвенный справочник, 2000]). Слабо развитые глеевые пленки встречаются на поверхности недонодулей. Книзу генетический горизонт Bca (I) переходит в генетический горизонт C (I), образованный породой, почти не затронутой почвообразовательными процессами. В нем изредка встречаются мелкие карбонатные новообразования и слабо развитые зоны оглеения, образующие пятна неправильных очертаний. Мощность горизонта Bca (I) – 40–60 см; мощность горизонта C (I) – 70–100 см.

Второй, располагающийся выше по разрезу, палеопочвенный профиль развит в большей степени. Он также состоит из двух генетических горизонтов. Верхний горизонт Bca (II) (слой 4 геологического разреза, рис. 89) суглинисто-карбонатный, напоминает своим строением горизонт Bca (I) нижележащего палеопочвенного профиля, но отличается от него наличием глубоких карманов, проникающих в нижележащий горизонт C (II). Карманы заполнены оглеенным суглинистым материалом. Горизонт C (II) образован красноватым суглинком с пятнами оглеения. В верхней части горизонта попадаются небольшие вертикальные и наклонные норки, возможно, принадлежащие мелким наземным позвоночным (котилозавру *Emeroleter levis* Ivakhn.) или диплоподам и насекомым. Нижняя часть норок часто заполнена фекальным материалом. Как в горизонте Bca (II), так и в горизонте C (II) встречаются копролиты, по всей видимости, принадлежавшие наземным тетраподам.

Копролиты представлены двумя основными типами. Первый тип объединяет небольшие копролиты овально-яйцевидных очертаний, длиной 1–2 см, с углистым материалом внутри. После мацерации в них были обнаружены фрагменты кутикулы, возможно, принадлежавшей пельтаспермовым птеридоспермам, а также фрагменты древесины с трахеидами, имеющими кольцевые, спиральные и лестничные утолщения стенок. Полупереваренные части древесины инфицированы гифами грибов (гифы минерализованы, что указывает на их древность). Кроме того, в копролитах этого типа после изучения под электронно-сканирующим микроскопом были найдены бактериеподобные остатки, замещенные вторичными минералами. Грибная инфекция, скорее всего, развилась уже в процессе сингенеза копролитов в палеопочвенном профиле. Эти копролиты, по мнению автора, могли принадлежать дромазавру *Suminia getmanovi*, растительноядному животному, возможно, обитавшему на прибрежной растительности [Rybczynski, Reicz, 2001].

Копролиты второго типа более крупные, яркого малинового или красноватого оттенка, выделяющегося на оранжево-коричневом или кирпично-красном матриксе. Они более изометричны, округлых очертаний, диаметром до 2,5–3 см. Эти копролиты, как правило, содержат внутри мелкие обломки костей позвоночных, зубы и фрагменты посткраниального скелета *Suminia getmanovi*. В одном из копролитов был обнаружен фрагмент черепа никтеролетера. Копролиты второго типа явно принадлежали хищным животным, скорее всего, тероцефалам или териодонтам.

Мощность горизонта Bca (II), второго палеопочвенного профиля, составляет 15–20 см, мощность горизонта C (II) – 80–90 см.

Третий и четвертый палеопочвенные профили, венчающие разрез ванюшонковской пачки и располагающиеся непосредственно под боровиковской пачкой, особенно хорошо развиты. Они представляют собой типичные профили верхнепермских кальциевых литосолей, которые могут рассматриваться как эталонные. Оба профиля располагаются друг над другом и образуют пачку светлоокрашенных голубоватых или зеленоватых известняков, нередко используемую в качестве маркирующего горизонта. Профили разделены тонким прослоем красно-оранжевого или коричневатого алевролита, переходящего в суглинок. Известняки, образующие горизонты Bca (III) и Bca (IV), массивные, желваковидные, образуют стяжения вокруг вертикальных ветвящихся трубок, оставшихся от инситных корней высших растений. Иногда на корнях встречаются округлые образования бобовидной или сферической формы, возможно, соответствующие запасающим органам (клубенькам ?) материнских растений. От относительно крупных "главных" вертикально ориентированных корней диаметром 1–1,5 см, иногда до 2 см, почти под прямым углом отходят корни второго порядка, более тонкие, диаметром 2–3 мм. Эти корни постепенно загибаются книзу. Вся порода пронизана порами и кавернами от сложно-ветвящейся системы корней третьего порядка, отходящих от корней второго порядка. Их диаметр в среднем составляет 1 мм. Под горизонтами Bca (III) и Bca (IV) располагаются относительно слаборазвитые горизонты C (III) и C (IV), соответственно. Они представляют собой более плотный известняк со слабыми следами проникновения в него терминальных частей корней первого порядка.

Над четвертым палеопочвенным профилем располагается тонкий прослой красноватого суглинка мощностью 5–10 см. Выше залегают ярко-оранжевые песчаники эолового генезиса, относящиеся к следующей, более молодой, боровиковской пачке. Общая мощность третьего и четвертого профилей палеопочв, объединенных автором на геологическом разрезе в слой (VI) (рис. 89) в среднем составляет 90–100 см и заметно меняется по простиранию в пределах обнажения от 50 до 150 см в крайних случаях.

Палеопочвы, очень сходные с описанными выше палеопочвами третьего и четвертого профилей Котельничского разреза, были обнаружены автором в татарских отложениях разреза Монастырский Овраг (см. выше), где они образуют несколько чередующихся пачек, расположенных в красноцветных песчано-глинистых отложениях.

Следующие, более молодые по возрасту, профили палеопочв Котельничского разреза располагаются выше, в шестаковской пачке, особенно хорошо обнаженной в местонахождении "Порт Котельнич", откуда известны дицинодонты, отнесенные к роду *Australobarbarus* Kurk. (*A. kotelnichi* Kurk., *A. platycephalus* Kurk.). Геологический разрез этого местонахождения выглядит следующим образом (нумерация слоев снизу вверх).

Слой 1. Кровля слоя располагается приблизительно в 15 м над маркирующим слоем палеопочв – кальциевых литосолей, описанных выше как палеопочвенные профили три и четыре, которые бронируют верхнюю часть ванюшонковской пачки. Нижняя часть слоя 1 перекрыта осыпью. Боровиковская пачка в этой части разреза выклинивается (вместе с лежащей над ней чижевской линзой). Слой сложен аргиллитом с очень небольшой примесью тонкой песчанистой фракции, шоколадного оттенка на свежем изломе. В слое рассеяны относительно мелкие (до 2–3 см в диаметре) редкие карбонатные педонодули (журавчики) с неровной бугристой поверхностью. В средней части слоя наблюдаются пятна голубовато-сизого цвета (пятна оглеения), неправильных очертаний. Размер пятен составляет в среднем 20–30 см по максимальному измерению. Слой однороден, ясная слоистость отсутствует. Аргиллит образует мелко-призматическую, оскольчатую отдельность изометричной формы размером 2–4 см. Видимая мощность слоя – 1 м.

Слой 2. Голубоватый аргиллит, незначительно более песчанистый, чем аргиллит слоя 1. В слое располагаются известковые стяжения, значительно более крупные, чем "журавчики" слоя 1. В стяжениях заметны редкие тонкие каналы диаметром, как правило, до 1 мм, реже 3–4 мм, длиной в 20–30 мм. Каналы заполнены красноватым глинистым материалом. Изредка стяжения окрашены в красноватые тона. В этом случае каналы, наоборот, на общем коричневатом или красном фоне выделяются в виде сизых "жилок". Каналы, предположительно, являются остатками корневых частей высших растений. Стяжения с отпечатками корней могут достигать 10 см в диаметре. Поверхность стяжений неровная, неправильно бугристая. Мощность слоя существенно меняется по простиранию, в среднем составляя 10–15 см. На некоторых участках обнажения слой выклинивается. Там, где в слое особенно много педонодулей (стяжений), он выступает из обнажения в виде небольшого уступа (карниза).

Слой 3. Почти по всем своим свойствам слой 3 аналогичен слою 1. В верхней части слоя наблюдаются зоны оглеения по древней трещинной сети. Трещины косо секут слой. Зоны оглеения имеют мощность 2–3 см, реже – 4 см. Иногда в них попадаются мелкие известковистые журавчики диаметром до 1 см с глеевыми "рубашками". В слое много мелких педонодулей (как глинистых, так и карбонатных). Мощность слоя – 170 см.

Слой 4. Песчанистый аргиллит голубовато-сизого цвета, оглеенный. Очень сходен по своим свойствам со слоем 2. Мощность слоя значительно меняется по простиранию и колеблется от 0 до 25 см.

Слой 5. Аналогичен слоям 1 и 3, но образует более крупноблочную отдельность из неправильных вертикально вытянутых призм размером в среднем 4 × 3 × 8 см. Мощность слоя – 20 см.

Слой 6. Аргиллит красновато-коричневого цвета, иногда с шоколадным оттенком, сходен со слоями 1 и 3, но более плотный. В слое очень хорошо развита сизая пятнистость, образованная зонами оглеения. В центрах крупных пятен оглеения часто встречаются известковистые стяжения – "журавчики", педонодули с неровной кавернозной поверхностью. Цвет стяжений светлый, белесый. Реже встречаются глинистые стяжения темного цвета, заключенные в известковистую "рубашку" с глеевыми пленками на поверхности. В слое найдено несколько копролитов черного цвета с углистым содержимым. Размер копролитов в среднем составляет 2–3 см. В карбонатных стяжениях диаметром до 3–4 см встречаются отпечатки корней высших растений. Именно к этому слою приурочены остатки дицинодон-

тов *Australobarbarus*. В нижней части слоя располагается прослой красного аргиллита без пятен оглеения. Мощность слоя – 2 см.

Слой 7. Аналогичен слоям 1 и 3. Мощность слоя – 3,5 см.

Слой 8. Слой очень сходен со слоем 6, но глеевые пятна в нем менее изометричны. Они образуют неправильные горизонтальные полосы. Видимая мощность слоя – 1,5 м.

Границы между всеми описанными выше слоями местонахождения "Порт Котельнич" очень неясные. Аргиллиты без глеевых пятен (монотонно красноцветные) переходят в пестрые слои с оглеением и крупными известковистыми стяжениями с остатками корней постепенно. Во всех слоях найдены кутаны давления (стресс-кутаны).

В описанной толще выделяются три профиля относительно слаборазвитых элювиально-иллювиальных глейсолей, в каждом из которых развиты в той или иной степени два генетических горизонта: В – элювиально-иллювиальный глеевый (слой 2, 6 и 8 геологического разреза) и С – материнская порода, слабо затронутая почвообразовательными процессами (слои 1, 3–5, 7). Очень сходные, но более зрелые профили палеопочв этого же типа были описаны из верхнетатарских отложений, обнаженных в бассейне рек Сухоны и Малой Северной Двины [Якименко и др., 2000].

Карбонатные палеопочвы на красноцветных алевропелитах, к которым принадлежат и Котельничские палеопочвы, довольно типичны для антитропических областей пермской Пангеи. Сходные палеопочвы встречаются в различных районах Евразии и Северной Америки, а также отмечались в некоторых регионах южной Гондваны. Климатические особенности формирования таких палеопочв однозначно интерпретируются как семиаридные с режимом выпадения редких, но обильных сезонных осадков [Перельман, Борисенко, 1999].

Как известно, почву можно рассматривать как закономерное следствие или функцию совместного действия факторов почвообразования, из которых в первую очередь следует отметить климат, растительность, тип почвообразующей породы, мезо- и макрорельф местности, а также тип ландшафта [Wright, 1986; Добровольский, 1999]. Большое значение имеет длительность действия почвообразующих факторов. При этом при совпадении типов основных почвообразующих факторов и процессов, действовавших в разных регионах в разное время, результат их действия, т.е. почва как таковая, будет сходным. Это дает возможность подойти к реконструкции ландшафтных и климатических особенностей геологического прошлого с помощью анализа современных почвенных аналогов ископаемых почв (палеопочв).

В качестве наиболее близких типов современных почв, сходных с охарактеризованными выше эллювиально-иллювиальными глейсолями и, отчасти, кальциевыми литосолями (незрелыми; например, профиль I в ванюшонковской пачке), следует назвать следующие почвы (характеристика современных почв дается по: [Лобова, Хабаров, 1983]): коричневые и каштановые почвы (sols marron), бурые тропические субаридные почвы, бурые полупустынные субтропические почвы, коричневые карбонатные ксеросоли, красно-бурые субаридные и красно-бурые слитые почвы (табл.8).

Наблюдается некоторое сходство между верхнеперскими элювиально-иллювиальными глеевыми кальцисолями Русской платформы и так называемыми коричневыми почвами, характерными для средиземноморской области с сухим субтропическим климатом (Северная Африка, Греция, Сирия, Иран) [Лобова, Хабаров, 1983]. В почвенных профилях наблюдается развитие вторичных карбонатов в виде стяжений или "журавчиков". На коричневых почвах развивается растительность с признаками ксероморфизма (маквис или колючекустарниковые заросли, сухие леса). В климатическом плане для формирования коричневых почв характерно сухое жаркое лето, прохладная зима и зимне-весенние осадки. Карбонатные стяжения (педонодули) в почвенных профилях образуются вследствие вертикального поднятия слабощелочных растворов с выпадением и осаждением карбонатов во время сухого и жаркого летнего сезона. В Северной Африке и присредиземноморской Западной Европе некоторые из разновидностей коричневых почв называются каштановыми (sols marron) [Duchaufour, 1991]. Указывалось, что в коричневых средиземноморских почвах вторичные карбонаты могут образовывать целые прослои или "плиты" [Ruellan, 1970], аналогичные карбонатным прослоям верхнепермских кальциевых литосолей в разрезах Котельнич и Монастырский Овраг. Возможно, близкий генезис имеют кальцисоли северодвинского горизонта из разрезов по рекам Сухоне и Малой Северной Двине с мощными массивными прослоями вторичных карбонатов с корнями высших растений *in situ* [Арефьев, Наугольных, 1998], а также кальцисоли из разреза Кошка (Южный Урал). Хорошим примером коричневых или каштановых почв служат слабодифференцированные почвы с карбонатными конкрециями,

Таблица 8

Некоторые из современных аналогов верхнепермских палеопочв Русской платформы и Приуралья [Лобова, Хабаров, 1983]

Тип почвы	Регион развития	Признаки и климатические условия образования
Коричневые почвы	Средиземноморье	Жаркое и сухое лето со среднеиюльской температурой +24° – +27 °С; влажная и прохладная зима со среднеянварской температурой +6° – +9 °С; осадки: 400–600 мм в год
Такыры	Аридные и семиаридные области всех материков (кроме Антарктиды)	Образуются на глинистых породах в условиях бессточности при временном переувлажнении
Бурые тропические субаридные почвы	Центральная Азия, Африка, Южная Америка	Сухой и жаркий сезон более четырех месяцев с максимальной температурой +45 °С; три месяца интенсивного выпадения осадков; среднегодовая температура +27° – +28 °С; осадки: 200–350 мм в год
Бурые полупустынные субтропические почвы	Северная Америка	Особенности почв: малая гумусность, слоеватая структура гумусового горизонта, появление карбонатной цементации в горизонте В; почвы напоминают красные средиземноморские; среднегодовая температура +9 °С; осадки: 150 мм в год
Коричневые карбонатные ксеросоли	Австралия	Сухой субтропический климат; зима прохладная, безморозная; растительность – низкорослые эвкалиптовые кустарники (малли-скраб); очень напоминают каштановые почвы; среднегодовая температура +12° – +19 °С; осадки: 250–600 мм в год
Красно-бурые субаридные	Австралия	Климат аридный, растительность – ассоциации акаций и солянково-кустарниковые ассоциации; средняя температура января +25° – +34 °С; средняя температура июля +12 – +20 °С; осадки: 200–500 мм в год

описанные из Марокко [Лобова, Хабаров, 1983, иллюстрация на с. 159]. В условиях более продолжительного сухого сезона (более четырех месяцев) формируются красно-бурые субаридные (= семиаридные) почвы с высокой карбонатностью и развитой слитизацией, а также слабым развитием гумусового горизонта [Глазовская, 1973; Glazovskaya, 1985].

В Южной Америке в областях с длительным (до 5 месяцев) сухим сезоном известны железистые лессивированные почвы с небольшим количеством гумуса (до 1%). Эти почвы также напоминают некоторые из изученных в Монастырском Овраге верхнепермских (татарских) палеопочвенных профилей на красных алевролитах [Иноземцев, Таргульян, 2002].

Почвы, напоминающие описанные выше из разреза Котельнич, известны в Австралии (коричневые карбонатные ксеросоли). Эти почвы характерны для зон сухого субтропического климата. К этому же типу примыкают красно-бурые субаридные и красно-бурые слитые почвы Австралии, характерные для областей с сухим сезоном, длящимся более четырех месяцев. Почвы этого типа развиты на востоке центральной части Австралии.

Как это хорошо видно из приведенного выше списка, почвы, наиболее напоминающие верхнепермские палеопочвы Русской платформы и Приуралья, характерны для современных областей с семиаридными или средиземноморским климатом. Это позволяет сделать предположение о том, что и в позднепермскую эпоху во время формирования описанных выше палеопочвенных профилей в пределах Русской платформы и Приуралья существовал семиаридный климат с отчетливой сезонностью, жарким и сухим летом, прохладной и влажной зимой, среднегодовой температурой около +10 °, +15 °С; в течение года выпадало приблизительно 400 мм осадков.

На дополнительной карте показано распределение основных типов палеопочв, известных к настоящему времени из пермских отложений. Они демонстрируют закономерное распределение по предполагаемым климатическим поясам пермской Пангеи. Намечается отчетливо симметричное расположение основных типов палеопочв относительно экватора (рис. 90, см. вклейку IV, поскольку на карте отмечены и раннепермские, и позднепермские палеопочвы, расположение материков показано условно).

Пермские палеопочвы могут быть сгруппированы в несколько основных типов:

1. Палеопочвы гумидного ряда, сероцветные гидроморфные солумы; нижняя и верхняя пермь, кунгурский – татарский ярусы, Печорский бассейн, Кузбасс [Чалышев, 1968].

2. Ископаемые лессы (лесситы; о термине см. [Chan, 1999]); верхняя пермь, татарский ярус, уржумский и северодвинский горизонты, р. Сухона, устье реки Мяколицы [Игнатьев, 1963]; среднее течение р. Волги, Монастырский овраг [Наугольных и др., 2001], (полевые наблюдения).

3. Палеотакыры, палеолиторендзины, кальциевые литосоли, верхняя пермь, татарский ярус, уржумский и северодвинский горизонты, среднее течение р. Волги, Монастырский овраг, Гребени [Наугольных и др., 2001]; палеолиторендзины, верхняя пермь, казанский и татарский ярусы, Южное Приуралье, разрезы Кошка, Вязовка [Твердохлебов, 1996], а также не опубликованные данные.

4. Карбонатные палеопочвы (кальцисоли) с инситными остатками корней, образовавшиеся в условиях семиаридного климата; нижняя пермь, ротлигенд, Hartensdort Formation, Германия [Schneider, Rossler, 1996]; каличи, образовавшиеся в условиях семиаридного или аридного климата, верхняя пермь, Шотландия [Steel, 1974; Watts, 1976; 1978]; палеопочвы с палеотакырами, образованные в условиях семиаридного климата при некомпенсируемом испарении осадков и наличии временных водоемов со слабо соленой средой, нижняя пермь, верхний ротлигенд, Tambacher Sandstein [Martens et al., 1981].

5. Каличи, образовавшиеся в условиях аридного или экстрааридного климата, нижняя (?) пермь, США, Нью Мексико [Dunham, 1969; Estaban, Pray, 1983; Retallack, 1981]. Хорошо развитые палеопочвы, образовавшиеся в условиях аридного или экстрааридного климата, нижняя пермь, США, Opeche formation, Южная Дакота [Retallack, 1981].

6. Каличи с карбонатными конкрециями, образованными по инситным корням кониферофитов, а также слои с признаками гидроморфного педогенеза, нижняя пермь, артинский и кунгурский (?) ярусы, Южная Испания и Центральное Марокко [Freytet et al., 1992].

7. Косвенные указания на присутствие сероцветных палеопочв гумидного ряда с автохтонно сохранившимися подземными частями побегов реликтовых лепидофитов, нижняя и верхняя пермь [Wang, 1989; 1993; 1996].

8. Палеопочвы гумидного ряда, сероцветные гидроморфные солумы; нижняя и верхняя пермь, Perth, Sydney basins [Retallack, 1980]; Ecca Formation: палеопочвы гумидного ряда, сероцветные гидроморфные солумы; нижняя пермь; Beaufort Formation: палеопочвы с глинистыми кутанами, ризоконкрециями, пятнами оглеения (?), карбонатными новообразованиями, сростками ("розочками") гипса и палеотакырами, образовавшиеся в условиях семиаридного и аридного климата, верхняя пермь, Южная Африка [Plumstead, 1957; Falcon, 1986; Smith, 1990].

Литература

Арефьев М.П., Наугольных С.В. Изолированные корни из татарского яруса бассейна рек Сухоны и Малой Северной Двины // Палеонтол. журн. 1998. № 1. С. 86–99.

Глазовская М.А. Почвы мира. Т. 2. География почв. М.: Изд-во МГУ, 1973. 427 с.

Добровольский Г.В. (гл. ред.). Структурно-функциональная роль почвы в биосфере. М.: Геос, 1999. 278 с.

Игнатьев В.И. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Ч. 2. Фации и палеогеография. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1963. 337 с.

Иноземцев С.А. Особенности древнего почвообразования на красноцветных породах в бассейне Северной Двины // Материалы по изуч. рус. почв. 2001. Вып. 2 (29). С. 73–76.

Иноземцев С.А., Таргульян В.О. Верхнепермские и нижнетриасовые палеопочвы Русской плиты: Подходы к диагностике и генетическому анализу // Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии. М., 2002. С. 48–49. (Препр. Палеонтол. ин-та РАН).

Коффа А.А. Геологическое строение // Парк пермского периода на вятской земле. Котельнич: Котельнич. Палеонтол. музей, 2000. С. 10–12.

Лобова Е.В., Хабаров А.В. Почвы. М.: Мысль, 1983. 303 с.

Наугольных С.В. Ископаемая флора и палеопочвы // Парк пермского периода на вятской земле. Котельнич: Котельнич. Палеонтол. музей, 2000. С. 28–29.

Наугольных С.В. Тайна Котельнича разгадана // Природа. 2001. № 7. С. 20–27.

Наугольных С.В., Иноземцев С.А., Якименко Е.Ю. Сравнительный анализ типов палеопочв из пермских и триасовых отложений Русской плиты и Приуралья // Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии. М., 2002. С. 75–76. (Препр. Палеонтол. ин-та РАН).

Наугольных С.В., Якименко Е.Ю., Иноземцев С.А. Палеопочвы в верхнепермских и нижнетриасовых отложениях Русской платформы // Палеоботаника на рубеже веков: Итоги и перспективы: Тез. IV чтений памяти А.Н. Криштофовича. СПб.: Ботан. ин-т РАН, 2001. С. 32–33.

Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Геохимия ландшафтов пустынь пермского периода // Изв. РАН. Сер. геогр. 1999. № 6. С. 32–38.

Почвенный справочник / Под ред. М.И. Герасимовой; Пер. с фр. И.В. Ковда. Смоленск: Ойкумена, 2000. 288 с.

Твердохлебов В.П. Континентальные аридные формации востока европейской России на рубеже палеозоя и мезозоя: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Саратов, 1996.

Хлюпин А.Ю., Коффа А.А., Лаломов А.В., Наугольных С.В. Парк пермского периода на вятской земле / Под ред. И.В. Новикова. Котельнич: Котельнич. Палеонтол. музей, 2000. 56 с.

Чалышев В.И. Открытие ископаемых почв в пермских и триасовых отложениях // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 2. С. 426–429.

Якименко Е.Ю., Таргульян В.О., Чумаков Н.М. и др. Палеопочвы в верхнепермских отложениях, река Сухо-

на (бассейн Северной Двины) // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 4. С. 376–390.

Chan M.A. Triassic loessite of North-Central Utah: Stratigraphy, petrophysical character, and paleoclimate implication // J. Sedimentol. Res. 1999. Vol. 69, N 2. P. 477–485.

Coffa A.A. Sedimentology, stratigraphy and correlation of the continental redbed sequence at the Kotelnich Late Permian fossil locality, Russia // Upper Permian stratotypes of the Volga region. Kazan: Master Line, 1998. P. 23.

Coffa A.A. Sedimentology, stratigraphy and correlation of the continental redbed sequence at the Kotelnich Late Permian fossil tetrapod localities, Russia // Proc. of Intern. symp. "Upper Permian stratotypes of the Volga Region". Moscow: Geos, 1999. P. 77–86.

Duchaufour Ph. Pedologie: Sol, vegetation, environnement. 3e ed. Collection. abreges. P.: Masson, 1991. 289 p.

Dunham R.J. Vadose pisolites in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas // Depositional environments in carbonate rocks / Ed. G.M. Friedman. Tulsa, 1969. P. 182–191. (Spec. Publ. Soc. Econ. Palaeontol. Miner.; Vol. 14).

Esteban M., Pray L.C. Pisoids and pisolite facies (Permian), Guadalupe Mountains, new Mexico and West Texas // Coated grains. Ed. T.M. Peryt. B.: Springer, 1983. P. 503–537.

Falcon R.M.S. A brief review of the origin, formation, and distribution of coal in Southern Africa // Mineral deposits of Southern Africa. Johannesburg: Geol. Soc. of South Africa, 1986. Vol. 2. P. 1879–1898.

Freytet P., Aassoumi H., Broutin J. et al. Presence de nodules pedologiques a structure cone-in-cone dans le Permien continental du Maroc, d'Espagne meridionale et de Provence. Attribution possible a une activite bacterienne associee a des racines de *Cordaites* // C.r. Acad. sci. Ser. III. 1992. Vol. 315. P. 765–771.

Glazovskaya M.A. Soils of the World. Vol. 1. Soil families and soil types. Rotterdam: Balkema, 1985. 214 p.

Martens T., Schneider J., Walter H. Zur Palaeontologie und Genese fossilfuehrender Rotsedimente – der Tambacher Sandstein. Oberrotliegendes, Thuringer Wald (DDR) // Freiberg. Forschungsh. C. 1981. Bd. 363. S. 75–100.

Plumstead E.P. Coal in Southern Africa. Johannesburg: Witwatersrand Univ. press, 1957. 24 p.

Retallack G. Triassic palaeosols in the upper Narraben Group of New South Wales. 1. Features of the palaeosoles // J. Geol. Soc. Austral. 1977a. Vol. 23. P. 383–399.

Retallack G. Triassic palaeosols in the upper Narraben Group of New South Wales. 2. Classification and reconstruction // Ibid. 1977b. Vol. 24. P. 19–34.

Retallack G. Fossil soils: Indicators of ancient terrestrial environments // Paleobotany, paleoecology and evolution / Ed. K. Niklas. N.Y.: Praeger, 1981. P. 55–102.

Retallack G. The fossil record of soil // Paleosols, their recognition and interpretaton / Ed. P. Wright. Princeton (N.J.): Princeton Univ. press, 1986. P. 1–44.

Ruellan A. Les sols a profil calcaire difference des plaines de la basse Moulouya: These CNRS. P., 1970.

Rybczynski N., Reicz R. Earliest evidence for efficient oral processing in a terrestrial herbivore // Nature. 2001. Vol. 411. P. 684–687.

Schneider J.W., Gebhardt U. Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend (Perm, Nord- und Ostdeutschland) // Perm im Ostteil der Norddeutschen Senke. B., 1993. S. 57–98. (Geol. Jb. R. A; H. 131).

Schneider J.W., Rossler R. A Permian calcic paleosol containing rhizoliths and microvertebrate remains from the Erzgebirge Basin, Germany – environment and taphonomy // Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh. 1996. Bd. 202, N 2. S. 243–258.

Schneider J.W., Rossler R. Permische Calcisol-Palaeoboden mit Rhizolithen und Wirbeltierresten – Sedimentation, Lebewelt und Klimaentwicklung im Rotliegend der Haertensdorf-Formaton (Erzgebirge-Becken) // Veroff. Mus. Naturkunde Chemnitz. 1997. Bd. 18. S. 53–70.

Smith R.M.H. A review of stratigraphy and sedimentary environments of the Karoo Basin of South Africa // J. Afr. Earth Sci. 1990. Vol. 10, N 1/2. P. 117–137.

Steel R.J. Cornstone (fossil caliche) – its origin, stratigraphic and sedimentological importance in the New Red Sandstone, Scotland // J. Geol. 1974. Vol. 82. P. 351–369.

Wang Zi-qiang. Gigantic palaeobotanical events in North China // Acta Palaeontol. Sinica. 1989. Vol. 28, N 3. P. 314–343.

Wang Zi-qiang. Evolutionary ecosystem of Permian-Triassic redbeds in North China: A historical record of global desertification // The nonmarine Triassic. New Mexico, 1993. P. 471–476. (New Mexico Mus. Natur. Hist. and Science. Bull.; N 3).

Wang Zi-qiang. Recovery of vegetation from the terminal Permian mass extinction in North China // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1996. Vol. 91. P. 121–142.

Watts. Palaeopedogenic palygorskyite from the basal Permo-Triassic of northwest Scotland // Amer. Miner. 1976. Vol. 61. P. 299–302.

Wright V.P. (ed.). Paleosols: Their recognition and interpretation. Princeton (N.J.): Princeton Univ. press, 1986. 308 p.

Wright V.P. Paleosoles in shallow marine carbonate sequences // Earth Sci. Rev. 1994. Vol. 35. P. 367–395.

Глава 12

КЛИМАТ И КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕРМИ И РАННЕГО ТРИАСА

Н.М. Чумаков

В перми произошел последний в геологической истории переход от гляциоэры к термоэре. Эта глобальная перестройка климата последовала за важной палеогеографической перестройкой, возникновением мегаконтинента* Пангеи, и предшествовала крупнейшей перестройке земной биоты в конце перми – начале триаса. Климатические изменения были центральным и, очевидно, связующим звеном в этой цепи изменений. Значение рассматриваемого интервала геологической истории состоит в том, что он позволяет изучить переход от ледникового климата и холодной биосферы к безледниковому климату и теплой биосфере. Изучение климатических изменений в этом интервале и последствий этих изменений имеет большой научный и прогностический интерес для оценки сходных изменений, которые ожидаются в будущем.

Палеогеография, биотические, частично седиментационные и климатические события перми были недавно рассмотрены в ряде сводных работ [Embry et al., 1994; Deynoux et al., 1994; Scholle et al., 1995; Martini, 1997; Zeigler et al., 1998; Rees et al., 1999; Жарков, Чумаков, 2001]. В данной главе основное внимание будет уделено эволюции климатической зональности, которая в упомянутых выше работах характеризовалась очень кратко или не рассматривалась. В своих исследованиях мы опираемся на палеоклиматические реконструкции, которые составлены по методике, указанной во Введении, гл. 3 и 8. Основой для палеоклиматических реконструкций послужили карты обстановок седиментации (см. гл. 8, также [Жарков, Чумаков, 2001; Чумаков, Жарков, 2002], данные по палеобиогеографии и почвам (см. гл. 9–11, также [Добрускина, 1982; Мейен, 1987; Дуранте, 1995; Грунт, 1995; Игнатьев, Наугольных, 2001; Dobruskina, 1994; Grunt, Shi, 1997; Wnuk, 1996; Shi, Grunt, 2000]) и другие опубликованные палеоклиматические, палеобиогеографические и геологические материалы (подробный список литературы см. [Чумаков, Жарков, 2002; 2003]). Полученные результаты в целом хорошо согласуются с реконструкциями для двух веков перми независимо составленными группой "The Palaeogeographic Atlas Project" Университета Чикаго [Rees et al., 2002] по геологическим и палеоботаническим данным и математическому моделированию климатов. Общее сходство результатов, полученных с помощью разных методов и подходов разными авторами свидетельствует по нашему мнению о их достоверности.

Ниже отдельно рассмотрена раннепермская, позднепермская и раннетриасовая климатическая зональность обоих полушарий. Такая дробная композиция объясняется быстрой динамикой климатических изменений и различным характером зональности в эти возрастные интервалы.

12.1. Климатическая зональность ранней перми

Климатическая зональность раннепермской эпохи в значительной степени была унаследована от позднекарбоновой, но тенденция климатических изменений во многих отношениях была противоположной. Тренд похолодания постепенно сменился потеплением, а относительно влажный климат карбона стал

* Понятие суперконтинент сейчас в равной степени прилагается к композитным континентам разного масштаба, от типа Западной и Восточной Гондваны до Пангеи. Между тем с палеоклиматической, палеокеанологической и палеобиогеографической точек зрения между такими суперконтинентами существует принципиальная разница. Они обуславливают разные типы циркуляции в гидросфере и биосфере, а также разную палеобиогеографическую дифференциацию на Земле. Чтобы акцентировать внимание на этих важных различиях, мы оставляем понятие суперконтинент для композитных образований, состоящих из какой то части известных нам континентов, типа Гондваны, Восточной Гондваны, Евразии и т.д., а объединение всех континентов, типа Пангеи, именуем мегаконтинентами. Таким образом иерархия используемых нами понятий следующая: мегаконтинент, суперконтинент, континент, микроконтинент.

замещаться семиаридным и аридным климатом. Оба эти процесса привели к принципиальным изменениям климатической зональности на Земле.

Южный ледниковый пояс высоких и средних широт. История этого пояса представляется достаточно сложной (рис. 91, 92, см. вклейку IV). В наиболее полных ледниковых разрезах наблюдается многократное чередование континентальных и морских ледниковых отложений с межледниковыми отложениями. Это указывает на смену ледниковых и межледниковых событий нескольких рангов и на связанные с этими событиями расширение и сокращение пояса, которые сопровождались гляциоэвстатическими и гляциоизостатическими колебаниями уровня моря и континентов. Корреляция и датировка даже самых крупных событий (ледниковых и межледниковых периодов) довольно сильно затруднена, ввиду малого количества органических остатков в ледниковых разрезах, эндемизма фауны и флоры, а также большой фациальной изменчивости ледниковых отложений. В настоящее время установлено, что оледенения начались еще в середине карбона [Lopez-Gamundi, 1997], а в конце позднего карбона – начале ранней перми ледниковый пояс имел, по-видимому, максимальную ширину*. Большинство исследователей полагает, что раннепермские ледники достигли наибольшего распространения в ассельско-сакмарское время [Visser, 1990; 1994; 1996; 1997; Visser et al., 1997; Frakes et al., 1992; Eyles, Young, 1994; Crowell, 1995; Dickins, 1996; Eyles et al., 1998 и др.]. В это время оледенения охватили высокие и средние палеошироты Южной Америки, Африки (с Южной Аравией и Мадагаскаром), Индии, Тибета, Австралии; их влияние распространялось, по-видимому, также на Малакко-Бирманский блок. Антарктида, располагавшаяся в районе Южного полюса, была очевидно, почти целиком покрыта ледниками. Ширина ледникового пояса временами достигала 45°–60° (рис. 91, см. вклейку IV). Ледниковые щиты и горные ледники оставили на этих континентах многочисленные следы ледниковой экзарации (штрихованное ледниковое ложе со всеми характерными текстурами, торговые долины, фиорды), разнообразные тиллиты, флювио-, озерно- и марино-гляциальные отложения. Последние имеют особенно широкое распространение, потому что в отличие от рыхлых континентальных ледниковых отложений быстро захоронялись в обширных седиментационных бассейнах и не подвергались эрозии. Марино-гляциальные отложения формировались при участии шельфовых ледников, талых ледниковых вод, айсбергов. Часто они в большей или меньшей степени перерабатывались подводно-колювиальными процессами, особенно на континентальных склонах. В результате у подножий этих континентальных склонов возникали ледниковые турбидиты содержащие следы айсбергового разноса.

Во второй половине сакмарского – начале артинского веков ледники повсеместно начали отступать и ледниковый пояс сильно сузился. Его северная граница расположилась в районе Южного полярного круга (рис. 92, см. вклейку IV). Эти представления основываются на региональных корреляциях, фаунистических, палинологических и изотопных данных, полученных по группе Двайка Южной Африки [Visser, 1990; 1997], по нескольким верхнепалеозойским ледниковым разрезам Австралии [Dickins, 1996; Eyles et al., 1998 и др.] и группе Итарара Южной Америки [Franca, 1994; Santos et al., 1996].

В Южной Африке в начале ранней перми отложилась серия ледниковых отложений, слагающая верхнюю часть группы Двайка. Ледники здесь, по-видимому, дважды наступали (в ассельский и сакмарский века) и дважды отступали (в конце ассельского – начале сакмарского веков и начале артинского века [Visser, 1997]). Последние следы айсбергового разноса отмечены в основании группы Экка, в нижней части формации Принц Альберт, имеющей, по-видимому, артинский возраст [Visser, 1994]. Предполагается, что в центрах оледенений ледники могли сохраняться и позже, до кунгурского века [Visser, 1994]. Другие исследователи, основываясь на радиохронометрических данных, считают, что группа Двайка имеет в основном позднекарбоновый возраст и что оледенение в Южной Африке закончилось в сакмарском веке [Stollhofen et al., 2000]. Поскольку геохронометрически рамки пермских веков определены еще не достаточно точно [Menning, 2001] и сами радиометрические определения требуют подтверждения, мы в данной работе придерживаемся стратиграфической схемы Д. Фиссера [Visser, 1994; 1997].

В ассельском веке в Южной Африке главную роль играли ледниковые щиты, расположенные на северо-востоке, в Трансваале, Ботсване и Намибии, а позднее – ледниковые центры, располагавшиеся к востоку и юго-

* Объем ледников, судя по эвстатической и изотопно-кислородной кривым, а также математическому моделированию и палеотемпературным данным, возможно был максимальным в начале среднего карбона [Gonzalez-Bonorino, Eyles, 1995].

востоку от ЮАР, в пределах Антарктиды [Visser, 1997]. Ледники, двигавшиеся по трогловым долинам из намибийских ледниковых центров на запад–северо-запад, пересекали древние возвышенности Западной Намибии и достигали восточного борта бассейна Парана в Южной Америке [Martin, 1981; Santos et al., 1996]. Во время ассельско-сакмарского максимума в Африке ледники достигали Габона [Hambrey, 1981], Заира [Cahen, Lepersonne, 1981], южной части Центральноафриканской республики [Visser, 1997] и юга Аравийского полуострова [Levell et al., 1988; Alsharhan, Nairn, 1995; Stephenson, 1999]. Таким образом, северная граница ледникового пояса в Африке временами располагалась вблизи 30°–40° ю. палеошироты (далее п-ш.).

В Австралии нижнепермские ледниковые отложения сохранились в многочисленных осадочных бассейнах, которые в широтном направлении протягивались от западного до восточного побережья континента, а в меридиональном – от острова Тасмания на юге до залива Жозе Бонапарта на севере [Lindsay, 1997]. По мнению многих исследователей, оледенения начались в Австралии в сакмарский век и, сокращаясь в размерах, с перерывами в артинский и кунгурский века продолжались, как минимум, до конца эпохи [Eyles et al., 1998] казанского [Crowell, Frakes 1971; Frakes 1979*] или даже татарского века [Herbert, 1981; Veevers et al., 1994]. Другие авторы определяют возраст оледенения в Австралии как ассельско-раннесакмарский [Dickins, 1996; Lindsay, 1997]. В то же время Д. Дикинс считает, что после оледенения, вплоть до казанского века, произошло четырехкратное чередование холодных, морозных и теплых периодов. Это и айсберговый характер "дропстоунов" в артинском и кунгурском ярусах [Spry, Banks, 1962; Eyles et al., 1998] ставят под сомнение вывод о завершении оледенений в Австралии к позднесакмарскому времени.

Текстуры на ледниковом ложе и в тиллитах указывают на то, что в прибрежную область Южной Австралии ледники приползали с юго-востока, т.е. со стороны Антарктиды [Lindsay, 1997; Bourman, Alley, 1999]. Из Антарктиды же ледниковый материал, главным образом, айсберговый, поступал в юго-восточную часть Австралии. Частично ледниковый материал поставлялся сюда из местных горных центров [Eyles et al., 1998]. В свою очередь на северо-западе и севере Австралии ледники, очевидно, сползали в морские бассейны Гималаев, Тибета и, возможно, Малакко-Бирманского блока, поставляя в них айсберговый грубообломочный материал [Lindsay, 1997; Wopfner, Casshyap, 1997].

В Южной Америке раннепермские ледниковые отложения известны в нескольких бассейнах к югу от 10° современной южной широты. Самым крупным из них является бассейн Парана в южной Бразилии, который имеет размеры 1200 × 2000 км. Группа Итараре, обхватывающая верхнепалеозойские ледниковые отложения в этой впадине, достигает мощности 1400 м. К нижней перми относится большая верхняя ее часть (до 1200 м). Относительно стратиграфического объема последней мнения расходятся. Сейчас большинство исследователей считает, что она имеет ассельско-сакмарский [Santos et al., 1996; Stephenson, 1999] или же ассельско-артинский возраст [Franca, 1994], хотя высказывалось также мнение о кунгурском возрасте ее самой верхней части. В восточную часть бассейна Парана ледники проникали с юго-востока из южной Африки, а западную – с поднятия Асунсьон [Franca, 1994]. В район приустьевой части р. Сан-Франсиска, ледниковый язык вторгался со стороны Экваториальной Африки [Santos et al., 1996], очевидно, через Габон из бассейна Конго [Visser, 1997]. В Южной Америке, судя по распространению пермских ледниковых отложений, оледенение достигало 30° ю. п-ш.

Следы раннепермских оледенений довольно многочисленны и в Южной Азии. Они известны в восточной, северо-восточной и северо-западной части Индостана, на севере Пакистана, в Гималаях (от Пакистана на западе до Ассама на востоке [Hambrey et al., 1981]) и на большей части Тибета (от хр. Каракорум на западе до р. Салуин на востоке и от Лхасы на юге и почти до гор Куньлунь на севере [Metcalfe, 1994]). На Индостанском п-ове ледниковые отложения сохранились, главным образом, в многочисленных грабенах. Здесь они залегают в основании сакмарско-артинской свиты Талчир [Chandra, 1992]. В разрезах резко преобладают континентальные фации: тиллиты, валунные конгломераты и другие ледниковые отложения. Местами ледниковый разрез венчается марино-гляциальными отложениями. Направление штриховки на ложе тиллитов, ориентировка удлиненных камней и другие текстуры в тиллитах, за некоторыми исключениями, указывают на общее движение пермских ледников на северо-восток [Ahmad, 1981], т.е. в сторону Гималайского

* Позже Л. Фрейкс с соавторами предположили, что в казанский век "дропстоуны" были разнесены сезонными льдами [Frakes et al., 1992].

бассейна, где развиты, главным образом марино-гляциальные отложения. На востоке Индостанского п-ова направление штриховки на ледниковом ложе указывает на то, что ледники двигались со стороны Антарктиды, которая примыкала к полуострову с юга. Все эти данные, а также замещение континентальных ледниковых отложений марино-гляциальными в Гималаях и Тибете, свидетельствуют о существовании ледникового покрова, двигавшегося из Антарктиды транзитом через Индию на северо-восток в эпиконтинентальные моря, располагавшиеся в северной краевой части восточной Гондваны.

В Антарктиде верхнепалеозойские ледниковые отложения распространены в Трансантарктическом хребте, известны в обрамлении шельфового ледника Ронне и на западе Земли Королевы Мод в атлантическом секторе Восточной Антарктиды [Hambrey et al., 1981]. В Трансантарктическом хребте ледниковые отложения заполняют несколько осадочных бассейнов. Представлены они континентальными и марино-гляциальными фациями суммарной мощностью от 300 до 1000 м. В ранней перми ледники с этого континента достигали Южной Африки, Индии и Южной Австралии. Из этого следует два вывода, во-первых, что вся Восточная Антарктида подвергалась в это время мощному оледенению и, во-вторых, что оледенение закончилось не раньше артинского века, так как в начале этого века антарктические ледники на западе еще достигали Южной Африки [Visser, 1997], а на востоке – Индии [Ahmad, 1981; Chandra, 1992]. В юго-восточную Австралию антарктические айсберги продолжали периодически доставлять грубообломочный ледниковый материал вплоть до кунгурского века [Eyles et al., 1998] и даже до конца позднепермской эпохи [Veevers et al., 1994].

В перигляциальных зонах оледенения, а в межледниковья и в пределах самого пояса, появлялась растительность и болота, в которых накапливался торф, превратившийся позже в каменный уголь. Подобные межледниковые флоры и угли известны в юго-восточной Австралии и Южной Америке. Предполагается, что исходный торф накапливался после гляциоэвстатических трансгрессий во время последующего постгляциального изостатического всплывания региона в прибрежных болотах, в дельтах и на речных поймах [Santos et al., 1996; Bustin, 1997] или во время гляциоэвстатических понижений уровня моря [Michaelsen, Henderson, 2000]. Климат межледниковий оставался достаточно холодным, о чем свидетельствуют холоднолюбивый облик исходной растительности, а в породах, вмещающих угли – следы солифлюкции и мерзлотных клиньев, отпечатки кристаллов льда, присутствие зерен свежих полевых шпатов и рассеянных грубых обломков, принесенных сезонными льдами или айсбергами [Bustin, 1997; Martini, 1997; Eyles et al., 1998; Michaelsen, Henderson, 2000].

Растительность межледниковых интервалов, а также перигляциальных окраин ледникового пояса была весьма обедненной. В самом начале перми в Австралии [Retallack, 1980] и Южной Америке [Guerra-Sommer et al., 1999] большую роль играли травяные и кустарниковые формы птеридоспермовых "тундрового" облика (*Botrychiopsis*). Позже к этой флоре сначала присоединилась, а затем сменила угнетенная древесная растительность "таежного" облика, состоящая преимущественно из *Gangamopteris*, которые, по-видимому, не сбрасывали на зиму листву и могли произрастать в областях развития многолетней мерзлоты [Retallack, 1980]. Эта растительность известна под названием "гангамоптерисовой флористической ассоциации" (Gangamopteris florula [Retallack, 1980]; Gangamopteris region [Wnuk, 1996]. В Австралии, Антарктиде, Африке и Индии эта обедненная флора [Cuneo, 1996] состояла из холоднолюбивых растений, местами ассоциирующихся с тиллитами [Chandra, 1992] и признаками многолетней мерзлоты [Retallack, 1980]). Перигляциальные условия некоторое время сохранялись и после отступления ледников. Они тоже характеризовались развитием гангамоптерисовой ассоциации, ледовым разносом, образованием болот и накоплением торфа [Chandra, 1992; Isbell et al., 1997; Smith et al., 1998]. По мере отступления ледников и деградации мерзлоты гангамоптерисовая флористическая ассоциация стала постепенно уступать место более теплолюбивой глоссоптерисовой ассоциации, которая в Австралии окончательно вытеснила гангамоптерисовую лишь в конце поздней перми. Время, когда глоссоптерисовая ассоциация стала преобладать, можно считать временем окончательного исчезновения раннепермского ледникового пояса в Гондване.

В морских бассейнах, непосредственно примыкавших к областях оледенений, а также в морях, возникавших в результате межледниковых гляциоэвстатических трансгрессий, обитала своеобразная холоднолюбивая фауна, которая нередко именуется "эвридесмовой". Она была широко распространена в Австралии, Южной Африке, Индии, Гималаях, Тибете, Южном Афганистане [Termier et al., 1973], известна в Южной Америке [Amos,

L. Gamundi, 1981; Santos et al., 1996]. Некоторые представители "эвридесмовой" фауны встречаются в Южном Памире [Грунт, Новиков, 1994]. "Эвридесмовая" фауна, представлявшая обедненный вариант нотальной ("гондванской", "австралийской" [Руннегар, 1984] фауны, отличалась малым разнообразием* и отсутствием фузулинид, рифообразующих брахиопод, ругоз, кондонтов, а также других теплолюбивых форм и нередко ассоциировалась с марино-гляциальными отложениями и глендонитами. Значительную роль в ней играли биполярные формы [Руннегар, 1984; Shi, Grunt, 2000].

Южный холодно-умеренный гумидный пояс. Когда в конце сакмарского – начале артинского веков гондванский ледниковый пояс сильно сузился и отступил к полярному кругу, непосредственно к северу от него образовался узкий (10°–15°) пояс, в котором преобладал умерено-холодный гумидный климат (рис. 92, см. вклейку IV). К данному поясу приурочены многочисленные нижнепермские угольные месторождения Австралии, Индии, Южной Африки и Южной Америки. В то же время в пределах этого пояса временами возникали сравнительно небольшие местные ледниковые центры, а с юга, вторгались лопасти антарктических ледников. Такие ледниковые эпизоды, как уже упоминалось, устанавливаются в конце сакмарского – начале артинского веков в Южной Африке [Visser, 1997]. Центрами образования местных ледников были возвышенные участки. Эти ледники двигались, главным образом, в северо-западном направлении и достигали бассейна Парана, отлагая там преимущественно марино-гляциальные толщи. Во время ледниковых эпизодов антарктические ледники вторгались также в восточную Индию [Ahmad, 1981; Chandra, 1992]. Небольшие центры оледенений возникали, очевидно, и в горах юго-восточной Австралии. Кроме того, в прилежащий к ним Сиднейский бассейн в большом количестве приносился айсберговый материал из Антарктиды [Eyles et al., 1997].

Несмотря на отдельные ледниковые эпизоды, умеренно-холодный гумидный климат все же преобладал в рассматриваемом поясе. На это указывает широкое распространение ранней глоссоптерисовой флористической ассоциации, в которой еще заметную роль играли гангамоптерисы. Судя по скоплениям листьев, размерам стволов, структуре древесины, строению корней и обилию угольных пластов, эта флора образовывала болотистые листопадные леса с папоротниковым и хвощевым подлеском [Retallack, 1980; Chandra, 1992]. На более сухих участках в ее составе некоторую роль играли хвойные растения. В гангамоптерисово-глоссоптерисовых лесах обитали амфибии, рептилии и крупные сетчатокрылые насекомые [Chandra, 1992].

Близость ледникового пояса в значительной степени определяла климат примыкавших к нему морских бассейнов. В них временами отлагались айсберговые осадки и обитала нотальная фауна, близкая к эвридесмовой. Расположенные у северной границы пояса моря западной Австралии и гималайской Индии характеризовались несколько более теплолюбивой фауной (Индийская провинция Гондванской палеобиогеографической области [Руннегар, 1984]).

Южный умеренный гумидный пояс средних широт. Имеющиеся данные указывают на то, что в ассельском и начале сакмарского веков в низких средних широтах (30°–40°) Южного полушария был местами развит умеренный гумидный климат (рис. 91, см. вклейку IV). Он имел сравнительно ограниченное распространение и не формировал непрерывного широтного пояса. Признаки такого климата известны лишь в пределах центральной части Аравийского блока, где среди преимущественно терригенных толщ встречаются небольшие прослои углей [Alsharhan, Nairn, 1995], а также катазиатская палинофлора с примесью еврамерийской и гондванской [Utting, Piasecki, 1995]. Угли и подобный состав палинофлоры указывают, по-видимому, на достаточно влажный и теплый климат данной территории, располагавшейся на подветренной муссонной окраине Пангеи. Западнее эта узкая полоса с гумидным умеренным климатом не прослеживается. По-видимому, она выклинивалась, так как в Южной Америке, весьма близко к области развития ледниковых отложений расположены гипсоносные, красноцветные и эоловые отложения (рис. 91, 92, см. вклейку IV), что позволяет предполагать быструю смену в северном направлении ледникового пояса аридным без промежуточного гумидного.

Северный умеренный гумидный пояс средних и высоких широт. В раннепермскую эпоху всю северную часть Пангеи от арктического побережья до 35°–40° с. п-ш. занимал широкий пояс, характеризовавшийся распространением лесной растительности Сибирской флористической области и интенсивным

---

* В нотальной пермской биоте родовое разнообразие было вообще низким. Для брахиопод, например, оно было в шесть–восемь раз ниже, чем в тропической биоте. Даже в пределах восточной Австралии родовое разнообразие пермских брахиопод и пелеципод с севера на юг падало в два раза, а аммоноидеи и ругозы практически исчезали [Руннегар, 1984].

угленакоплением (рис. 91, 92, см. вклейку IV). Преобладающей группой древесных растений здесь были кордаиты, обладавшие пикноксилической древесиной с четкими кольцами прироста, что свидетельствует об умеренном сезонном климате. Некоторые исследователи сравнивают Сибирскую флористическую область с современными бореальными лесами, условно называя "кордаитовой тайгой" [Дуранте, 1995]. Микроконтинент Амурия, включавший современное Приморье, Забайкалье и северную Монголию, располагался, очевидно, в этом же поясе к востоку от собственно Сибири. На это указывают широкое развитие в пределах Амурии сибирской флоры [Дуранте, 1995] и высокобореальной фауны [Грунт, 1995]. Флора сходная с сибирской известна в сакмарских отложениях Канадского Арктического архипелага [Wnuk, 1996]. Это позволяет наметить продолжение северного умеренного пояса в западной части Пангеи.

Сибирская часть Пангеи простиралась в ранней перми до весьма высоких широт: 75° с. п-ш. [Scotese, Langford, 1995]; 80° с. п-ш. [Ziegler et al., 1997; 1998]; около 68° с. п-ш. [Парфенов и др., 1999]. Если данные реконструкции достаточно точны, предполагаемая ширина северного умеренного пояса могла достигать 35°–45°. При этом вплоть до Охотского массива, располагавшегося вблизи самой северной точки Пангеи, наблюдаются, по данным М.В. Дуранте [1995], местонахождения довольно однородной сибирской флоры. Некоторые исследователи склонны все же подразделять последнюю на южносибирскую и северосибирскую, которая отличалась меньшим разнообразием [Wnuk, 1996]. В прилежащих морях на севере этого пояса отсутствовали фузулиниды [Leven, 1993] и конодонты [Wardlaw, 1995]. Учитывая это и огромную ширину пояса, можно полагать, что климат в пределах этого пояса не был однородным и становился к северу заметно более холодным. Имеются отдельные указания о присутствии ледовых или ледниковых отложений в нижней перми этого региона [Бобин, 1940; Андрианов, 1966]. Впрочем, их генезис оспаривается [Вихерт, 1957]. Во всяком случае он не является достаточно доказанным [Чумаков, 1994]. Выделить по этим указаниям северный ледниковый пояс не представляется возможным. По-видимому, на севере Сибири в ранней перми преобладал умеренно-холодный климат, а если ледники спорадически и возникали, то имели локальное развитие.

Шельфовые моря рассматриваемого пояса характеризовались высокобореальной фауной беспозвоночных [Грунт, 1995], которая отличалась малым разнообразием, отсутствием колониальных кораллов, фузулинид и других тепловодных форм, присутствием таксонов, имеющих биполярное распространение [Устрицкий, 1993; Sci, Grunt, 2000 и др.]. Лишь в западной части, вблизи южной границы пояса встречалась более теплолюбивая низкобореальная фауна [Грунт, 1995].

Южный умеренный семиаридный пояс средних широт. В конце сакмарского – начале артинского веков в южных средних широтах, между 40°–45° и 50°–55° ю. п-ш., на территории освободившейся от оледенений, возник узкий семиаридный* пояс шириной в 5°–15°, в котором на суше накапливались терригенные, преимущественно красноцветные отложения, в некоторой степени карбонатные (рис. 92, см. вклейку IV). Среди них значительную роль играли аллювиальные и озерные образования, а также конуса выноса временных потоков. Обстановки седиментации, благоприятные для угленакопления, отсутствовали. Эти признаки позволяют считать, что климат пояса был в целом засушливым, с короткими влажными сезонами, во время которых возникали временные, ветвящиеся и блуждающие потоки, а также заполнялись или пополнялись водой озерные котловины. Соотношение аллювиальных и озерных фаций в разрезах этих отложений меняется, что указывает на многолетние и многовековые колебания влажности. Температурный режим пояса был, по-видимому, весьма умеренным. Об этом говорит его близость к ледниковым центрам, эпизодически возникавшим в соседнем с юга умеренно-холодном поясе, а также присутствие айсберговых отложений в бассейне Парана [Santos et al., 1996]. Данное заключение подкрепляется находками глоссоптериевой флоры на суше [Wnuk, 1996], широким развитием нотальной фауны в шельфовых морях [Грунт, 1995], большой редкостью или полным отсутствием конодонтов [Wardlaw, 1995] и промежуточным положением пояса между умеренно-холодным и ярко выраженным теплым аридным поясом.

Северный теплый семиаридный пояс низких широт. В отличие от южного, северный семиаридный пояс был достаточно широким (15°–20°) и размещался в средних и низких широтах. В ассельский век он располагался между 40°–45° и 15°–30° с. п-ш. (рис. 91, см. вклейку IV), а в конце сакмарского – начале артинского веков слегка расширился в южном на-

* Рассматривая засушливые зоны прошлого мы используем термин семиаридный, следуя определениям и классификации, использовавшимся в картах изданных ООН [Шантц, 1958].

правлении, особенно в Евразийском секторе (рис. 92). Позже, в кунгуре, пояс слегка сместился к северу. В пределах этого пояса на суше формировались красноцветные терригенные, часто известковистые аллювиально-озерные отложения. Вдоль побережий озер, внутренних и шельфовых морей в составе этих отложения отмечаются себховые образования и каличе. В Южном Казахстане, с ними связаны толщи континентальных сульфатно-натриевых солей. Последние указывают на чередование теплых влажных сезонов с холодными сухими. И.К. Жеребцова [1977] оценивает температуры формирования этих солей в теплые сезоны – в 20°–30 °С, а в холодные – от –5° до –15 °С. Это достаточно широкие пределы температур приблизительно определяют климат пояса в пределах от умеренно-прохладного до субтропического. Более определенно они указывают на его сезонность: муссонный тип увлажнения и большую годовую амплитуду температур, т.е. на признаки континентальности. Такие холодные зимы, не типичны ныне для столь низких широт и не совсем вяжутся с представлениями палеоботаников об особенностях флоры этого пояса. Для него в ранней перми была характерна кордаито-хвойно-птеридоспермовая растительность субангарского типа, которая содержала элементы тропических и сибирских флор и была связана с безугольными красноцветными отложениями. Соотношение тропических и сибирских форм в субангарской флоре менялось и в ранней перми количество последних возросло [Дуранте, 1995], что может свидетельствовать о некотором похолодании. В целом состав субангарской флоры, по мнению палеоботаников, говорит о теплом засушливом климате [Мейен, 1987; Дуранте, 1995] и открытых ландшафтах. Данное заключение хорошо согласуется с отмеченным выше характером континентальных отложений и составом морских отложений во внутренних и краевых эпиконтинентальных морях пояса. В них на востоке Русской платформы, в южной части Баренцового моря и на севере Канадского Арктического архипелага формировались гипсоносные эвапорито-карбонатные платформы, иногда весьма обширные с окаймляющими рифовыми постройками. На юго-западе Баренцова моря (бассейн Оттар и др.) встречаются соленосные отложения [Breivik et al., 1995; Stemmerik, Worsley, 1995]. В морях обитала преимущественно умеренно-теплолюбивая фауна низкобореального типа и лишь в южной части пояса, в Восточноевропейском море, отмечается средиземноморская фауна [Грунт, 1995]. Типичными рифостроителями в северной части рассматриваемого пояса были *Palaeoaplysina* [Beauchamp, 1995; Stemmerik, Worsley, 1995; Kiessling et al., 1999], которые, согласно последним данным, обитали в умеренно-теплых водах и были распространены преимущественно между 25° и 40° с. п-ш. Только на западном побережье Северной Америки они распространялись до 15° с. п-ш., как полагают, вдоль берегового холодного антициклонического течения Панталласа [Kiessling et al., 1999]. Это предположение хорошо согласуется с продвижением в этом регионе к югу субангарской палинофлоры [Utting, Piasecki, 1995]. Перечисленные признаки позволяют выделять северный семиаридный пояс в североамериканском секторе Пангеи. На юге евразийской части пояса главными рифостроителями были водоросли.

Северный низкоширотный аридный пояс. Южную часть Лавразийского сектора Пангеи до центрального горного пояса занимал обширный аридный* пояс (рис. 91, 92). В ассельский век он простирался на западе от 15° с. п-ш. почти до экватора, а на востоке от 25°–30° с. п-ш. до побережья Палеотетиса. В конце сакмарского – начале артинского веков северный аридный пояс Пангеи располагался между экватором и 15°–20° с. п-ш. В это время, расширяясь в южную сторону, вдоль восточной окраине суперконтинента он соединился с южным аридным поясом (рис. 92). В конце раннепермской эпохи пояс еще немного расширился в северном направлении. Восточнее, на берегах Палеотетиса, северный аридный пояс сужался и, по-видимому, выклинивался. На суше в пределах пояса отлагались красноцветные терригенные, часто гипсоносные себховые и дюнные эоловые отложениям. На юго-западе Московской синеклизы, в Днепровско-Донецкой впадине и на западе Северной Америки, в Денверской, Юлезбургской впадинах и в бассейне Супай, формировались соленосные толщи. В кунгурский век, площади и масштабы соленакопления в пределах северного аридного пояса значительно увеличились. Соленосные отложения в это время накапливались в бассейнах Анадарк-ском, Канзасском, Юлезбургском, Виллистонском, Западно-Техасском и Северо-Мексиканском на западе Северной Америки, в Центрально-Европейском и Восточно-Европей-

* Мы называем здесь аридными как собственно аридные, так и экстрааридные зоны, поскольку по имеющимся геологическим данным очень трудно разделить их в согласии с классификацией, использованной в картах, изданных ООН [Шантц, 1958].

ском бассейнах (гл. 8). На юге Восточно-Европейского бассейна, в центральных частях Прикаспийской впадины, первичная мощность кунгурской соленосной толщи оценивается в 4–5 км.

Для рассматриваемого пояса была характерна сравнительно обедненная теплолюбивая ксерофитная еврамерийская растительность, в значительной мере состоявшая из хвойных [Мейен, 1987; Wnuk, 1996]. Спорово-пыльцевые комплексы пояса часто содержат пыльцу пустынных и полупустынных растений [Utting, Piasecki, 1995]. На аридный климат указывают характер осадконакопления в прилежащих шельфовых морях, где в течение ранней перми формировались прибрежные гипсоносные себхи, обширные карбонатные и эвапорит-карбонатные платформы (гл. 8, [Жарков, Чумаков, 2001]). О том, что эти моря были весьма теплыми, говорит обитавшая в них тропическая фауна [Грунт, 1995].

Южный аридный пояс низких и средних широт. В Южном полушарии ассельский аридный пояс, характеризовавшийся развитием красноцветных терригенных, часто гипсоносных себховых и дюнных эоловых отложений, был несколько шире, чем в Северном полушарии и охватывал, главным образом, низкие широты (между 10° и 30° с. п-ш.). Как уже отмечалось, на западе, в Южной Америке в это время он граничил почти непосредственно с ледниковым поясом, а на востоке – с умеренным. После отступления ледников в конце сакмарского – начале артинского веков Южный аридный пояс сильно расширился и располагался между 0°–15° и 40°–45° ю.п-ш., охватив значительную часть средних широт. В Южной Америке в его пределах существовали большие Перуано-Боливийский солеродный бассейн и Амазонский эвапоритовый бассейн. На востоке пояса располагались обширные Аравийская и Северо-Итальянская эвапоритово-терригенно-карбонатные зоны (гл. 8). Таким образом, южный аридный пояс стал почти в два раз шире северного и в целом находился значительно дальше от экватора (рис. 92).

В начале раннепермской эпохи растительность и палинокомплексы пояса характеризовались главным образом смешанным составом: евромерийско-катазиатским на севере и евромерийско-гондванским на юге [Broutin et al., 1990; Wnuk, 1996]. После расширения пояса его палеофитогеография стала еще более сложной, что естественно при его огромной ширине и протяженности. В северной части пояса (Северная Африка) отмечается еврамерийская флора, которая южнее (Центральная Африка) смешивается с гондванской, а несколько восточнее (Турция) – с гондванской и катазиатской флорой [Мейен, 1987; Broutin et al., 1990; Wnuk, 1996]. Последнее свидетельствует, по-видимому, о некотором повышении влажности в восточной приокеанической части центральной Пангеи. Южная часть рассматриваемого пояса почти целиком принадлежала к Гондванскому флористическому царству. Здесь выделяется весьма протяженная область, в которой рассеяны местонахождения флоры, именуемой "австрало-афро-американской" [Wnuk, 1996]. Она содержала древовидные папоротники и ликоподы, наряду с глоссоптерисовыми элементами и, как предполагается, принадлежала к теплолюбивому типу. Ее местонахождения расположены вблизи областей накопления гипсоносных себх и дюнных песков. Это наводит на мысль, что эта флора была связана с оазисами. Более прохладные пустынные условия отражает растительность, известную под названием "аргентино-бразильской пустынной флоры" [Wnuk, 1996]. Она произрастала на крайнем юго-западе южного аридного пояса, вблизи соле- и гипсоносных бассейнов, у самой границы с умеренным семиаридным поясом. Некоторые остатки хвойных, принадлежавших к этой флоре, были обнаружены в эоловых песках. Таким образом, внутри южного аридного пояса Пангеи намечается определенная климатическая дифференциация от теплого климата на севере до умеренно-теплого и, по-видимому, даже умеренного на юге.

Восточное продолжение южной аридной зоны можно проследить в южной части Тетиса на микроконтинентах, располагавшихся в юго-восточной части Киммерийской дуги, где известны красноцветные отложения (блок Чангтан), еромерийская и австро-афро-американская флора (Бирмо-Малаккский блок и Новая Гвинея, соответственно) [Wnuk, 1996]. В шельфовых и внутренних морях, примыкавших к рассматриваемому поясу, в ранней перми формировались прибрежные гипсоносные себхи (гл. 8). Морская биогеография этих морей была, также как и континентальная, достаточно сложной. На западной окраине пояса, в андийской зоне, преобладала тропическая ("палеоэкваториальная") фауна, а восточнее, в Амазонском бассейне и вблизи Аравийского блока – нотальная ("гондванская") [Грунт, 1995; Grunt, Shi, 1997].

Пояс экваториального горного климата. В центре Пангеи, между северным и южным аридными поясами, располагался огромный пояс молодых герцинских гор, напоминающий Гималаи, который образовался при коллизии

Лавразии с Гондваной и пересекал Пангею почти от океана до океана. Средняя высота гор, по данным математического моделирования, оценивается в Аппалачских хребтах около 4500 м, а в Варисских – 3000 м [Fluteau et al., 2001]. В ранней перми этот пояс занимал в основном южные приэкваториальные широты (5°–10° ю. п-ш.). В самом начале эпохи (в "отэне" и раннем вольфкемпе) в пределах пояса еще сохранялись узкие морские заливы. На западе вдоль северного фронта Уачито-Маратонского орогенного пояса простирался морской прогиб Вел-Верде, в котором отложились терригенные глубоководные, частично турбидитные отложения (гл. 8). На восточной окраине горного пояса морской залив заходил в пределы Северной Африки, охватывая северную часть бассейна Мзаб-Радамес (Южный Тунис), где накопилась мощная толща песчано-глинистых и карбонатных отложений (гл. 8). В ассельское время к северо-западу от горной страны располагалась широкая аллювиальная озерно-болотная равнина, на которой накапливались торфа, превратившиеся позже в угли, и обитали пресноводные остракоды, рыбы и водные амфибии. Присутствие брахиопод указывает на эпизодические морские инвазии или, по меньшей мере, на частичное осолонение бассейнов. В засушливые периоды на равнине, особенно в ее южной части, накапливались аллювиальные красноцветы.

В предгорных и многочисленных межгорных впадинах центральной и восточной частях горного пояса формировались вулканогенные, аллювиально-озерные сероцветные и красноцветные отложения. На территории Франции, во впадине Отэн, ассельские (отэнские) отложения представлены сероцветными и черными известковистыми и битуминозными сланцам, флювиальными, частично пестроцветными, комплексами и вулканическими пеплами с характерной флорой, ассоциирующей с пресноводными водорослями, скопления которых образовали сапропелевые угли. Формирование этих отложений происходило в условиях жаркого и влажного климата [Cassinis et al., 1995]. Такие же гумидные обстановки превалировали в Пиренеях и на юго-востоке Франции, и где отмечены угленосные отложения [Cassinis et al., 1995]. На Иберийской плите в межгорных впадинах формировались аллювиально-озерные красноцветные породы, чередующиеся с серыми и черными терригенными отложениями и вулканогенными образованиями. Почти во всех впадинах установлены угли. На территории южных Альп, в Италии раннепермские отложения выполняют ряд глубоких грабенов (бассейны Оробик, Вал-Трампиа, Тионе, Бальзано и др.). Они представлены вулканогенными, флювиальными и озерными комплексами, образование которых происходило в теплом и умеренном семиаридном климате, с чередованием теплых и сухих периодов [Cassinis et al., 1995]. При таком же климате накапливались красноцветные угленосные континентальные отложения в южных районах горного пояса на северо-западе Африки, в межгорных впадинах Тиддас, Аргана, Оурика, Чаугран, Хаоуз, Уэд-Зфе и др. [Жарков, Чумаков, 2001].

В целом, можно сказать, что в предгорных и межгорных впадинах экваториального горного пояса в начале ранней перми местный климат был весьма разнообразным и зависел от орографических особенностей территорий. Угленосные отложения, часто встречающиеся во впадинах, указывают на достаточно широкое распространение теплого гумидного климата, который иногда чередовался с семиаридным. Красноцветные отложения отэна могли накапливаться в дождевой тени гор. На восточной и западной окраинах пояса преобладал, по-видимому, семиаридный климат перемежавшийся с влажным. В горах существовала соответствующая таким климатом вертикальная климатическая зональность с горными лесами, лугами и степями, аналогичными тем, которые наблюдаются в современном экваториальном и тропическом климате. Связанная с отэном еврамерийская флора содержала гондванские, а также значительное количество жарко- и влаголюбивых экваториальных катазиатских элементов [Broutin et al., 1990; Wnuk, 1996]. Позднее, в позднесакмарско-артинское время в результате продолжавшегося общего поднятия горной страны, последние морские бассейны замкнулись и окончательно сформировалась горная страна Центральной Пангеи. Одновременно климат стал более сухим, семиаридным и аридным. В предгорьях и межгорьях пояса стали преобладать красноцветные отложения, нередко с горизонтами карбонатных, частично оглеенных почв, каличе и гипсами [Mader, 1992; Cassinis et al., 1995]. Можно полагать, что вертикальная климатическая зональность региона стала приближаться к внутриконтинентальной аридной [Жарков, Чумаков, 2001].

Тропико-экваториальный жаркий гумидный пояс. Этот пояс охватывал океан Палеотетис, его побережья, а также микроконтиненты Катазии и северной части Киммерийской дуги, окружавшие океан с востока и юга (рис. 91, 92). В самой широкой восточной части пояс на протяжении ранней перми простирал-

ся почти от 30° с. п-ш. до 30° ю. п-ш., занимая все тропические и экваториальные широты. С формальной точки зрения, называть поясом эту изометричную в плане область можно лишь условно, но по сути, эта огромная климатически, седиментационно и биогеографически достаточно однородная территория, мало отличается от других климатических поясов, так как основные ее признаки тоже были обусловлены широтным и географическим положением и орографией. В этот пояс объединены восточные островные и приокеанические гумидные зоны экваториального, северного и южного тропических поясов, которые значительно более схожи между собой, чем с западными континентальными секторами этих трех поясов.

На суше в пределах рассматриваемого тропико-экваториального пояса имеются многочисленные признаки жаркого и влажного климата: каменные угли, бокситы [Жарков, Чумаков, 2001] и богатая катазиатская растительность [Wnuk, 1996]. В состав катазиатской флоры входили характерные представители растений влажных тропиков: древовидные лепидодендроны и хвощи, а также гигантоптерисы, представлявшие лианы или вьющиеся растения [Ziegler, 1990]. Катазиатская фитохория не была абсолютно однородной, что представляется вполне естественным, если учесть ее огромную ширину и преимущественно островной характер суши. В пределах катазиатской дуги в настоящее время различается три флористические области, которые занимают разное широтное положение: Северо- и Южнокитайская области на противоположных концах Катазиатской дуги и небольшая промежуточная между ними область Ксю-Хуаи-Ю [Wnuk, 1996]. Представляется, что такая палеофитогеографическая дифференциация, развившаяся на протяжении раннепермской эпохи [Wang et al., 1998], отражала не только островную изоляцию флоры, но и широтные климатические различия внутри пояса. На эту мысль наводит то, что низкоширотная Южнокитайская палеофлористическая область, включавшая Южнокитайский и Индокитайский микроконтиненты, протягивалась в широтном направлении далеко на запад, до Центрального Ирана и Северо-восточной Аравии, отделенных от Катазиатской дуги несравненно большими расстояниями, чем блоки Катазии между собой. Это заключение подкрепляется некоторыми палеоботаническими исследованиями, указывающими на увеличение влажности пермского климата в пределах Катазиатской дуги с севера на юг [Zo, 1999]. В западной части пояса, на стыке разных фитохорий, встречается смешанная евромерийская флора с гондванскими и южнокатазиатскими элементами [Broutin et al., 1990; Wnuk, 1996].

В прилежащих к суше морях в пределах пояса формировались обширные карбонатные платформы с рифовыми постройками и разнообразной тетической фауной [Leven, 1993; Грунт, 1995; Grunt, Shi, 1997]. Характерно, что в ассельский век карбонатные платформы и рифы, имевшие очень широкое распространение в низких и части средних широт Северного полушария (до 45° и 40° с. п-ш.), в Южном полушарии не встречались на западе южнее 27° ю. п-ш. и 15° ю. п-ш. на востоке (рис. 91) [Kiessling et al., 1999]. Таким образом, во время ассельского ледникового максимума широтный диапазон распространения карбонатных платформ и рифов в Южном полушарии были соответственно в два и два с половиной раза уже, чем в Северном полушарии и чем в Южном полушарии на протяжении остальной части ранней перми (сравните рис. 91 и 92). Это свидетельствует о том, что влияние ледникового пояса распространялось вплоть до южной части тропико-экваториального пояса. Оно могло выражаться в некотором общем охлаждении этого региона и/или поступлении холодных и слегка замутненных ледниковых вод. Сходная, хотя и не столь резкая, асимметрия наблюдается в распространении ассельско-сакмарских конодонтов: в Северном полушарии они встречались в то время до 35°, а в Южном – только до 29° п-ш.

12.2. Климатическая зональность поздней перми

В самом начале позднепермской эпохи климатическая зональность в общих чертах напоминала зональность, существовавшую в конце ранней перми. К концу казанского – началу татарского веков заметно уменьшилась ее асимметрия относительно экватора, что проявлялось в сходной последовательности поясов в обоих полушариях (рис. 93, см. вклейку IV). В тоже время ширина одноименных поясов, их широтное положение и климатические параметры по-прежнему заметно различались. Обзор климатической зональности поздней перми начнем тоже с высоких широт.

Северный умеренно-холодный пояс высоких широт. Этот пояс хорошо выделяется на севере Евразии по широкому развитию в верховьях р. Колымы ледовых и марино-гляциальных отложений атканской свиты [Эпштейн, 1972; Чумаков, 1994]. Сходные образования (диамикты) отмечались в западной

и южной части Верхоянского складчатого пояса (дулгалахская серия). [Андрианов, 1966; 1985 и др.] и на Омолонском массиве (гижигинская свита) [Кашик и др., 1990]. Ранее эти свиты считались позднеказанскими, но по современным представлениям, обоснованным главным образом палеомагнитными данными, они имеют раннетатарский возраст [Кашик и др., 1990; Котляр, 1997]. В бассейне верхней Колымы и к востоку от Омолонского массива диамикты отмечены также в вышележащем хивачском горизонте, относимом к верхней части татарского яруса [Бяков, 2000]. Помимо ледовых и марино-гляциальных отложений, на сравнительно холодный климат этого пояса указывает развитие в его пределах обедненной сибирской растительности (Верхоянский палеофлористический округ) [Дуранте, 1995], Северо-сибирский регион [Wnuk, 1996], а в окружающих его морях – присутствие высокобореальной фауны беспозвоночных [Грунт, 1995] и отсутствие конодонтов [Wardlaw, 1995]. Геологические и палеонтологические данные хорошо согласуются с палеомагнитными и геодинамическими реконструкциями, в соответствии с которыми рассматриваемый пояс располагался между 60° и 75° с. п-ш. [Храмов и др., 1982; Scotese, Langford, 1995; Парфенов и др., 1999] или 70° и 87° с. п-ш. [Ziegler et al., 1998]. Татарскому похолоданию, обусловившему формирование ледовых и марино-гляциальных отложений, предшествовал, по-видимому, несколько более теплый климат в уфимский и казанский веса, так как на Омолонском массиве гижигинская свита залегает на омолонской свите, сложенной известняками. В фаунистическом комплексе последней преобладают пелециподы колымии*, брахиоподы, мелкие фораминиферы, мшанки, одиночные ругозы [Ганелин, 1984]. Доминирующие группы указывают на бореальный [Устрицкийй, 1993] или даже высоко-бореальный состав омолонской фауны [Грунт, 1995]. Некоторые содержащиеся в омолонской свите формы имеют биполярное распространение, например атомодесмы, спириферелды, уралоцерасы и др., широко известные в южном умеренно-холодном поясе [Shi, Grunt, 2000 и др.]. Все это позволяют думать, что известняки омолонской свиты могли отлагаться в умеренно-холодных водах, подобно пермским известнякам юго-восточной Австралии и Новой Зеландии [Руннегар, 1984] или сходным по составу казанским отложениям Свердрупского бассейна Канады [Beauchamp, 1995; Beacuhamp, Theriault, 1994]. Биогенные карбонатные осадки накапливаются сейчас в заполярных Норвежском и Баренцовом морях [Freiwald, 1998]. Отложению высокоширотных омолонских известняков могло способствовать также умеренно-теплое течение антициклонического круговорота, аналогичное современному Северо-Тихоокеанскому, существование которого предполагается в Панталассе [Kiessling et al., 1999] и ответвления которого могли в периоды потеплений достигать северо-западных окраин Пангеи. Небольшие потепления эпизодически случались и во второй половине татарского века. На это указывают отдельные пласты каменных углей, встречающиеся в западном Верхоянье в верхней части дулгалахской серии [Ганелин, 1984].

Южный умеренно-холодный пояс высоких широт. Данный пояс устанавливается между 70°–75° и 90° ю. п-ш. по развитию верхнепермских угленосных отложений, которые в юго-восточной Австралии содержат следы айсбергового и ледового разноса в уфимских, казанских [Crowell, Frakes, 1971; Dickins, 1996; Eyles et al., 1997 и др.] и татарских отложениях [Veevers et al., 1994]. В татарских отложениях здесь же отмечаются лесные почвы со следами многолетней мерзлоты и соответственно остатки корней сходных с гангомоптерисовыми [Retallack, 1999 b]. В тоже время угленосные отложения в Трансантарктических горах [Retallack, Krull, 1999; Isbell et al, 1997] и юго-восточной Австралии [Retallack, 1999a] содержат очень многочисленные горизонты довольно зрелых гумидных почв и остатки глоссоптерисовой флоры. В Австралии угленосные отложения формировались на низменностях в заболоченных лесах, состоявших главным образом из глоссоптерисов, характерных для умеренного климата. В Антарктиде торф тоже накапливался на периодически заболачивающихся озерно-аллювиальных равнинах, на которых произрастали *Glossopteris* [Isbell, Guneo, 1996]. В межугольных пластах в районе моря Росса встречаются "дропстоуны" с явными следами ледниковой обработки, что свидетельствует о недалеком переносе ледниковых камней сезонными льдами [Smith et al., 1998]. Сочетание всех этих признаков указывает на то, что при преобладающем умеренном климате в пределах пояса часто происходили значительные похолодания, приводившие к возникновению ледников и образованию сезонных льдов. В юго-восточной Австралии в самом конце позднепермской эпохи климат временами приближался к субарктическому. По мнению Г. Реталлака, неко-

* Колымии местами образуют биостромы – "колымиевые рифы" [Ганелин, 1997].

торые угли сформировались в болотах, близких к современным шнурковым болотам [Retallack, 1999 a], которые характерны для тундр севера Западной Сибири и низменностей, окружающих Гудзонов залив. Моря, омывавшие юго-восточную Австралию в поздней перми, с точки зрения Б. Руннегара, относились к наиболее холодноводной Тихоокеанской провинции Нотальной области [Руннегар, 1984].

Данные о холодно-умеренном климате в высоких южных палеоширотах хорошо согласуются с многочисленными палеомагнитными данными палеогеографическими реконструкциями, указывающими на то, что юго-восточная Австралия и Трансантарктические горы располагались в интервале палеоширот от 70° до 90° [Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1997].

Северный умеренный гумидный пояс средних широт. В северном полушарии умеренный гумидный пояс располагался приблизительно между 60° и 40° с. п.-ш. (рис. 93). В Азии он охватывал южную часть северного угленосного пояса [Жарков, Чумаков, 2002] и совпадал с большей южной частью Сибирской флористической области, ее Тунгусским округом и Таймыро-Кузнецкой подобластью. Последняя включала и Амурию, которая примыкала, очевидно, к Сибири с востока. В шельфовых морях, располагавшихся в рассматриваемом поясе, преобладала низкобореальная фауна [Грунт, 1995], которая позволяет проследить северный умеренный пояс в западном направлении до Канадского Арктического архипелага и северной Аляски. Высокобореальные ассоциации шельфовой фауны были отмечены в позднепермских отложениях пояса лишь вблизи его северной границы, в районе п-ва Таймыр. Казанские отложения окраин Свердрупского бассейна представлены биогенными шельфовыми известняками, содержащими мшанково-эхинодермово-брахиоподовый комплекс фауны. На основании литологических и фаунистических особенностей, а также присутствия "дропстоунов" в прибрежных терригенных фациях эти отложения интерпретируются как в основном умеренно-холодноводные [Beauchamp, Theriault, 1994; Beauchamp, 1995]. Редкие "дропстоуны" в прибрежных отложениях, скорее всего, говорят о эпизодических сезонных льдах, образование которых не исключено и в типичном умеренном климате. Вышележащие отложения Свердрупского бассейна, коррелируемые с татарскими, представлены спикуляритами в глубоководных и мелководных шельфовых фациях. Это рассматривается как признак холодного, даже полярного климата в конце перми [Beauchamp, 1995]. Такая интерпретация не совсем вяжется с присутствием в этом регионе низкобореальной фауны беспозвоночных, находками пермских конодонтов в северной Канаде [Wardlaw, 1995], а также с положением рассматриваемого пояса между умеренно-холодным и теплым семиаридным поясами. Сам же факт некоторого похолодания на севере Канады хорошо согласуется с небольшим перемещением Пангеи в перми к северу [Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1997; 1998].

Южный умеренный гумидный пояс высоких широт. В южном полушарии к северу от умеренно-холодного пояса, в поздней перми, между 75° и 60°–55° ю. п.-ш. прослеживается узкий (15°–20°) широтный пояс с многочисленными месторождениями углей и местонахождениями глоссоптерисовой флоры. Кольца роста и послойные скопления опавших листьев указывают на сезонность климата и листопадность глоссоптерисовых лесов [Retallack, 1980]. Фауна шельфовых морей этого пояса, относимая к Индийской провинции Нотальной области, характеризовалась сравнительно тепловодными формами и содержала некоторые тетические элементы [Руннегар, 1984]. В то же время в пределах рассматриваемого пояса не обнаружено признаков морозного климата. Поэтому имеются все основания квалифицировать климат этого пояса как умеренный и гумидный.

Северный теплый семиаридный пояс. В начале позднепермской эпохи этот пояс располагался между 40° и 25° с. п-ш., сужаясь в восточной части, вблизи побережья Палеотетиса (см. рис. 93). Позднее его северная граница медленно смещалась в более высокие широты и он несколько расширился. В пределах Евразии для пояса были характерны озерно-аллювиальные, в разной степени карбонатные, красноцветные терригенные и эвапоритовые отложения, в том числе глауберитовые, указывающие на чередование засушливых холодных и теплых влажных сезонов (гл. 8). Среди этих отложений, особенно часто в верхней части татарского яруса, встречаются красноцветные и пестроцветные (красноцветно-глеевые) палеопочвы, с иллювиальными горизонтами, обогащенными карбонатами [Перельман, Борисенко, 1999; Якименко и др., 2000]. Такие почвы указывают на семиаридный климат с короткими сезонными и многовековыми периодами увлажнения. Иногда в татарском ярусе встречаются эоловые отложения [Твердохлебов, Шминке, 1990]. Наземная растительность пояса, известная под именем субан-

гарской флоры и отличавшаяся значительным количеством хвойных и теплолюбивых форм, тоже указывает на преобладание засушливого и достаточно теплого климата [Мейен, 1987; Дуранте, 1995]. Некоторые авторы предполагают, что этот климат был средиземноморского типа [Ziegler, 1990]. Находки флоры, близкой к субангарской, в северной Гренландии – казанской [Wagner et al., 1999], а на севере Канадского Арктического архипелага – уфимской (роадской) [LePage et al., 1999], а также палинологические данные [Utting, Piasecki, 1995], позволяют проследить северный семиаридный пояс в пределах северной части Северной Америки (см. рис. 93). Во внутренних морях пояса обитала низкобореальная фауна беспозвоночных [Грунт, 1995] и формировались карбонатные и эвапорит-карбонатные платформы.

Южный умеренный семиаридный пояс средних широт. На западе Гондваны этот пояс располагался между 60° и 45°, а на востоке между 55° и 45° ю. п.-ш., немного сужаясь в районе южного побережья Неотетиса. Здесь, по-видимому, сказывалась близость океана. Наиболее ярко семиаридный климат пояса был выражен в южной Африке, где у подножий возвышенностей формировались отложения конусов выноса, аллювий и дельты ветвящихся временных потоков, а на равнинах – аллювий меандрирующих рек, плейевые и озерные отложения [Жарков, Чумаков, 2002]. С озерными отложениями иногда были связаны черносланцевые пачки и прослои карбонатов, а с аллювием меандрирующих рек – примазки и тонкие прослои углей и сидеритовых пород. Нередко встречаются красно- и пестроцветные породы, а также мощные (до 4 м) карбонатные палеопочвы со следами корневых систем, ризоконкрециями и захоронениями в норах мелких терапсид [Smith, 1990]. Некоторые палеопочвы напоминают каличе, а другие явно связаны с плейевыми низинами и обнаруживают трещины усыхания, хорошо развитые глинистые кутаны и гипсовые розетки.

Рассматриваемый пояс характеризовался глоссоптерисовой и австрало-афро-американской [Wnuk, 1996] умеренно-теплолюбивой растительностью, для которой были характерны древовидные папоротники и плауновидные. Австрало-афро-американская флора, отмеченная в Аргентине, Тибете и Новой Гвинее, указывает, по-видимому, на несколько большее увлажнение этих районов, расположенных ближе к океану, чем состоящая главным образом из глоссоптерид растительность внутриконтинентальных районов Южной Африки. В шельфовых морях пояса обитала фауна беспозвоночных нотального типа [Грунт, 1995]. Отсутствие среди них конодонтов [Wardlaw, 1995], возможно, указывает на влияние холодных течений на органический мир этих морей.

Северный жаркий аридный пояс низких широт. К северу от подножья горной области Центральной Пангеи (0°–15° с. п-ш.) до северных тропических палеоширот (22°–25° с. п-ш.) располагался северный аридный пояс. В пределах пояса на суше формировались красноцветные алювиально-озерные отложения [Жарков, Чумаков, 2002]. С ними были связаны многочисленные пласты карбонатных пестроцветных и красноцветных палеопочв [Mader, 1992], местами гипсоносные себховые и эоловые отложения. Во внутренних и краевых шельфовых морских бассейнах формировались эвапорит-карбонатные платформы (см. рис. 93). Самым значительным и известным солеродным бассейном в пределах рассматриваемого пояса был цехштейновый бассейн Европы. На суше преобладала евромерийская макро- и палинофлора, а в морях – тетическая фауна. Низкобореальная морская фауна почти на протяжении всей позднепермской эпохи обитала лишь у северной границы пояса [Грунт, 1995].

Характер осадконакопления, растительности и фауны северного аридного пояса позволяет думать, что он был довольно жарким. Преобладание жаркого климата в пределах пояса хорошо согласуется с данными о его низкоширотном положении.

Южный аридный пояс низких и средних широт. Вдоль восточного подножья горной области Центральной Пангеи северный аридный пояс протягивался до экватора и соединялся с огромным южным аридным поясом, который занимал большую северную часть Западной Гондваны. Он протягивался от западного до восточного берега суперконтинента между подножьем горной области Центральной Пангеи (0°–10° ю. п-ш.) и 45° ю. п-ш. Характер седиментации в нем был в общем сходен с таковым в северном аридном поясе – преобладали красноцветные озерно-аллювиальные отложения, часто гипсоносные себховые и эоловые. Находки растительных остатков и палинофлоры в пределах этого пояса достаточно редки. Они приурочены, по-видимому, к пермским оазисам и долинам транзитных рек. На севере и востоке растительность была близка к еврамерийской флоре, а на юге к – гондванской или имела смешанный еврамерийско-гондванский характер [Broutin et al., 1990]. Еврамерийская позднепермская флора,

судя по ее облику, представляла растительность жаркого аридного климата, а местами, возможно, сезонно-влажного климата [Wnuk, 1996]. В Южной Америке произрастала упоминавшаяся ранее аргентино-бразильская флора тоже пустынного облика [Wnuk, 1996]. Лишь на Аравийском полуострове, на крайнем юго-востоке пояса, в прибрежной зоне Пангеи среди смешанной гондванско-еврамерийской растительности встречаются элементы влаголюбивой катазиатской флоры [Broutin et al., 1995; Wnuk, 1996].

В шельфовых и внутренних морях, примыкавших к аридному поясу, формировались карбонатные и карбонатно-эвапоритовые платформы. Вдоль всего восточного побережья Пангеи была распространена тетическая фауна беспозвоночных [Грунт, 1995]. Только на юго-западе у южной границы пояса, в морских бассейнах Южной Америки преобладали нотальные формы. Здесь, видимо, сказывалось влияние южного холодного антициклонического течения Панталасса.

Значительные палеофитогеографические и палеозоогеографические различия внутри пояса на суше, а также большая ширина южного аридного пояса дают основание думать, что климат его был достаточно неоднородным не только по влажности, но и по температуре. На юго-западе климат приближался, по-видимому, к умеренному и был более сухим, а на востоке, вдоль побережья – был более жарким и влажным. Такие различия могли вызываться антициклоническим океаническим течением: холодным южным у восточных берегов Панталассы, вдоль побережья Южной Америки, и теплым у западных берегов Тетиса, вдоль побережья Афро-Аравии.

Пояс экваториального горного климата. Горная область Центральной Пангеи, судя по палеомагнитным данным, в поздней перми несколько сместилась к северу. Имея северо-восточное простирание, она пересекала экватор и располагалась в приэкваториальных широтах между 5°–10° ю. п-ш. и 12°–15° с. п-ш. В предгорьях и межгорьях горной области попрежнему формировались красноцветные отложения, нередко со следами эоловой переработки, горизонтами карбонатных, частично оглееных почв, каличе и гипсами, следами тетрапод [Mader, 1992; Cassinis et al., 1995], а также редкими остатками аридной еврамерийской флоры. Можно предполагать поэтому, что, если в горах Центральной Пангеи и выпадали обильные осадки, как следует из большинства математических моделей позднепермского климата [Kutzbach, Ziegler, 1993; Barron, Fawcett, 1995; Rees et al., 1999], то текущие с гор реки в большинстве своем пересыхали у их подножий или транзитом пересекали пустыни.

Тропико-экваториальный жаркий гумидный пояс. В верхней перми этот пояс охватывал сузившийся океан Палеотетис, большую часть расширившегося за его счет океана Неотетис, разделявшие и обрамлявшие оба океана острова, а также северо-западное и часть юго-западного побережья этих океанов. По сравнению с ранней пермью пояс несколько расширился в южном направлении, за счет того, что возникло теплое антициклоническое течение в Неотетисе. Таким образом, в самой широкой, восточной своей части, этот пояс частично занимал, по-видимому, средние южные широты (см. рис. 93). Среди континентальных осадков, накапливавшихся в пределах рассматриваемого пояса, имеются многочисленные признаки жаркого и влажного климата: бокситы, богатая катазиатская растительность [Wnuk, 1996] и каменные угли. В южном Китае исходный материал для углей накапливался в значительной мере в приливных зонах карбонатных платформ, в мангровых болотах [Shao et al., 1998]. Карбонатные платформы имели широкое распространение в морях, прилежащих к Пангее, вокруг микроконтинентов и на затопленных микроконтинентах Тетиса. Моря пояса характеризовались в течение большей части позднепермской эпохи весьма разнообразной теплолюбивой (тетической) фауной [Leven, 1993; Грунт, 1995; Grunt, Shi, 1997]. В конце эпохи в результате глобального похолодания в Тетис стали проникать бореальные формы фауны, а разнообразие тетической фауны стало сокращаться и в конце перми рифовый фаунистический комплекс сохранился лишь в восточном Тетисе и на прилежащих окраинах Панталассы [Kozur, 1998].

12.3. Климатическая зональность в начале триаса

На рубеже границы перми и триаса произошло сильное глобальное потепление. Об этом свидетельствует исчезновение ледников в полярных областях и продвижение в высокие широты теплолюбивой флоры. Изменение климата было очень быстрым и привело к существенной перестройке климатической зональности. Ледниковый климат на Земле сменился безледниковым и произошла еще большая аридизация Пангеи. Зональность при этом стала значительно более симметричной (рис. 94, см. вклейку IV), что позволяет рассматривать климатические пояса северного и южного полушария совместно.

Северный и южный умеренные гумидные пояса высоких широт. В высоких широтах северного полушария потепление было особенно резким. На севере Лавразии, в Сибири, пермская кордаитовая флора умеренно-холодного климата была замещена раннетриасовой хвойно-папоротниковой флорой, которая свидетельствует об экспансии папоротников катазиатского, тропического происхождения далеко на север до Таймыра и Приверхоянья [Добрускина, 1982], т.е. до палеоширот 70°–75°. В палинофлоре этих регионов доминировали споры влаголюбивых растений [Ярошенко, 1997]. Поэтому можно считать, что климат северной Сибири стал в начале триаса умеренно-теплым [Ziegler et al., 1993], если не "тропическим" [Dobruskina, 1994], и преимущественно гумидным (см. рис. 94). Одновременно в пределах Евразии существенно уменьшилась общая палеофитогеографическая дифференциация и понизился ранг выделяемых здесь фитохорий. Вместо трех пермских флористических царств в раннем триасе Северной и Центральной Евразии выделяется лишь одно Лавразийское царство, разделенное по листовой флоре на две флористических области: Ангарскую и Еврамерийскую [Добрускина, 1982]*, а по палинофлоре на три области: Ангарскую, Субангарскую и Еврамерийскую [Ярошенко, 1997]. Пояс умеренно-теплого климата занимал северную часть Ангарской области. Продвижение теплолюбивой флоры на север и ослабление флористической дифференциации отражали существенное уменьшение широтного климатического градиента в Лавразии, которое обусловило более постепенные переходы между всеми климатическими поясами.

В юго-восточной Австралии и Антарктиде раннетриасовое потепление проявилось в смене умеренно-холодного климата на "умеренно-прохладный", что определялось по характеру растительности и палеопочв [Retallack, 1999b; Retallack, Krull, 1999]. Учитывая то, что в предшествующий татарский век в Антарктиде располагались центры оледенений, можно думать, что амплитуда потепления в южных высоких широтах была тоже значительной. По оценкам в юго-восточной Австралии она составляла 6–11 °С [Retallack, 1999b], что могло бы соответствовать перемещению по широте приблизительно на 15°–20°.

Характерной особенностью обоих умеренных поясов Земли в раннем триасе было полное прекращение процессов угленакопления. В северном умеренном поясе это, по крайней мере частично, могло вызываться эпизодическим, возникновением засушливых обстановок, на что указывает присутствие пачек красноцветных отложений [Садовников, Орлова, 1997 и др.] и примесь пыльцы ксерофильных растений [Ярошенко, 1997]. Южный умеренный пояс был, очевидно, несколько более гумидным. Здесь в низах триаса встречаются углистые алевролиты, а красноцветные отложения появляются со среднего триаса [McLoughlin et al., 1997; Retallack, Krull, 1999].

Северный и южный теплые семиаридные пояса средних и высоких широт. В раннем триасе семиаридный климат распространился на средние и часть высоких широт (см. рис. 94). В результате этого оба семиаридных пояса Земли значительно расширились и их ширина достигала 40°. Как и в позднепермское время, эти пояса выделяются по распространению характерных красноцветных, местами гипсоносных, озерных и аллювиальных отложений, среди которых значительную роль играли отложения временных и блуждающих потоков, а также озер с непостоянной береговой линией и сезонных озер [Жарков, Чумаков, 2002]. Нередко в этих отложениях встречаются карбонатные красноцветные и частично оглеенные, пестроцветные палеопочвы [Чалышев, 1968; Твердохлебов, 1996; Beauchamp, 1995; Smith, 1990], а в Московской синеклизе – палыгорскитовые разновидности [Блом, 1972], которые в настоящее время довольно обычны в полупустынных областях. В южном Приуралье отмечаются признаки существования высокогорного оледенения в молодых герцинских Уральских горах [Твердохлебов, 1971].

Большая ширина семиаридных поясов обуславливала их климатическую неоднородность и сложную фитогеографическую структуру. Это особенно наглядно видно на примере лучше изученного северного семиаридного пояса. Северная его часть характеризовалась ангарской умеренно-теплолюбивой и сравнительно влаголюбивой флорой, центральная – смешанной ангарской и субангарской теплолюбивой, частично ксерофитной макро- и палинофлорой, а самая южная – смешанной субангарской и тропической аридной еврамерийской палинофлорой [Ярошенко, 1997] и макрофлорой [Добрускина, 1982], которая появляется здесь с оленекского века. Довольно постепенный переход между фитохориями и климатическими поясами подтверждает распространенное мнение о том, что широтный температурный градиент в начале триаса был

* Позже они были переименованы ею соответственно в Сибирскую и Евро-Синийскую флористические области [Dobruskina, 1994].

незначительным [Вахрамеев, 1985]. Это согласуется с однообразием фауны индских морских беспозвоночных, которые незначительно различались на всем пространстве от Верхоянья и Гренландии до Гималаев [Дагис, 1976; Невесская, 1999; Kozur, 1998].

Северный и южный аридные пояса низких широт. В индском веке эти пояса тоже несколько расширились, хотя и не столь сильно, как семиаридные (рис. 94). Аридный климат почти целиком охватил низкие широты обоих полушарий, за исключением горной страны Центральной Пангеи и гумидной зоны Тетиса, которая существенно сузилась в результате аридизации многих его побережий, а также Северокитайского и части Южнокитайского микроконтинентов. Аридные пояса характеризовались широким распространением красноцветных и пестроцветных пустынных, часто эоловых (с ископаемыми дюнами) и гипсоносных себховых отложений на суше (гл. 8), а также эвапорит-карбонатных гипсоносных платформ в прилежащих шельфовых морях. В континентальных отложениях очень часто встречаются карбонатные палеопочвы и калькреты, красноцветные и пестроцветные, со следами оглеения [Mader, 1992]. Примечательной особенностью аридных и семиаридных поясов индского века является отсутствие бассейнов соленакопления. При значительном увеличении общей площади засушливых областей это явление представляется труднообъяснимым.

О растительности, произраставшей в пределах рассматриваемых поясов, особенно в самом начале триаса, из-за малого количества местонахождений есть лишь скудные сведения. Индская палинофлора евромерийского облика обнаружена в некоторых районах северного аридного пояса [Ярошенко, 1997]. Больше найдено ископаемой флоры в отложениях оленекского века [Dobruskina, 1994; Ярошенко, 1997]. Эта флора, являющаяся типовой для раннетриасовой растительности Евромерийской области, включает (помимо обильных остатков космополитных плевромей) ксерофитные хвойные и некоторые другие растения "вольциевого" комплекса. Последний имеет много общих черт с верхнепермской цехштейновой флорой. Такое сходство позволяет интерполировать жаркие аридные климатические условия на индский век [Dobruskina, 1994]. Полагают, что евромерийская растительность не образовывала сплошного растительного покрова, а произрастала главным образом в оазисах и по побережьям морей [Вахрамеев, 1985]. В раннем триасе северный и южный аридные пояса, по-видимому, стали еще более засушливыми, чем ранее и превратились в непреодолимый барьер для тетрапод, "разорвав Терапсидную Гею" на ряд биохорий [Очев, 2000].

Пояс экваториального горного климата. За исключением некоторого смещения к северу этот пояс в раннем триасе скорее всего не претерпел заметных палеогеографических и климатических изменений и по-прежнему характеризовался сложной вертикальной климатической зональностью с аридными предгорьями.

Экваториальный гумидный пояс. Как уже отмечалось, обширная пермская тропико-экваториальная область гумидного климата в Тетисе существенно сократилась за счет аридизации северо-западных побережий Палеотетиса, северных микроконтинентов Катазиатской дуги и юго-западных побережий Неотетиса. Область гумидного климата превратилась в узкий приэкваториальный пояс, едва достигавший ширины 15° (рис. 94). О его гумидности свидетельствуют найденные в нижнетриасовых отложениях о. Хайнань остатки растений, являющихся несомненными потомками катазиатской гигантоптерисовой флоры, характеризовавшей тропические леса, а также местонахождения бокситов в Центральном Иране и Турции.

12.4. Перестройки климатической зональности

Сокращение площади оледенений и последующее их прекращение, расширение и смещение в более высокие широты семиаридных и аридных поясов, возникновение высокоширотных умеренных поясов существенно изменили характер климатической зональности на Земле. Особенно сильные преобразования произошли в пределах Пангеи. Они происходили в несколько этапов и достаточно быстро, что позволяет рассматривать их как климатические перестройки. Первая такая крупная перестройка произошла в середине сакмарского века, когда в южном полушарии резко сократился ледниковый пояс и столь же резко расширился аридный пояс и одноименные пояса (рис. 91, 92, см. вклейку IV). Вторая перестройка произошла, по-видимому, в кунгурское или уфимское время, когда южный ледниковый пояс распался и в обоих полушариях появились одноименные климатические пояса. Третья, очень крупная перестройка, произошла на рубеже перми и триаса. Она сопровождалась появлением высокоширотных умеренных поясов, сильным расширением семиаридных поясов и ознаменовала смену ледникового климата на безледниковый (рис. 94, см. вклейку IV). После каждой перестройки изме-

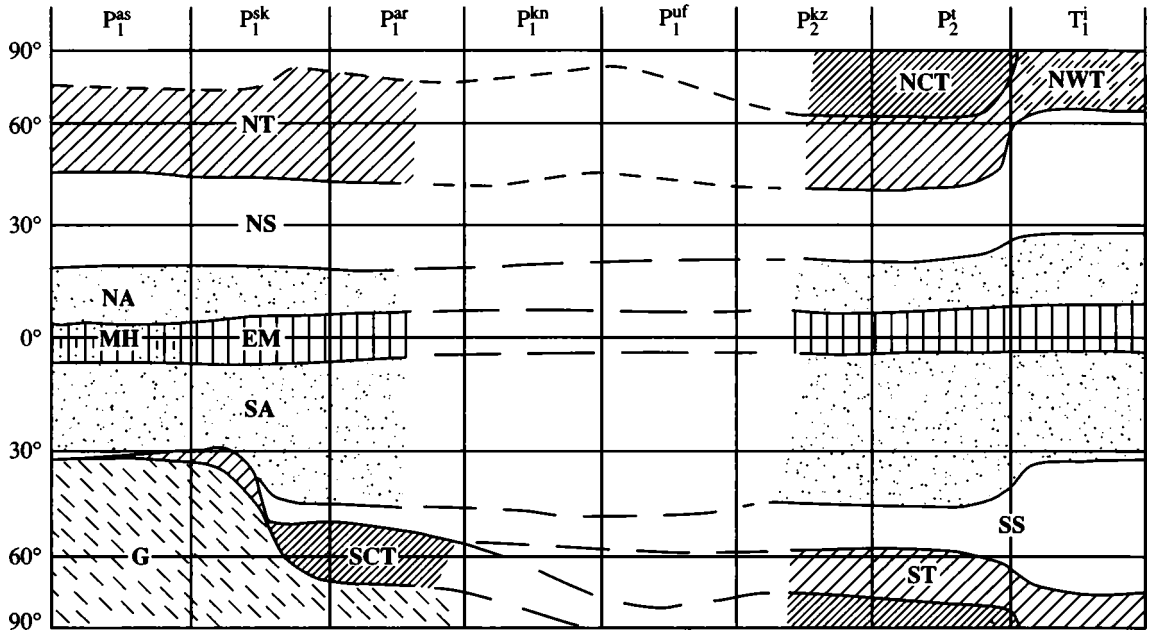


Рис. 95. Эволюция климатической зональности Пангеи в перми и раннем триасе

P_1^{as}, P_1^{sk}, P_1^{ar}, P_1^{kn}, P_2^{uf}, P_2^{kz}, P_2^{t}, T_1^{i} – века перми и раннего триаса. Климатические пояса: G – ледниковый; NCT, SCT – северный и южный умеренно-холодные; NT, ST – северный и южный умеренные; NWT северный умеренно-теплый; NS, SS – северный и южный семиаридные, NA, SA – северный и южный аридные, EM – экваториальный горный аридный; MH – экваториальный горный гумидный

нялся набор основных климатических поясов, их ширина и широтное положение, следовательно, и основные климатические параметры (рис. 95). Самые значительные преобразования происходили в высоких и средних широтах этого мегаконтинента. В низких географических широтах изменялась главным образом ширина поясов. Наиболее устойчивым климат был в тетическом секторе Земли, в котором в течение почти всей перми преобладал гумидный, весьма теплый тропический и экваториальный климат. Однако на границе перми и триаса область гумидного климата тоже сильно сократилась и сохранилась лишь в виде узкой приэкваториальной зоны (рис. 94, см. вклейку IV).

Перестройки климатической зональности отражали изменения глобального климата планеты. Тип климата, который существовал в перми следует квалифицировать как *ледниковый*, поскольку ледники и холодный климат в высоких широтах сохранялись до конца периода. Из этого следует, что до конца перми в океане сохранялась и психросфера. Подтверждением ее существования по меньшей мере до казанского века служит указание на присутствие сравнительно холоднолюбивых бореальных форм вордских конодонтов в придонных водах тропической зоны [Kozur, 1998]. Поэтому, очень вероятно существование психросферы и во время последующего похолодания, в конце перми. По характеру пермских оледенений можно выделить три вида ледникового климата. Ассельско-раннесакмарский может быть назван *климатом ледникового максимума* или *климатом великих оледенений*, поскольку в литературе такие ледниковые максимумы нередко именуются "великими оледенениями". Климат, существовавший в конце сакмарско-начале артинского веков, когда оледенение, ограничивалось высокими широтами, можно назвать *климатом ледниковых шапок*. Он был подобен современному климату, а также олигоцена и второй половины эоцена, когда в Антарктиде появились первые ледниковые покровы. Иногда в литературе ледниковые климаты подразделяют на *однополярные* и *биполярные*, в зависимости от того развиты они в одном полушарии или в обоих. Поскольку такое развитие оледенений зависит не столько от масштабов похолодания, сколько от наличия высокоширотных континентов (яркие примеры – однополярные великие оледенения позднего ордовика или перми), то термины *однополярное* и *биполярное оледенения* имеют скорее морфологический, описательный, а не климатический смысл. С конца ранней перми в полярных областях стал преобладать холодно-умеренный климат, хотя небольшие центры оледенений (возможно эпизодических) сохранялись в Антарктиде, а на севере Лавразии временами появлялись даже новые центры оледенений,

например в бассейне Колымы. Это время можно рассматривать как завершающую стадию гондванской гляциоэры, а соответствующий глобальный климат квалифицировать как *климат холодных полярных областей* или *холодных заполярий*. Климат раннего триаса был ярко выраженным безледниковым. По основным своим признакам такой глобальный климат может быть назван *безледниковым аридным*. С него началась длительная термоэра, которую было предложено называть сибирской [Чумаков, 1984].

С изменением глобального климата уменьшалась асимметрия климатической зональности по отношению к экватору. Некоторая асимметрия климатической зональности, по-видимому, вообще характерна для планет с атмосферой и гидросферой. Небольшая асимметрия отмечается на Земле и сейчас. Очевидно, что она в значительной степени связана с асимметричным расположением континентов и океанов, а в широком смысле слова, с асимметричной орографией планет вообще. Можно полагать, что климатическая асимметрия существовала на Земле всегда. Однако в крайней форме она проявлялась во время оледенений. Это особенно отчетливо показывает климатическая история перми и триаса. Раннепермские оледенения охватывали высокие и большую часть средних широт южных континентов и местами вплотную приближались к южной аридной зоне. В северном полушарии оледенений, по-видимому, не было, а если, как предполагали некоторые исследователи, ледники и возникали, то оледенение было совершенно незначительным. При почти том же расположении континентов и почти той же орографии симметрия климатической зональности на Земле при каждой климатической перестройке увеличивалась и окончательно восстановилась после исчезновения последних следов оледенений в конце перми (рис. 95). Это свидетельствует о двух важных свойствах климатической системы нашей планеты. Во-первых, о том, что сильная климатическая асимметрия может возникать лишь на холодной Земле, а во-вторых, что климатические системы северного и южного полушарий на Земле в достаточной мере автономны.

12.5. Динамика климатических изменений

В сложной истории климатических изменений в перми и раннем триасе следует различать их общую направленность (тренд) и наложенные на этот тренд многочисленные климатические колебания разных рангов. Если общая направленность климатических изменений достаточно хорошо улавливается на рассмотренных выше палеоклиматических реконструкциях, то для выявления более коротких колебаний необходим анализ стратиграфических разрезов. Наиболее ярко климатические колебания проявлялись в ледниковых разрезах в виде чередования ледниковых и межледниковых отложений. Во внеледниковых областях и безледниковых возрастных интервалах эти климатические колебания проявлялись как ритмичность в климатически зависимых осадках.

Общая направленность изменений. Главной тенденцией в рассматриваемый интервал геологической истории было потепление, которое изменило глобальный климат Земли – ледниковый климат позднего палеозоя сменился безледниковым климатом мезозоя. Сейчас можно более детально проследить сложный ход этого процесса. В ассельском и начале сакмарского века, во время ледникового максимума, обширное оледенение охватывало высокие и большую часть средних широт Гондваны, а также южные микроконтиненты Киммерийской дуги, которые, судя по строению разрезов, примыкали тогда к северной окраине Гондваны или располагались близко к ней. Во второй половине сакмарского века, после ряда осцилляций, ледники в результате потепления быстро отступили в высокие широты. Затем, в начале артинского века, отступление ледников замедлилось. В это время они занимали в основном южное заполярье. Таким образом, оледенение перешло в стадию полярной шапки, которая эпизодически расширялась, вторгаясь в средние широты. В это время там иногда возникали также местные центры оледенений [Visser, 1997]. Второе потепление и сокращение гондванских ледников видимо произошло в начале ранней перми, однако и в это время в Антарктиде, если судить по регулярному поступлению айсбергового материала в юго-восточную Австралию, оледенение еще сохранялось, а связанные с ним ледники испытывали неоднократные осцилляции [Eyles et al., 1997]. Последние фазы активизации гондванских ледников произошли в казанский и татарский века. В казанский век в юго-восточной Австралии эта активизация выразилась усилением ледового и ледникового разноса, расширением горного оледенения [Crowell, Frakes, 1971; Veevers et al., 1994; Crowell, 1999 и др.], а в самом конце перми – мерзлотными процессами [Retallack, 1999 a]. Это похолодание было очевидно глобальным и довольно значительным, поскольку приблизительно в это же время, в татарском ярусе, в

высоких широтах северного полушария большое распространение получили ледово-морские [Эпштейн, 1972] и марино-гляциальные отложения [Чумаков, 1994]. О глобальных масштабах похолодания в конце перми свидетельствует, кроме того, миграция высокоширотной морской фауны в средние и низкие широты, вымирание и сужение ареалов распространения ряда теплолюбивых форм в Тетисе [Kozur, 1998]. Оледенения на Земле прекратились в результате третьего резкого и сильного потепления, произошедшего на рубеже перми и триаса. За очень короткий период в высоких широтах северного полушария установился умеренно-теплый [Ziegler et al., 1993], возможно даже "тропический" [Dobruskina, 1994], климат, а в высоких широтах южного полушария – умеренный [Retallack, 1999 b]. Данное событие предполагает скачкообразное повышение среднегодовых температур в этих широтах на 8–15 °С. Даже в низких широтах повышение температуры вблизи границы перми и триаса могло составить 5 °С [Holser et al., 1989].

Параллельно и во взаимосвязи с общим потеплением Земли шла аридизация суши. Огромные размеры Пангеи, обширные герцинские горные пояса и хребты, часть которых располагалась на ее окраинах, затрудняли перенос влаги из океанов во внутриконтинентальные области мегаконтинента и изначально обусловили значительное развитие семиаридного и аридного климата в его низких широтах. На протяжении рассматриваемого отрезка геологической истории аридность Пангеи усиливалась, что неоднократно отмечалось ранее [Robinson, 1973; Parrish, 1995 и др.] и подкрепляется приложенными реконструкциями. Аридизация проявлялась в последовательном расширении и продвижении в средние широты аридных и особенно семиаридных поясов, в аридизации экваториальной горной области центральной Пангеи и сильном сужении ранее гумидной Тетической области в (рис. 91–95). Одной из очевидных причин аридизации были сильные глобальные потепления и неизбежно с ними связанное увеличение испаряемости. На это указывает то, что оба крупных потепления (в середине сакмарского века и вблизи границы перми и триаса) сопровождались скачкообразным расширением аридных и семиаридных поясов Пангеи, а после второго потепления аридизация захватила и тетический сектор Земли (сравните рис. 93 и 94). Если в начале ранней перми аридные и семиаридные пояса занимали около 40% суши, то после позднесакмарского потепления – 55%, а после потепления на границе перми и триаса – 80%. Другой очевидной причиной аридизации была последовательная регрессия внутренних морей Пангеи и связанное с этим исчезновение ближайших источников влаги во внутриконтинентальных областях этого мегаконтинента.

Некоторые исследователи главной причиной аридизации Пангеи считают развитие муссонной циркуляции, порожденной возникновением суперконтинента и его постепенным смещением к северу [Robinson, 1973; Parrish, 1995]. Действительно, существование огромных массивов суши Пангеи должно было определять значительную роль сезонных перемещений областей высокого и низкого давления и связанных с ними муссонов. Особенно большую роль муссоны должны были бы играть в Южном полушарии, где массив гондванской суши почти в 1,5 раза превышал по площади и в поперечнике (вдоль 30°) современную Евразию. Немногим уступала Гондване по своим размерам и лавразийская часть Пангеи. Близость теплого океана, располагавшегося в тропических и экваториальных широтах, к огромным массивам подветренной суши должна была способствовать усилению муссонов и расширению областей их влияния. Исходя из этих соображений и математических моделей, некоторые исследователи назвали эти муссоны мегамуссонами [Kutzbach, Gallimore, 1989]. Однако палеоклиматические реконструкции только частично подтверждают мнение об исключительно большой роли муссонов в климате перми и раннего триаса. Область сильного воздействия муссонов в значительной мере ограничивалась побережьями Тетиса. Влияние муссонов не просматривается на протяжении большей части перми и раннего триаса даже в межгорных впадинах и южных предгорьях высокогорной области Центральной Пангеи, в пределах которой, согласно существующим представлениям и результатам математического моделирования пермского климата [Kutzbach, Ziegler, 1993; Barron, Fawcett, 1995], должна была выпадать основная часть влаги приносимой муссонами. Только в самом начале перми (ассельское и раннесакмарское время, отен, вольфкемп), когда в предгорьях горной области еще существовали морские заливы, в горах и предгорьях Центральной Пангеи эпизодически возникал гумидный климат. Эта молодая горная страна и многочисленные молодые окраинные хребты, окаймлявшие Лавразию с юга, юго-востока и северо-востока лежали на пути летних муссонов и препятствовали их глубокому распространению в Лавразию. На подветренных склонах гор муссоны, связанные с нижней

тропосферой, теряли основную часть переносимой влаги. Поэтому в дождевой тени этих гор, а также в тропических широтах Лавразии преобладал аридный климат (рис. 91–94, см. вклейку IV). Признаки периодического летнего увлажнения наблюдаются иногда в отложениях семиаридного пояса, располагавшегося севернее. Это позволяет полагать, что муссоны достигали внутренних районов Лавразии в сильно ослабленной форме и эпизодически. Следы сезоновлажного климата обнаруживаются и в южной, гондванской части Пангеи в виде пояса семиаридного климата, однако глубокому проникновению муссонов в ее пределы, по-видимому, в ассельско-раннесакмарское время препятствовал круглогодичный максимум высокого атмосферного давления над ледниковым поясом. Позднее муссоны могли сдерживаться двумя областями повышенного давления: тропической в северной части Гондваны, а южнее над полярной ледниковой шапкой.

Климатические колебания. Общепризнанно, что позднепалеозойский ледниковый период, начавшийся в среднем карбоне и закончившийся в поздней перми, имел несколько главных максимумов. Однако в отношении их числа и возраста мнения исследователей расходятся. В Южной Африке Д. Фиссер насчитывает в карбоне и ранней перми четыре максимума: 1 – среднекарбоновый (до позднемосковский); 2 – верхнекарбоновый (среднестефанский); 3 – раннеассельский; 4 – раннесакмарский [Visser, 1997]. По этим данным средняя длительность позднепалеозойских ледниково-межледниковых циклов может быть оценена в 12–14 млн лет и они квалифицированы как длинные климатические колебания. Недавно в позднем палеозое Намибии также было выделено четыре ледниковых максимума, но они датируются иначе, от московского до начало ассельского века [Stollhofen et al., 2000]. В этом случае длительность ледниково-межледниковых циклов должна быть оценена в 6–8 млн лет. Другие исследователи выделяют в позднепалеозойском ледниковом периоде три максимума (намюрский, самый крупный стефанско-раннесакмарский и небольшой кунгурско-казанский [Veevers, Powell, 1987] или два максимума (в среднем карбоне и в ассельско-сакмарское время [Frakes et al., 1992]. В последнем случае авторы без аргументации денонсируют свое прежнее мнение о проявлении казанских оледенений в Австралии.

Из приведенного обзора достаточно хорошо видно, что в позднем палеозое наиболее ясно выражены четыре ледниковых максимума – два в карбоне (среднем и позднем) и два в перми (очень крупный ассельско-раннесакмарский и небольшой казанско-татарский). Они образуют ледниково-межледниковые циклы со средней продолжительностью порядка 20 млн лет и могут быть квалифицированы как длинные климатические колебания.

Более короткие, климатические колебания фиксируются во многих ледниковых разрезах перми. Одним из лучших является разрез ассельско-раннесакмарской свиты Лайонс в Западной Австралии, представленный морино-гляциальными отложениями мощностью до 2,5 км. В нем содержится четыре или пять крупных ледниковых пачек, разделенных межледниковыми отложениями [Condon, 1967; Dickins, 1985]. Исходя из приблизительной длительности стратиграфического интервала, средний период климатических циклов включавших оледенения и межледниковья можно оценить в данном разрезе в 2–5 млн лет [Chumakov, 1985]. Сходные ледниковые осцилляции фиксируются в свите Тиллит Уинъярд в Тасмании, которая состоит из девяти пачек тиллитов, разделенных отложениями с морской фауной [Spry, Banks, 1962]. В Южной Америке, в группе Итараре, также наблюдается неоднократное (как минимум, семикратное [Rocha-Campos et al., 1999]) чередование мариногляциальных и континентальных фаций, отражающее ледниковые и межледниковые эпизоды, причем последние из них в ряде случаев сопровождались угленакоплением. По своей длительности данные климатические колебания можно квалифицировать как среднепериодические.

В каждой крупной ледниковой пачке свиты Лайонс выделяется по четыре-шесть более мелких ледниковых подразделения, которые тоже отделены друг от друга неледниковыми отложениями [Condon, 1967]. Отвечающие им более короткие климатические циклы имели среднюю длину периодов между 350–900 тыс. лет [Chumakov, 1985; Veevers, Powell, 1987]. Эта цифры близки к большим орбитальным вариациям Земли и могут быть отнесены к разряду коротких климатически колебаний.

Полный разрез пермских мариногляциальных отложений детально описан в юго-восточной Австралии [Eyles et al., 1998]. Сюда, как полагают, в основном из Антарктики приплывали айсберги. Этот стратиграфический разрез охватывает отложения от нижней части сакмарского до нижней части кунгурского яруса включительно. В нем выделяются две толщи со следами интенсивного айсбергового и ледового разноса. Они разделены интерва-

лом, в котором следы ледникового разноса отсутствуют или весьма незначительны. Среднюю продолжительность формирования каждого из этих трех подразделений можно грубо оценить в 8 млн лет, а цикл охватывающий усиление и ослабление айсбергового и ледового разноса в 15–16 млн лет. Эти циклы сопоставимы с длинными климатическими колебаниями. Если стратиграфический объем формации Снаппер Поинт, верхнюю часть которой слагает верхняя ледниковая толща, определен верно как нижняя часть кунгурского яруса, то время формирования этой толщи может быть приблизительно оценено в 1,5–2 млн лет. Эта толща содержит две ледниковые пачки, разделенные перерывом. Можно полагать, что эти пачки отвечают двум ледниковым фазам, а перерыв – одной межледниковой, т.е. в целом 1,5 климатическим циклам. Средняя продолжительность соответствующих ледниково-межледниковых циклов в этом случае составляла около 1–1,5 млн лет, т.е. они отвечают среднепериодическим климатическим колебаниям. В целом верхняя ледниковая толща содержит не менее сорока индивидуальных пластов с дропстоунами, разделенных интенсивно биотурбированными песчаниками и алевролитами. Продолжительность соответствующих этому чередованию климатических циклов составляет порядка 40–50 тыс. лет. Таким образом, эти циклы по своей продолжительности были близки к миланковичским. Исследователи этого разреза считают, что данные циклы напоминают плейстоценовые "события Хейнрича" [Eyles et al., 1997].

Длинные климатические колебания проявлялись не только в ледниковых областях, но и в общей перестройке климатической зональности. С ними были связаны возникновение и деградация ледниковых центров и покровов, расширение и широтные смещения климатических поясов, о которых говорилось в предыдущей главе. Во внеледниковых областях позднего палеозоя в некоторых разрезах особенно наглядно фиксируются короткие климатические колебания. С гляциоэвстатическими колебаниями, в частности, связываются позднепалеозойские циклотемы, которые установлены в Северной Америке, Европе, Африке и других регионах. Особенно детально циклотемы изучены в Северной Америке [Crowell, 1999]. На востоке последней некоторые циклотемы прослежены от Канзаса до Пенсильвании, на территории более, чем 2000 км в поперечнике. Здесь в стратиграфическом интервале от намюра до ранней казани насчитывается более 100 циклотем. Амплитуды эвстатических колебаний при образовании циклотем оцениваются от 80 м до более чем 100 м. Из приведенных данных следует, что средняя продолжительность одного гляциоэвстатического цикла была не более 0,7–0,8 млн лет. Судя по амплитудам гляциоэвстатических колебаний, масштабы осцилляций ледниковых покровов в перми были соизмеримы с плейстоценовыми и могут быть квалифицированы как короткие климатические колебания. Более детальный анализ разрезов, например, интервала гжельский – сакмарский яруса в Техасе, показывает, что в них удается установить цикличность с полным набором миланковичских периодов: в 17, 21, 34, 43, 95–131 и 413 тыс. лет [Yang, Kominz, 1999]. В некоторых разрезах наряду с короткими колебаниями фиксируются и еще более мелкие, ультракороткие климатические колебания. Например, в том же Техасе, в эвапоритовой свите Кэстил, серия Очоа (верхнетатарский подъярус) обнаружена ритмичность, которую связывают с климатическими осцилляциями в 200, 100, 20, а также в 2,7 тыс. лет и в 200 лет [Anderson, Dean, 1995]. Первые три из этих периодов близки к орбитальным периодам Миланковича, а последние два соответственно к большому и двухвековому циклам солнечной активности [Васильев и др., 1999; Chumakov, 2002].

Осцилляции придавали быстрым климатическим изменениям пермского периода еще большую динамичность, особенно во время оледенений. Высокие скорости наступлений и еще большие скорости деградаций (терминаций) ледниковых покровов хорошо известны по плейстоценовым оледенениям. Они вызывали стремительные с геологической точки зрения (сотни и первые тысячи лет, некоторые авторы допускают, что несколько десятков лет) экологические изменения субглобального масштаба. Сходные события происходили, по-видимому, и во время пермских оледенений. Об этом свидетельствуют многочисленные примеры чередования ледниковых и межледниковых отложений. Оба упоминавшихся главных потепления перми весьма напоминают ледниковые терминации, хотя установить их истинные временные масштабы еще не возможно. Длительность биотических и геохимических событий, связанных с потеплением вблизи границы перми и триаса, оценивается сейчас соответственно в менее, чем 60 тыс. лет (возможно менее 8 тыс. лет) для морской биоты и менее 30 тыс. лет для наземной [Rampio et al., 2000; Twitchett et al., 2001].

12.6. Причины климатических изменений

Многие исследователи считают, что главной [Crowell, 1999 и др.] или одной из важных [Parrish, 1995; Ziegler et al., 1997; Rees, 2002] причин оледенений, их деградации, общего потепления и вообще пермских-раннетриасовых климатических изменений был дрейф континентов. Считается, что оледенение возникло, когда южная Гондвана расположилась на полюсе. Деградация же оледенения была вызвана северным дрейфом Гондваны и всей Пангеи, поскольку в результате этого полюс переместился из Антарктиды в прилежащий океан. Такая точка зрения плохо согласуется с имеющимися геодинамическими и палеогляциологическими данными. Судя по последним опубликованным глобальным реконструкциям, Пангея за пермский период лишь немного сместилась к северу [Golonka et al., 1994; Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1997; 1998]. Южный край Восточной Антарктиды, например, в течение ранней перми отодвинулся от южного полюса менее чем на 3°, а за весь пермский период – максимум на 10°. Северо-восточная Азия и Северная Америка за это время, наоборот, приблизились к северному полюсу. Их северные побережья переместились с 75° и 48° с. п-ш. до 88° и 58° с. п-ш. соответственно, сместившись приблизительно на 10°–15°. Наиболее благоприятные условия для развития оледенений и, соответственно, центры всех фанерозойских оледенений располагались в 15°–20° от полюса [Smith, 1997], поэтому предполагаемые перемещения Антарктиды не могли вывести ее за пределы зоны наиболее благоприятной для существования оледенений и привести к исчезновению ледников и последующему глобальному потеплению. Кроме того, дрейф континентов является процессом медленным, постепенным и в пределах рассматриваемых отрезков времени однонаправленным, поэтому мало вероятно, что он мог вызывать неоднократные скачкообразные потепления и тем более климатические осцилляции. Сравнительно небольшое и медленное перемещение Пангеи к северу, по-видимому, вызывало постепенное региональное похолодание в высоких широтах северного полушария*. Учитывая скорость, масштабы и определенную независимость дрейфа континентов, естественно предположить, что он скорее оказывал медленное и эволюционное влияние на региональные климаты. Такой региональный эффект имело, по-видимому, раскрытие в середине перми океана Неотетис и возникновение в нем нового южного антициклонического круговорота (гира), который мог способствовать дополнительному переносу тепла из низких в высокие южные широты вдоль восточного побережья Пангеи. Естественно, то среднепермский гир не может объяснить предшествующее ему среднесакмарское потепление и самое крупное отступление ледников. С ним, очевидно, было связано постепенное более позднее региональное потепление. Кроме того, учитывая упомянутую автономность климатических систем полушарий Земли, можно ожидать, что возникновение неотетического гира повлияло лишь на северную Индию и западную Австралию**.

Другие палеогеографические изменения, зафиксированные в перми – раннем триасе, должны были произвести эффекты обратные потеплению. Регрессии в морях и аридизация могли вызвать лишь похолодания в связи с увеличением альбедо Земли. Вздымание суши и рост горных сооружений привели бы тоже к похолоданию из-за отрицательного высотного температурного градиента. Достаточно вспомнить, что климат Тибета соответствует зимой климату равнинных регионов расположенных на 10°, а летом – на 25° севернее. Вздымание суши вообще и Тибета с Гималаями, в частности, рассматривается, как одна из главных причин позднекайнозойских оледенений [Ruddiman, Kutzbach, 1991; Raymo, 1994; Ruddiman, 1997]. Хотя с этим мнением трудно согласиться полностью, охлаждающее влияние горообразования несомненно.

Что касается оледенений, то горообразование не могло быть их определяющей причиной. Корреляции ледниковых и тектонических событий свидетельствуют о том, что максимумы всех фанерозойских оледенений, в том числе и пермских, на несколько млн и десятки млн лет предшествовали максимумам орогенической активности [Чумаков, 2001]. Более того, с усилением орогенеза совпадают деградации и терминации оледенений. Это хорошо видно на пермском и других фанерозойских примерах. С сакмарского века до конца перми оледенение, осциллируя, последовательно сокращалось, а интенсивность орогенических фаз в это время столь же последовательно увеличивалась от астурийской до мак-

* Этим объясняется, по-видимому, длительное похолодание с середины перми в Свердрупском бассейне [Beauchamp, Baud, 2002] и частично уже упоминавшееся похолодание в конце периода на северо-востоке Азии.

** Вспомним значительно более тепловодный характер фауны Индийской провинции Гондванского царства [Руннегар, 1984].

симальной пфальцской фазы, завершившей в верхней перми герцинский тектонический цикл. Эта фаза отличалась не только наибольшими деформациями, но также максимальными для фанерозоя масштабами гранитообразования и регионального метаморфизма [Хаин, Сеславинский, 1994]. Следовательно, горообразование не было главной причиной пермских оледенений.

В то же время устанавливается определенная корреляция между климатом и характером вулканической активности на Земле [Чумаков, 2001]. Серия позднепалеозойских оледенений произошла в период повышенной активности островодужного вулканизма, максимум которого совпал с максимальными оледенениями в конце карбона – начале перми. Одновременно с этим произошло ослабление основного мантийно-плюмового вулканизма. Интенсивность островодужного и вообще надсубдукционного вулканизма существенно снизилась в поздней перми во время завершения серии позднепалеозойских оледенений и пфальцкой фазы орогенеза. Такая последовательность событий, повторявшаяся в фанерозое трижды, позволяет полагать, что оледенения вызывались "вулканическими зимами" – долговременным снижением прозрачности атмосферы в периоды усиления эксплозивных извержений, связанных с островными дугами и вулканическими краевыми поясами. Снижение интенсивности эксплозивного и относительное усиление мантийно-плюмового вулканизма вело к увеличению прозрачности атмосферы и содержания в ней парниковых газов и, как суммарное следствие, к положительному сдвигу в тепловом балансе поверхности Земли [Чумаков, 2001]. В конце перми появились и дополнительные источники парниковых газов. Во-первых, значительное усиление регионального метаморфизма и гранитообразования во время пфальцкой тектонической фазы вызвало в зонах коллизии массовое окисление рассеянного органического углерода и его скоплений, а также разложение карбонатов в карбонатно-терригенных осадочных породах. Во-вторых, начавшийся размыв осадочных толщ в орогенах и окисление рассеянного в них органического углерода и его скоплений стало тоже источником CO_2. В-третьих, положительные обратные связи, вызванные началом потепления биосферы, привели к каскаду процессов ускоряющих, усиливающих и делающих потепление необратимым [Чумаков, 1995; Chumakov, 2002]. Главнейшими среди этих процессов были глобальная дегазация психросферы и разрушение газогидратных скоплений, а также увеличение содержания водяных паров в атмосфере.

В результате грандиозных вспышек основного вулканизма на границе перми и триаса на востоке Евразии (сибирские траппы, базальты Емишань и ряд других) особенно возросли процессы эндогенной дегазации. Они были связаны с возникновением мантийного плюма и ряда крупных внутриконтинентальных рифтов [Nikishin et al., 2002]. Во время этих вспышек за короткое время в атмосферу поступило большое количество парниковых газов, вызвавших последнее резкое потепление.

Причины прогрессивной аридизации Земли за рассматриваемый интервал геологической истории уже рассматривались в разделе 12.5. Здесь напомним только, что одной из главных ее причин наряду с регрессией, огромными размерами мегаконтинента и изоляцией его внутриконтинентальных районов от влияния океанов было потепление, особенно на границе перми и триаса, которое проявилось в резком расширении аридных и семиаридных климатических поясов.

12.7. Пермо-триасовый климат и биосферные события

В пермском периоде отмечается ряд биотических событий. Во-первых, частичное вымирание нескольких групп морских беспозвоночных в конце сакмарского века и их радиация в кунгурском веке [Walliser, 1995; Левен и др., 1996]. Во-вторых, аналогичное вымирание в конце мидийского – начале джульфинского веков [Walliser, 1995; Левен, Корчагин, 1996]. Эти три события некоторые исследователи считают результатом регрессий и трансгрессий [Левен и др., 1996; Левен, Корчагин, 1996]. Самым важным событием в рассматриваемом интервале геологической истории было массовое вымирание вблизи границы перми и триаса, которое, как известно, являлось крупнейшим вымиранием, случившимся в фанерозое и охватившим многие группы морских и наземных организмов. Напомним, что с биотическим кризисом совпали некоторые седиментационные события (резкое расширение аридных и семиаридных областей, паузы в угле- и соленакоплении) и изотопные аномалии (^{13}C, ^{18}O, ^{34}S, $^{87}Sr/^{86}Sr$), что свидетельствует об общих биосферных масштабах событий. Этот кризис вызывает огромный интерес, интенсивно и всесторонне изучается и ему посвящено множество публикаций. Относительно его причин создано много гипотез, от космических (космическая радиация, падение асте-

роида или кометы) до геохимических – изменение состава морской воды или атмосферы [Ervin, 1995; Berner, 2002 и др.]. Большинство гипотез, опираясь на данные о кратковременности кризиса и исключительно больших его масштабах, предполагает, что он тоже был вызван явлением исключительным и кратковременным.

Представляется, что такой подход не является единственно возможным. В открытых сложных системах, находящихся в квазиравновесном состоянии как биосфера, кризис может быть результатом сравнительно небольших, но длительно накапливающихся изменений (бифуркаций). В рассматриваемом случае на предшествующие кризису постепенные негативные изменения указывает то, что во многих группах морских беспозвоночных последовательное снижение разнообразия отмечается с конца ранней или со средней перми [Ervin, 1995]. Это свидетельствует о том, что во второй половине перми какой-то неблагоприятный для биоты и длительно действующий фактор непрерывно, хотя и неравномерно, усиливался. Естественно, подозрение падает на палеогеографические условия и, в первую очередь, на климатические изменения, которые в поздней перми в общем были неблагоприятными: усиливающаяся аридизация, сокращение континентального стока, доминирование огороженного горами мегаконтинента.

Климатические изменения, в основном температурные, уже не раз привлекались для объяснения этого кризиса [Stanley, 1989; Stanley, Yang, 1994]. Постепенные климатические изменения могли подготовить кризис, а резкое потепление – затем спровоцировать его. Предварительное снижение биотического разнообразия, очевидно, подготовили два фактора. Главным могла быть длительная и все усиливающаяся аридизация Пангеи. Она непосредственно воздействовала на континентальную биоту и длительное время ослабляла ее. Снижение континентального стока биогенных элементов в моря, связанное с прогрессирующей аридизацией Пангеи, ослабляло также морскую биоту. Второй, параллельно и длительно действующей, климатической причиной снижения биотического разнообразия могло быть постепенное сокращение числа биохорий [Schopf, 1979], в данном случае их укрупнение в результате прогрессивного ослабления в перми климатической дифференциации на огромном мегаконтиненте Пангея.

Что касается самого пермо-триасового кризиса, то он был не только сильным, но по геологическим меркам весьма быстрым. Его продолжительность оценивается в первые сотни или десятки тыс. лет (возможно менее 8 тыс. лет [Rampino et al., 2000; Twitchett et al., 2001]). Сильными и стремительными представляются одновременно произошедшие потепления и связанное с ними расширение аридных и семиаридных поясов. Это явно указывает на взаимосвязь между климатическими событиями и кризисом. Главной первопричиной потепления на границе перми и триаса, как уже говорилось, была, очевидно, вспышка основного мантийного – плюмового вулканизма, которая повлекла за собой дегазацию океана и разрушение залежей газогидратов. Существенное повышение содержания метана в атмосфере на границе перми и триаса подтверждается некоторыми геологическими данными [Krull, Retallack, 2000] и является наиболее вероятной причиной аномалии ^{13}C согласно специально проведенному количественному моделированию цикла углерода и аномалии ^{13}C для разных сценариев кризиса [Berner, 2002]. Это моделирование предполагает также дополнительное участие вулканических источников CO_2.

Быстрое изменение температуры среды обитания само по себе могло оказаться губительным для многих представителей ослабленной биоты, тем более, что оно сопровождалось быстрой и широкой аридизацией со всеми упоминавшимися последствиями для наземной и морской биот. Но не исключено также, что быстрые климатические изменения могли быть последним толчком для начала кризиса в биоте, уже находившейся в предкризисном состоянии. Резко усилившийся дефицит биогенных питательных элементов мог вызвать нарушение и крушение всей трофической пирамиды в морях [Жарков, Чумаков, 2001].

Ряд исследователей полагает, что непосредственной причиной кризиса могли быть кратковременные регрессии [Valentine, 1973; Ross, Ross, 1995] или просто частые колебания уровня моря [Hallam, Wignall, 1999], развитие аноксии [Wignall, Hallam, 1992; Isozaki, 1997; Брагин, 2000] или иные неблагоприятные события [Ervin, 1995]. Не исключено, что эти события могли, каждое в отдельности или в сочетании, стать спусковым крючком подготовленного ранее кризиса.

Выводы

1. На протяжении перми на Земле произошел переход от ледникового типа климата к безледниковому и соответственно переход от холодной биосферы к теплой биосфере.

Berner R.A. Examination of hypotheses for the Permian-Triassic boundary extinction by carbon cycle modelling // Proc. Nat. Acad. Sci. US. 2002. Vol. 99, N 7. P. 4172–4177.

Bourman R.P., Alley N. Permian glaciated bedrock surfaces and associated sediments on Kuagaroo Island, South Australia: Implications for local Gondwanan icemass dynamics // Austral. J. Earth Sci. 1999. Vol. 45, N 4. P. 523–531.

Breivik A.J., Gudlaugssson S.T., Faleide J.I. Ottar Basin, SW Barents Sea: A major Upper Palaeozoic rift basin containing large volumes of deeply buried salt // Basin Res. 1995. Vol. 7, N 4. P. 299–312.

Broutin J., Doubinger J., Hamet M.O., Lang J. Palynologie comparee du Permien nigerien (Afrique occidentale) et Peritethysien: Implications stratigraphiques et phytogeographiques // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1990. Vol. 66. P. 243–261.

Broutin J., Roger J., Platel J.P. et al. The Permian Pangea: Phytogeographic implications of new paleontological discoveries in Oman (Arabian Peninsula) // C.r. acad. sci. Ser. IIa. 1995. Vol. 321. P. 1069–1086.

Bustin R.M. Cold-temperature peats and coals: Their sedimentology and composition // Late Glacial and Postglacial environmental changeś / Ed. I.P. Martini. N.Y.; Oxford: Oxford Univ. press, 1997. P. 294–310.

Cahen L., Lepersonne J. Late Palaeozoic tillites of the Congo Basin in Zaire // Earth's Pre-Pleistocene glacial record / Ed. M.J. Hambrey et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1981. P. 43–47.

Cassinis G., Toutin-Morin N., Virgili C. A general outline of the Permian continental basins in Southwestern Europe // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. C. 137–157.

Chumakov N.M. Glacial events of the past and their geological significance // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. Vol. 51. P. 319–346.

Chumakov N.M. One-way and quasi-periodic climate changes: Geologic evidence // Russ. J. Earth Sci. 2002. Vol. 4. P. 277–299.

Condon M.A. The geology of the Carnarvon Basin, W. Australia // Stratigraphy. Canberra, 1967. Pt 2: Permian. P. 191. (Bur. Miner. Resources, Geol. Austral. Bull.; Vol. 77).

Crowell J.C. The ending of the Late Paleozoic ice age during the Permian period // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. P. 62–74.

Crowell J.C. Pre-Mesozoic ice ages: Their bearing on understanding the climate system // Geol. Soc. Amer. Mem. 1999. N 192. P. 1–106.

Crowell J.C., Frakes L.A. Late Paleozoic glaciation. IV. Australia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82. P. 2515–2540.

Cuneo N.R. Permian phytogeography in Gondwana // Palaeogrogr., Pallaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. Vol. 125. P. 75–104.

Deynoux M., Miller J.M.G., Domack E.W. et al. (ed). Earth's glacial record. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1994. P. 266.

Dickins J.M. Late Lalaeozoic glaciation // BMR J. Austral. Geol. and Geophys. 1985. Vol. 9. P. 163–169.

Dickins J.M. Problems of Late Paleozoic glaciation in Australia and subsequent climate in the Permian // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. Vol. 125. P. 185–197.

Dobruskina I.A. Triassic floras of Eurasia. Wien; N.Y.: Springer, 1994. 422 p.

Embry A.E., Beauchamp P., Glass D.J. (ed.). Pangea: Global environments and recources. Calgary, 1994. 982 p. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; N 17).

Erwin D.H. The End-Permian mass extinction // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995a. Vol. 1. P. 20–34.

Eyles N., Eyles C.H., Gostin V.A. Iceberg rafting and scouring in the Permina Shoalhaven Group of New South Wales, Australia: Evidence of Heinrich-like events? // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1997. Vol. 136. P. 1–17.

Eyles C.H., Eyles N., Gostin V.A. Facies and allostratigraphy of high-latitude glacially influenced marine strata of the Early Permian Southern Sydney Basin // Sedimentology. 1998. Vol. 45, N 1. P. 121–161.

Eyles N., Young G.M. Geodynamic controls on glaciation in Earth history // Earth's glacial record / Ed. M. Deynoux et al. Cambridge: Cambridge Univ. press. 1994. P. 1–28.

Fluteau F. et al. The Late Permian climate: What can be inferred from climate modelling concerning Pangea scenarios and Hercynian range altitude? // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2001. Vol. 167, N 1/2. P. 39–71.

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

Frakes L.A., Francis J.E., Syrtus J.I. Climate modes of the Phanerozoic. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1992. 274 p.

Franca A.B. Itarare Group: Gondwanan Carboniferous-Permian of the Parana Basin, Brazil // Earth's glacial record / Ed. M. Deynoux M. et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1994. P. 70–82.

Freiwald A. Modern nearshore cold-temperate calcareous sediments in the Troms District, Norhern Norway // J. Sediment. Res. 1998. Vol. 68, N 5. P. 763–776.

Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps // Pangea: Global environments and resources / Ed. A.F. Embry et al. Calgary, 1994. P. 1–48. (Cad. Soc. Petrol. Geol. Mem. N 17).

Grunt T.A., Shi G.R. A hierarchical framework of Permian global marine biogeography // Proc. XXX Intern. geol. congr. 1997. Vol. 12. P. 2–17.

Guerra-Sommer M., Cazzulo-Klepzig M., Mendonsa Filho J.G. Vegetation changes Parana Basin, Permian, South Brazil // Abstr. XIV ICCP. conf. 1999. P. 49.

Hallam A., Wignall P.B. Mass extinctions and sea-level changes // Earth Sci. Rev. 1999. Vol. 48, N 4. P. 217–250.

Herbert C. Late Palaeozoic glaciogenic sediments of the southern Sydney Basin, New South Wales // M.J. Hambrey, W.B. Harland, N.M. Chumakov et al. (Eds.). Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge. Univ. Press. 1981. P. 488–491.

Holsewr W.T., Schonlaub H.P. et al. A unique geochemical record at the Permian/Triassic boundary // Nature. 1989. Vol. 337. Vol. 337, N 6202. P. 39–44.

Isbell J.S., Cuneo N.R. Depositional framework of Permian coal-bearing strata, southern Victoria Land, Antarctica // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. Vol. 125. P. 217–238.

Isbell J.S., Seegers G.M., Gelhar G.A. Upper Paleozoic glacial and postglacial deposits, central Transantarctic Mountains, Antarctica // Late Glacial and Postglacial environmental changes. Ed. I.P. Martini / N.Y.; Oxford: Oxford Univ. press, 1997. P. 230–242.

Isozaki I. Permi-Triassic syperanoxia and stratified syperocean: Records from Lost Deep Sea // Science. 1997. Vol. 276, N 11. P. 235–238.

Kiessling W., Flügel E., Golonka J. Paleoreef maps: Evaluation of a comprehensive database on Phanerozoic reefs // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1999. Vol. 83, N 10. P. 1552–1587.

Kozur H.W. Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. Vol. 143. P. 227–272.

ПАЛЕОПЕДОЛОГИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ КАРТЫ ПЕРМИ И РАННЕГО ТРИАСА

(рис. 90–94)

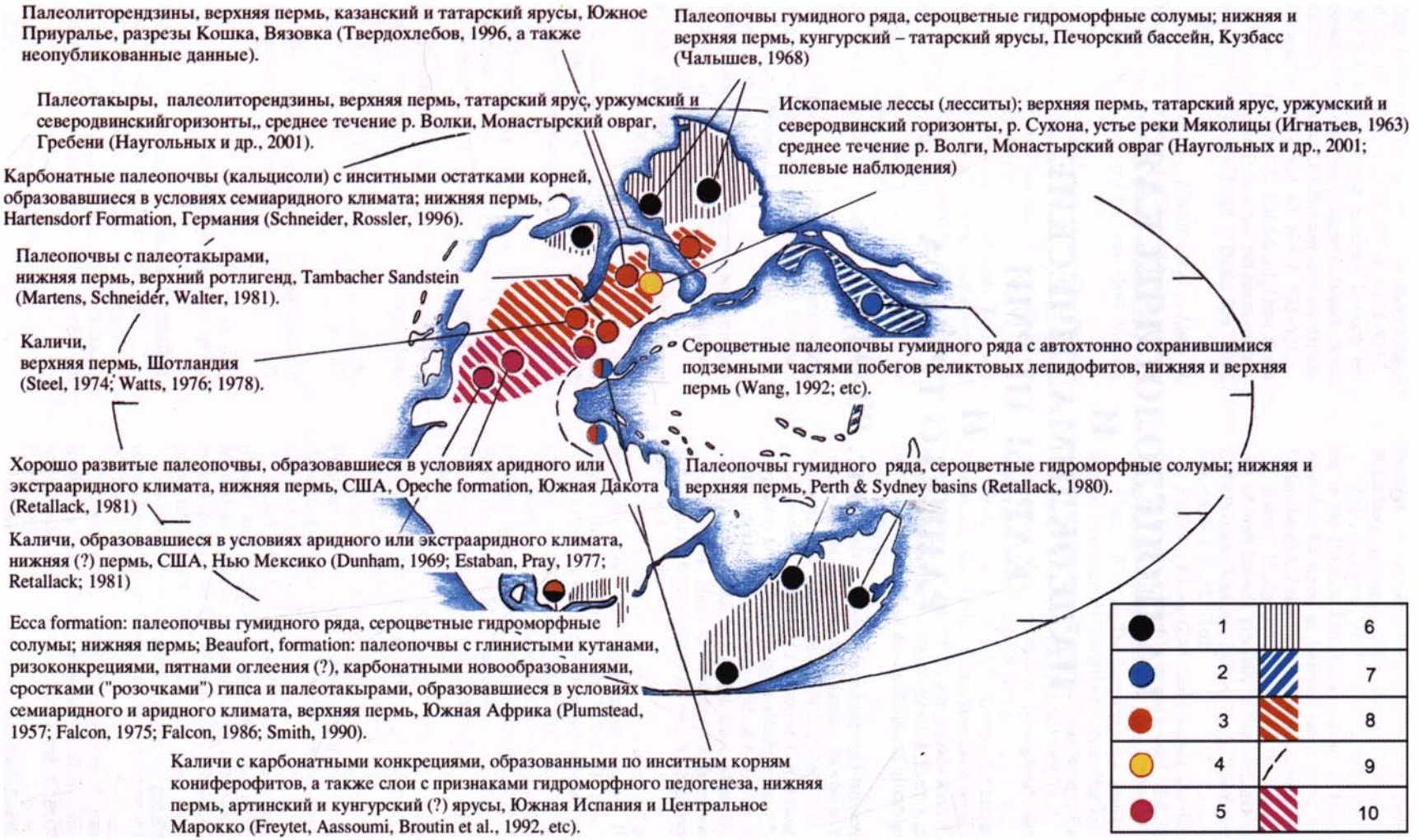

Палеолиторендзины, верхняя пермь, казанский и татарский ярусы, Южное Приуралье, разрезы Кошка, Вязовка (Твердохлебов, 1996, а также неопубликованные данные).
Палеотакыры, палеолиторендзины, верхняя пермь, татарский ярус, уржумский и северодвинскийгоризонты,, среднее течение р. Волки, Монастырский овраг, Гребени (Наугольных и др., 2001).
Карбонатные палеопочвы (кальцисоли) с инситными остатками корней, образовавшиеся в условиях семиаридного климата; нижняя пермь, Hartensdorf Formation, Германия (Schneider, Rossler, 1996).
Палеопочвы с палеотакырами, нижняя пермь, верхний ротлигенд, Tambacher Sandstein (Martens, Schneider, Walter, 1981).
Каличи, верхняя пермь, Шотландия (Steel, 1974; Watts, 1976; 1978).
Хорошо развитые палеопочвы, образовавшиеся в условиях аридного или экстрааридного климата, нижняя пермь, США, Opeche formation, Южная Дакота (Retallack, 1981)
Каличи, образовавшиеся в условиях аридного или экстрааридного климата, нижняя (?) пермь, США, Нью Мексико (Dunham, 1969; Estaban, Pray, 1977; Retallack; 1981)
Ecca formation: палеопочвы гумидного ряда, сероцветные гидроморфные солумы; нижняя пермь; Beaufort, formation: палеопочвы с глинистыми кутанами, ризоконкрециями, пятнами оглеения (?), карбонатными новообразованиями, сростками ("розочками") гипса и палеотакырами, образовавшиеся в условиях семиаридного и аридного климата, верхняя пермь, Южная Африка (Plumstead, 1957; Falcon, 1975; Falcon, 1986; Smith, 1990).
Каличи с карбонатными конкрециями, образованными по инситным корням коniферофитов, а также слои с признаками гидроморфного педогенеза, нижняя пермь, артинский и кунгурский (?) ярусы, Южная Испания и Центральное Марокко (Freytet, Aassoumi, Broutin et al., 1992, etc).
Палеопочвы гумидного ряда, сероцветные гидроморфные солумы; нижняя и верхняя пермь, кунгурский – татарский ярусы, Печорский бассейн, Кузбасс (Чалышев, 1968)
Ископаемые лессы (лесситы); верхняя пермь, татарский ярус, уржумский и северодвинский горизонты, р. Сухона, устье реки Мяколицы (Игнатьев, 1963) среднее течение р. Волги, Монастырский овраг (Наугольных и др., 2001; полевые наблюдения)
Сероцветные палеопочвы гумидного ряда с автохтонно сохранившимися подземными частями побегов реликтовых лепидофитов, нижняя и верхняя пермь (Wang, 1992; etc).
Палеопочвы гумидного ряда, сероцветные гидроморфные солумы; нижняя и верхняя пермь, Perth & Sydney basins (Retallack, 1980).
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Рис. 90. Палеопочвы пермского периода: географическое распространение основных типов

Условные обозначения: 1 – сероцветные палеопочвы гумидного ряда, умеренный климат; 2 – сероцветные палеопочвы гумидного ряда, тропический климат; 3 – красноцветные палеопочвы, кальциевые литосоли и палеотакыры, семиаридный климат; 4 – лесситы; 5 – каличи и карбонатные панцири, аридный и экстрааридный климат; 6 – зона развития сероцветных почв, соответствует северному и южному (бореальному и нотальному) умеренным биомам; 7 – зона развития сероцветных почв, соответствует тропическому влажному биому; 8 – зона развития красноцветных и карбонатных почв, соответствует северному семиаридному биому; 9 – граница, отделяющая с запада зону относительно влажного и теплого климата, переходного от средиземноморского к теплоумеренному; 9 – зона развития каличей и карбонатных панцирей, соответствует аридному биому (пустыни и полупустыни)

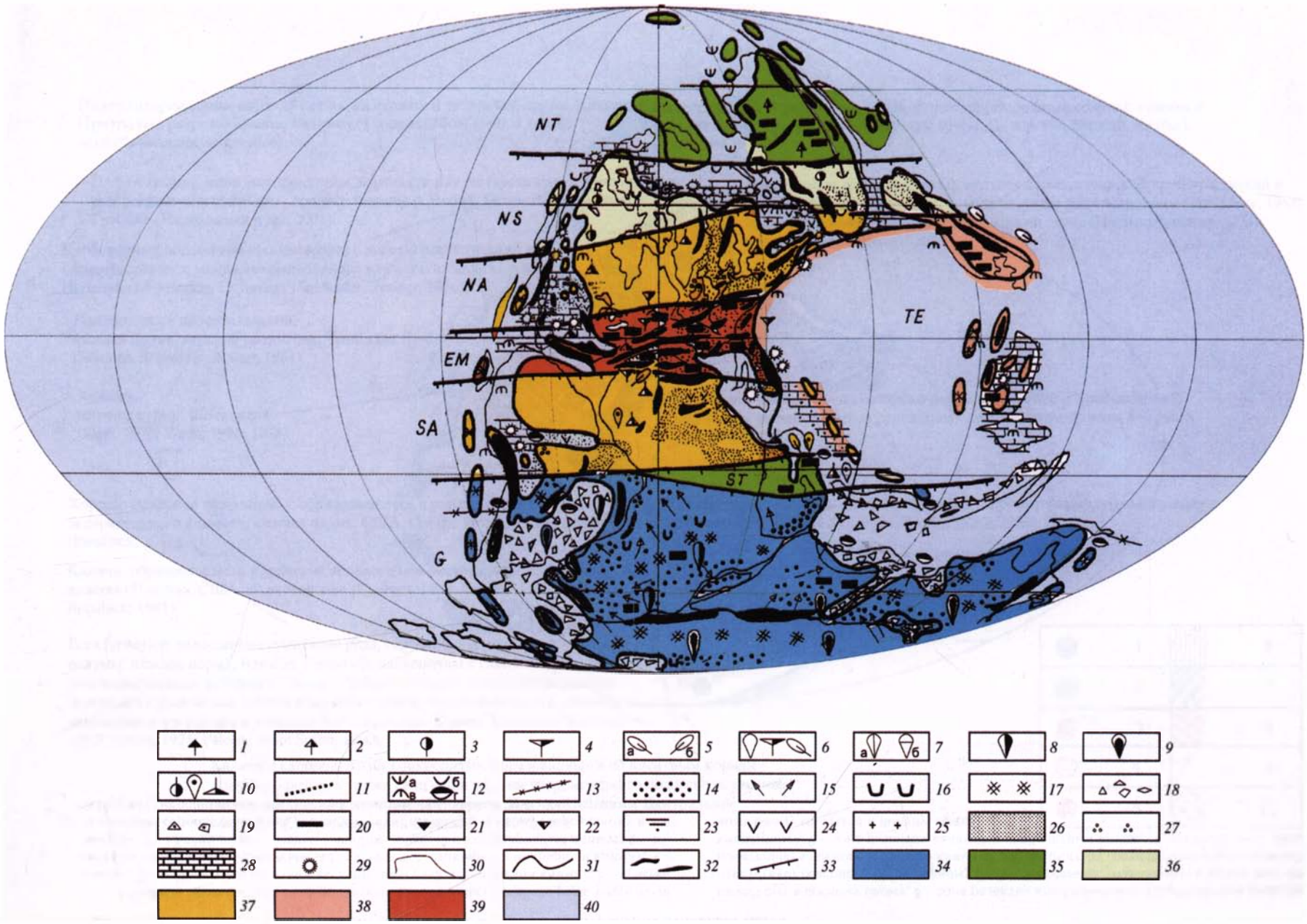

NT
NS
NA
EM
SA
G
ST
TE
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40

Рис. 91. Климатическая зональность ассельско-раннесакмарского времени

Условные обозначения к рис. 91–94: *1–13* – палеонтологические климатические индикаторы: *1* – умеренно-холоднолюбивая растительность Северо-Сибирской области [Wnuk, 1996] и Верхоянского округа Сибирской флористической области [по Мейен, 1987; Дуранте, 1995]; *2* – умеренно-теплолюбивая растительность Сибирской флористической области; *3* – теплолюбивая растительность Субангарской флористической области; *4* – теплолюбивая ксерофитная растительность Еврамерийской флористической области, а также растительность сходная с еврамерийской в Аравии и Бирмо-Малакском регионе [по Wnuk, 1996 и др.]; *5* – тепло- и влаголюбивая растительность Катазиатского флористического царства (а – Северокитайские области; б – Южнокитайская область [по Wnuk, 1996 и др.]; *6* – теплолюбивая растительность Южного полушария (гондванская растительность с элементами еврамерийской и/или катазиатской в Африке); *7* – умеренно-теплолюбивая растительность Гондванского флористического царства (а – Австрало-афро-американской области, б – Аргентино-бразильской области [по Wnuk, 1996]; *8* – растительность умеренного климата Гондванского царства (Глоссоптерисовой области) [Retallack, 1980, 1999; Wnuk, 1996 и др.]; *9* – холоднолюбивая растительность Гондванского царства (Гангамоптерисовой области) [Retallack, 1980, 1999a, b; Wnuk, 1996 и др.]; *10* – главные местонахождения палинофлоры перечисленных выше фитохорий [по Utting, Piasecki, 1995 и др.]; *11* – границы некоторых фитохорий; *12* – комплексы шельфовой фауны беспозвоночных [по Грунт, 1995; Grunt, Shi, 1997]; *а* – высокобореальный; *б* – низкобореальный; *в* – тропической/палеоэкваториальной/; *г* – нотальный; *13* – северная и южная границы распространения конодонтов ранней перми [по Wardlaw, 1995]; *14–29* – литологические индикаторы: *14* – преимущественно континентальные ледниковые и межледниковые отложения, *15* – направления движения ледников, *16* – ископаемые троговые долины, *17* – центры оледенений, *18* – преимущественно морские и мариногляциальные отложения, *19* – предполагаемые ледниковые и ледовые отложения, *20* – каменные угли, *21* – бокситы, латериты, *22* – почвы гумидные, *23* – почвы карбонатные, красноцветные и пестроцветные (частично оглеенные) и калькреты, *24* – гипсы и ангидриты, *25* – каменные, калийные и др. соли, *26* – аридные красноцветы, *27* – эоловые отложения, *28* – карбонатные платформы, *29* – рифы [по Kiessling et al., 1999]; *30–33* – некоторые географические элементы: *30* – современные береговые линии, *31* – древние береговые линии, *32* – горные хребты и области, *33* – границы климатических поясов. Климатические пояса: *34* – ледниковые пояса; *35* – гумидные умеренные пояса; *36* – семиаридные пояса; *37* – аридные пояса; *38* – тропическо-экваториальный пояс; *39* – экваториальный горный пояс; *40* – моря и океаны. Буквами обозначены климатические пояса: G – ледниковый, NCT, SCT – северный и южный холодно-умеренные, NT, ST – северный и южный умеренные, NS, SS – северный и южный семиаридные, NA, SA – северный и южный аридные, EM – экваториальный горный, TE – тропико-экваториальный

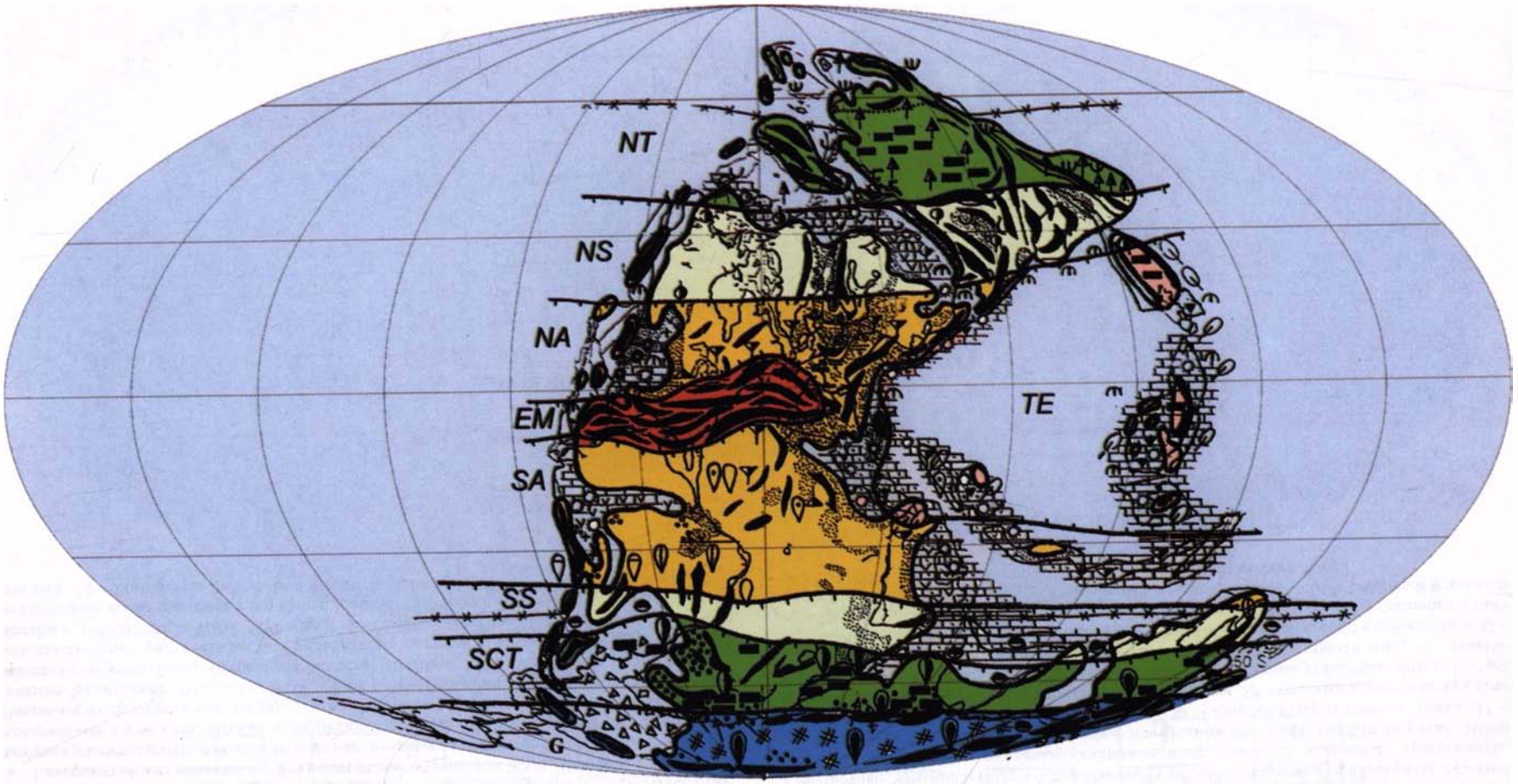


Рис. 92. Климатическая зональность позднесакмарского – раннеартинского времени
Условные обозначения см. на рис. 91

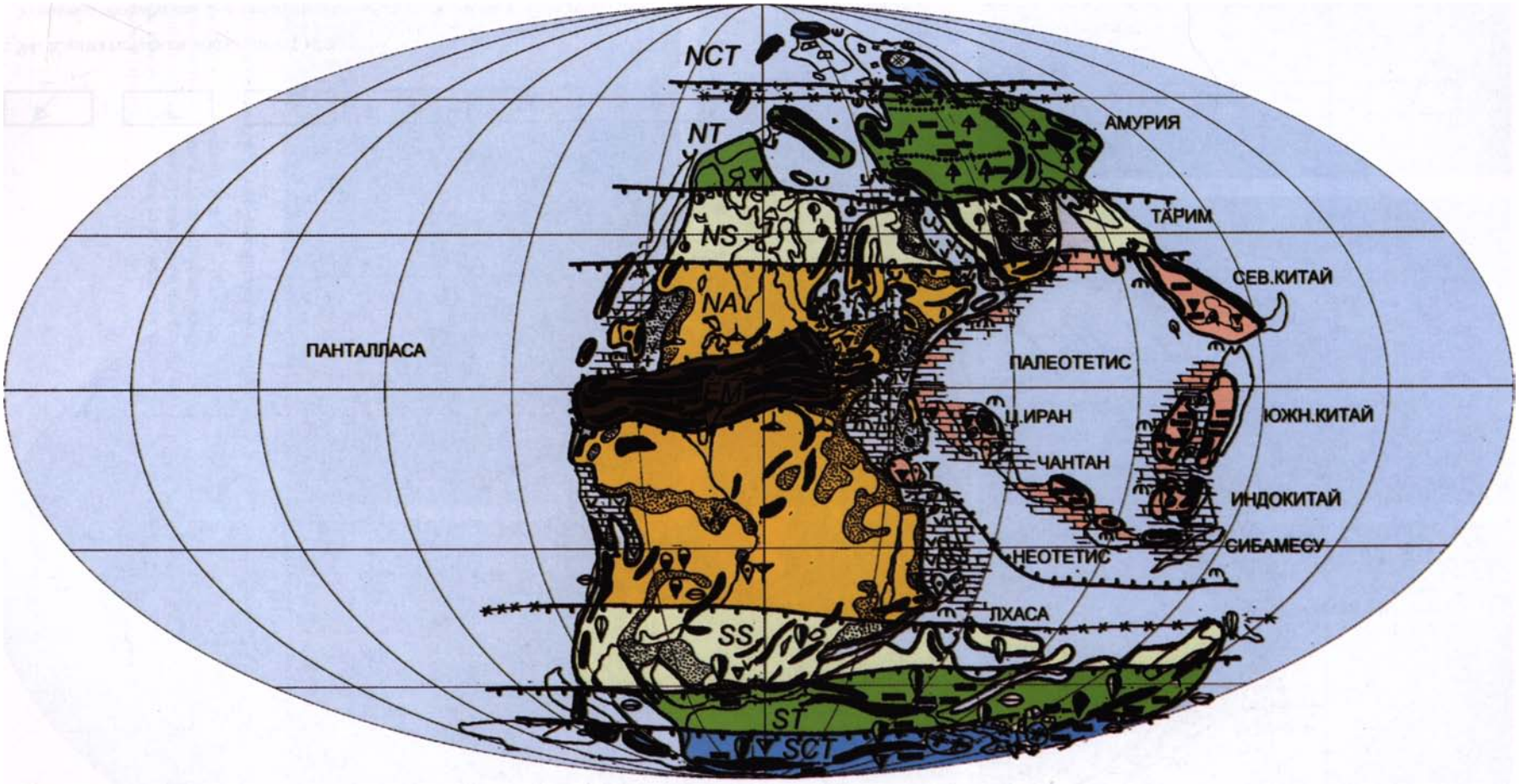


Рис. 93. Климатическая зональность позднеказанского-татарского времени
Условные обозначения см. на рис. 91

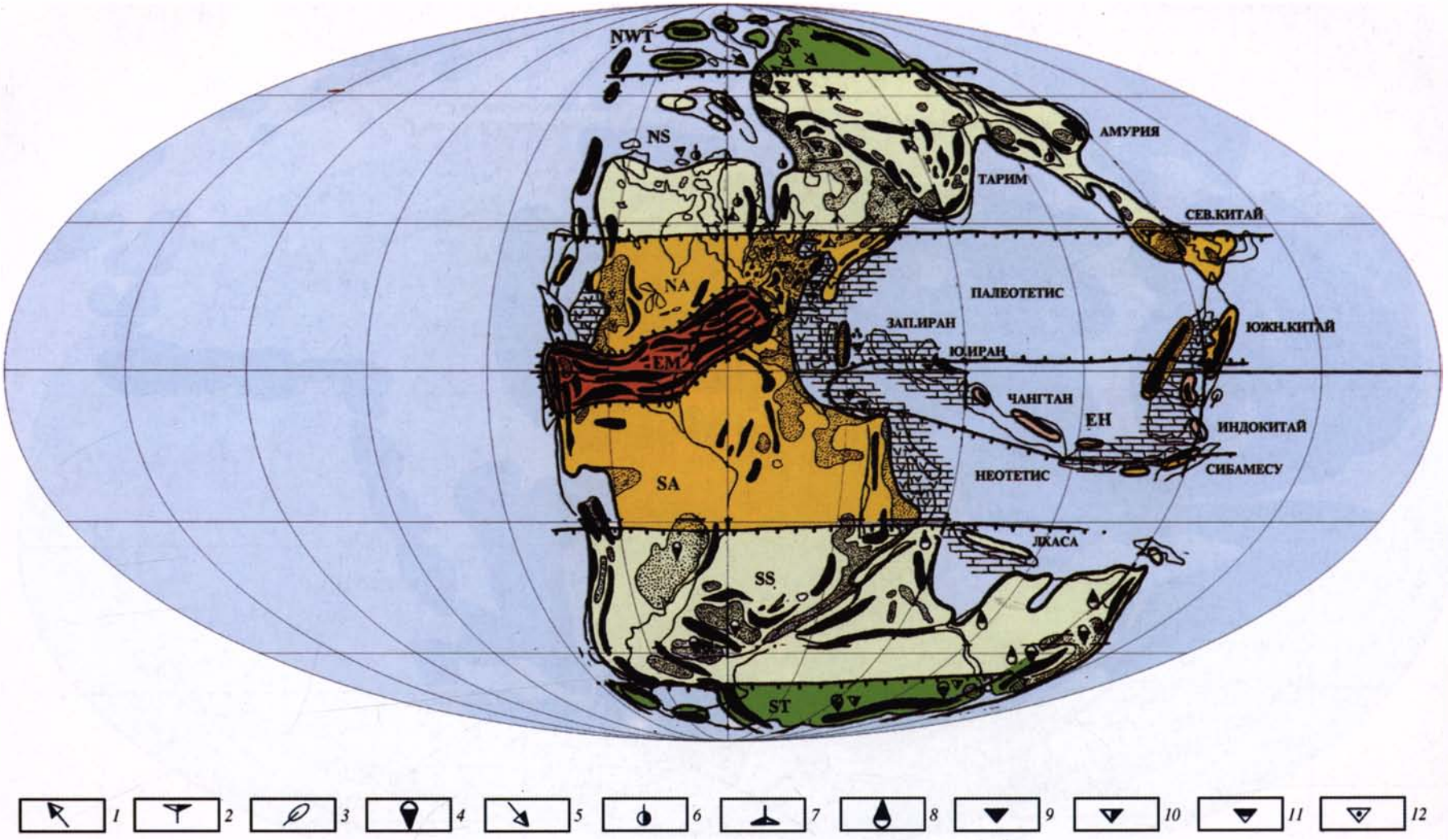
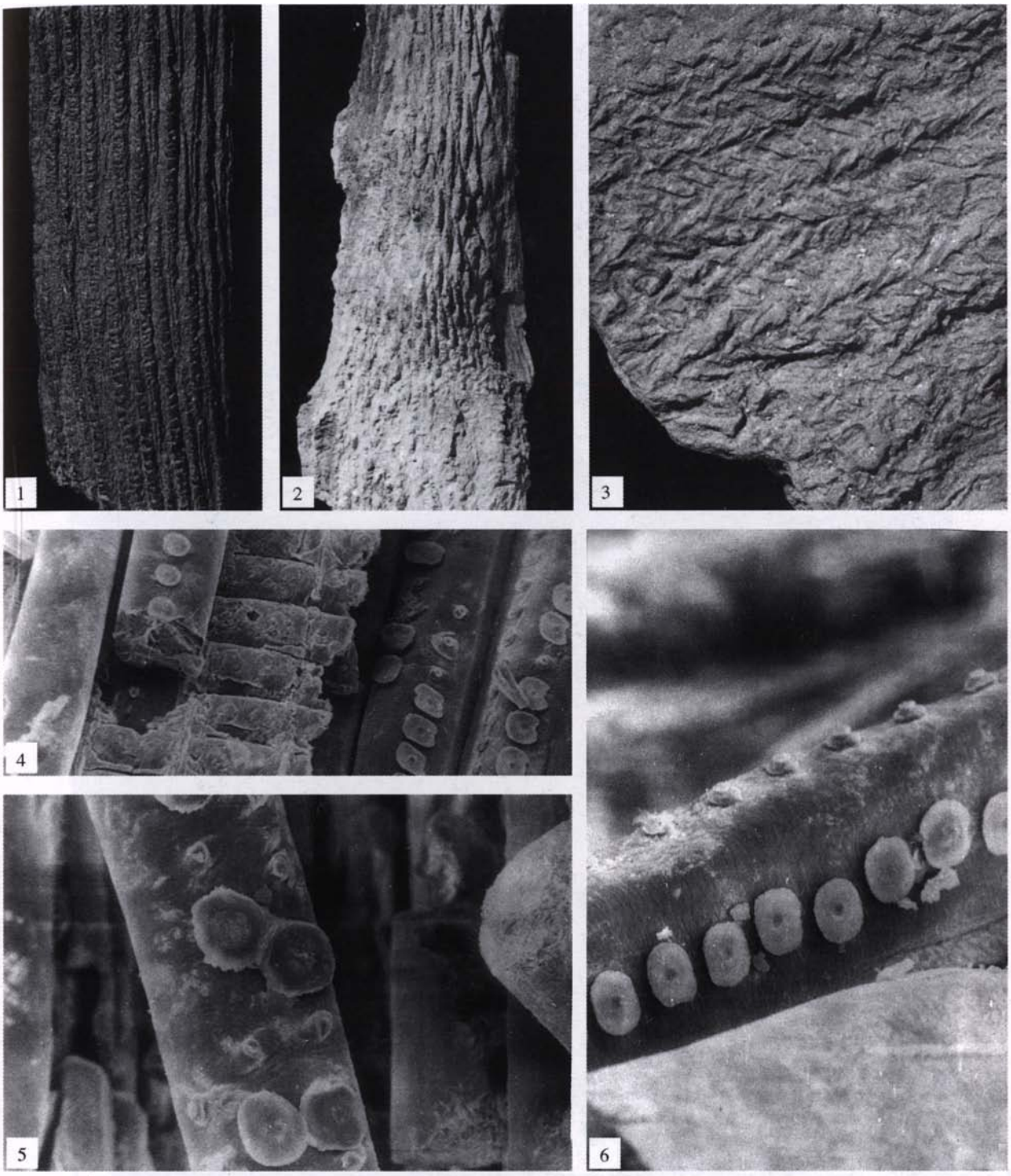


Рис. 94. Климатическая зональность индского века

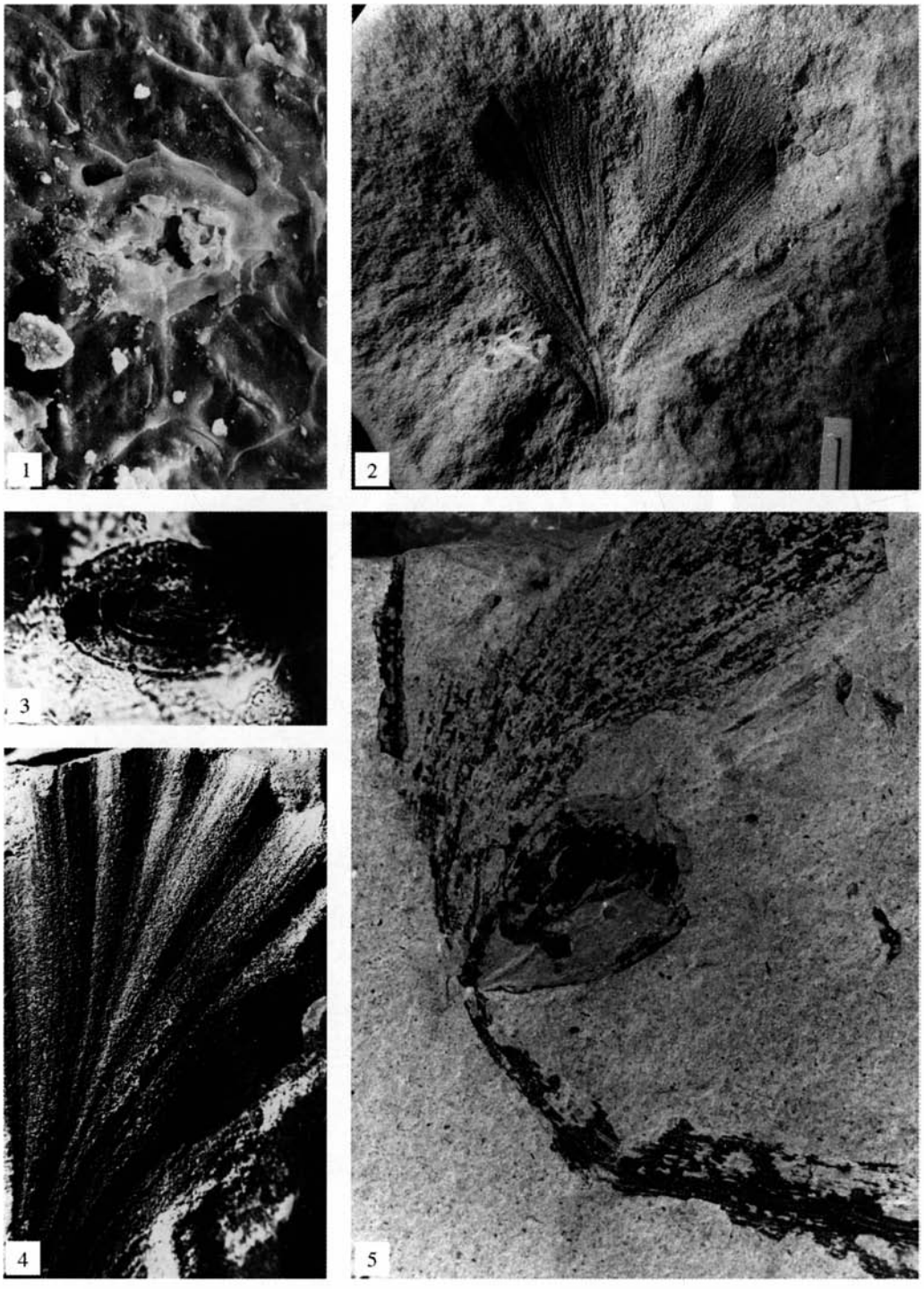
Условные обозначения: *1–8* – палеонтологические климатические индикаторы: *1* – флора Ангарской фитогеографической области [Добрускина, 1982; Dobruskina, 1994]; *2* – флора Еврамерийской фитогеографической области [Добрускина, 1982; Dobruskina, 1994]; *3* – флора катазиатского происхождения [Ziegler et al., 1993]; *4* – флора Гондванского фитогеографического царства; *5* – палинофлора Ангарской области [палинофлора здесь и далее по Ярошенко, 1997]; *6* – палинофлора Субангарской, области; *7* – палинофлора Еврамерийской области; *8* – палинофлора Гондванского царства; *9–16* литологические индикаторы: *9* – бокситы, латериты; *10* – почвы гумидные, *11* – почвы карбонатные, красноцветные и пестроцветные (частично оглеенные) и калькреты, *12* – почвы палыгорскитовые. Остальные обозначения как на рис. 91; Буквенные обозначения. Климатические пояса: NWT – северный-умеренно-теплый, ST – южный умеренный, NS, SS – северный и южный семиаридные, NA, SA – северный и южный аридные, EM – экваториальный горный, ЕН – тропико-экваториальный, муссонный



I. Растительные остатки ассельско-сакмарского возраста

1–2 – *Tylodendron* cf. *speciosum* Weiss; 3 – *Walchia* sp., облиственные боковые ветви хвойного, располагавшиеся перисто на ветви предыдущего порядка; ископаемая древесина кониферофита *Dadoxylon edwardianum* Dawson, анатомическое строение проводящих тканей (трахеид)

Увеличение: × 2 (1–3), × 500 (4), × 1000 (5, 6)
Местонахождение: остров принца Эдварда, Канада.
Коллекция P. McA. Rees, A. Ziegler; Чикагский университет



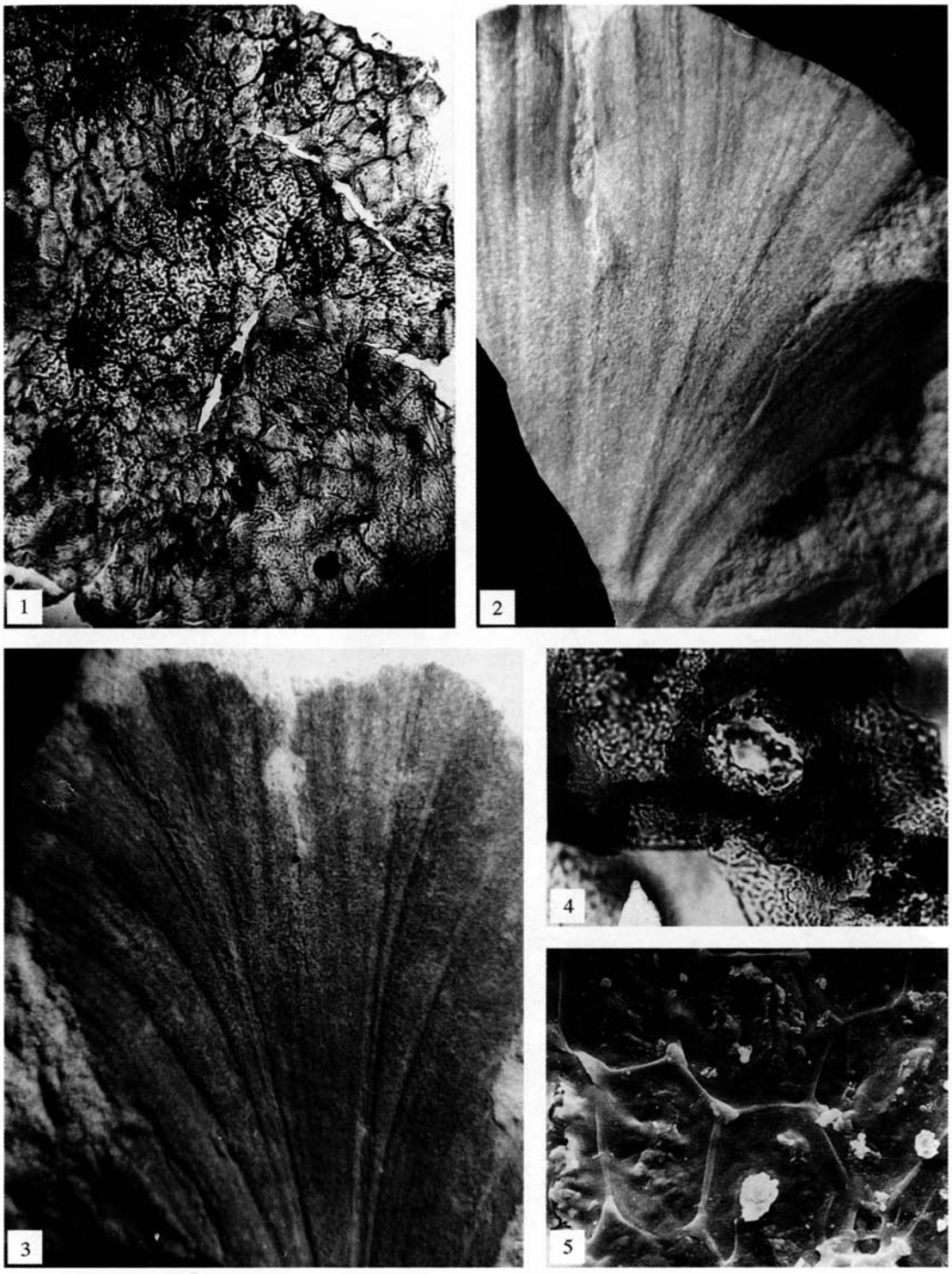
II. Растительные остатки артинского (2) и кунгурского (1, 3–5) возраста

1, 2, 4 – *Psygmophyllum expansum* (Brongniart) Schimper, устьице (1) и отпечатки листьев (2, 4) пельтаспермового птеридосперма (порядок Peltaspermales); 3 – *Cycadopites caperatus* (Luber et Valts) Hart, пыльцевое зерно, возможно, принадлежащее *P. expansum*; 5 – *Samaropsis* (?) *complanata* Naugolnykh, семезачаток

Увеличение: × 500 (1, 3), × 1 (2), × 1,4 (4), × 3(5)

Местонахождение: Среднее Приуралье, Пермская область, р. Сылва, Чекарда (1, 3, 5), Молебка (4); Свердловская область, р. Уфа, Рахмангулово (2).

Коллекция ГИН РАН



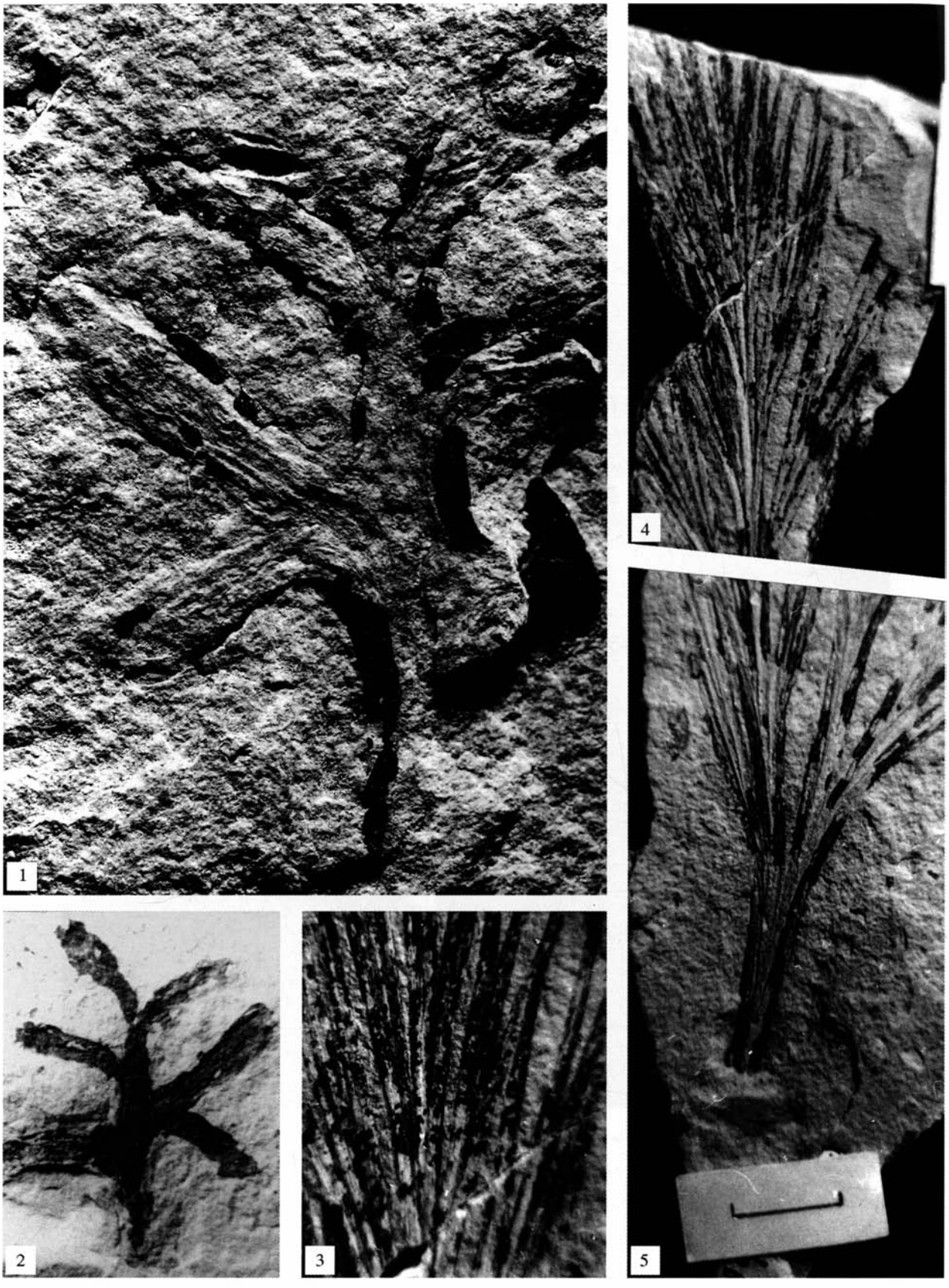
III. Растительные остатки артинского (3) и кунгурского (1, 2, 4, 5) возраста

1–5 – *Psygmophyllum expansum* (Brongniart) Schimper, отпечатки листьев (2, 3), кутикулярное строение (1, 5) и устьице (4) пельтаспермового птеридосперма (порядок Peltaspermales)

Увеличение: × 500 (4, 5), × 150 (1), × 1,5 (2, 3)

Местонахождение: Среднее Приуралье, Пермская область, р. Сылва, Чекарда (1, 4, 5); Свердловская область, бассейн р. Уфа, Александровское (2), р. Сылва, д. Урма (3).

Коллекция ГИН РАН



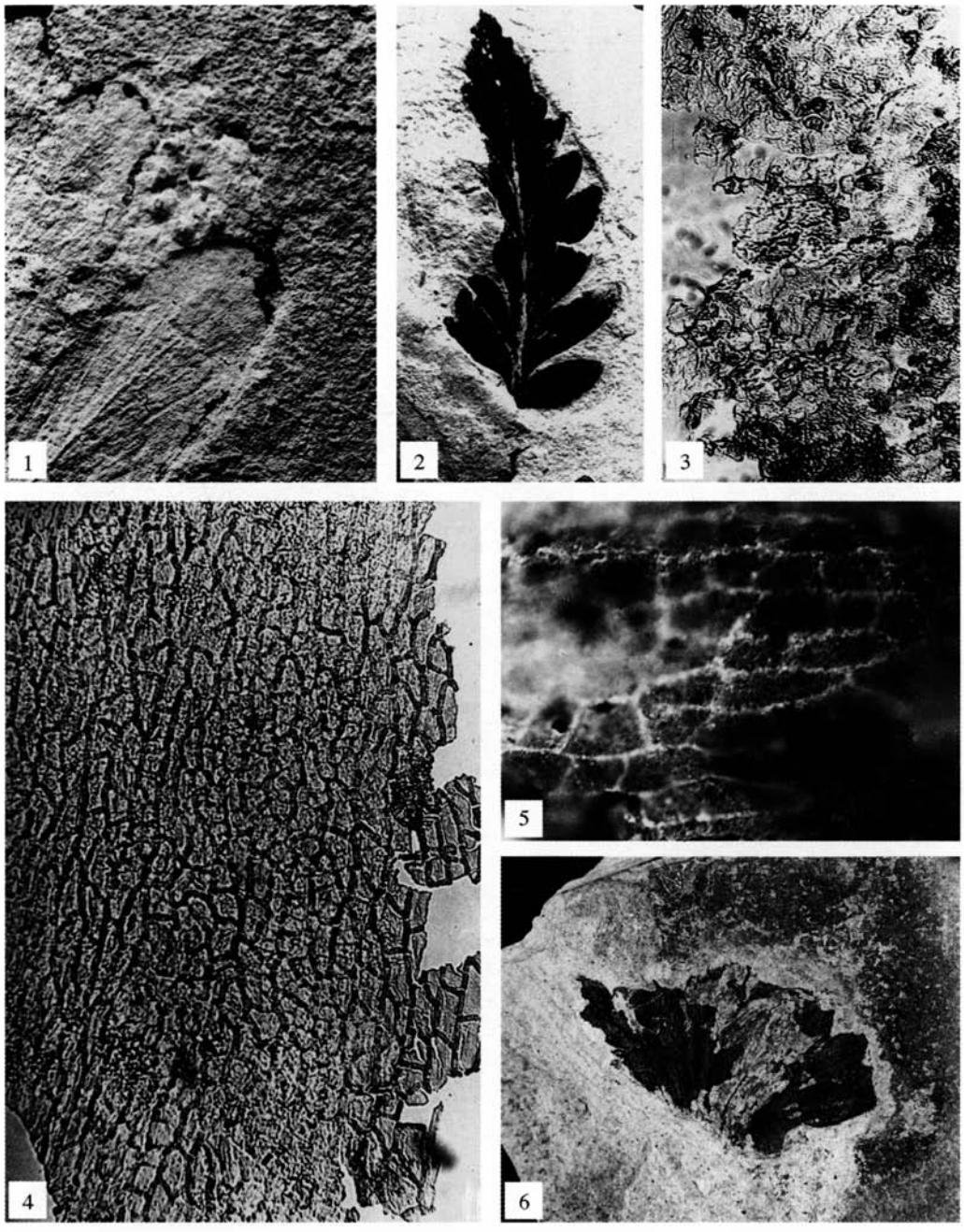
IV. Растительные остатки кунгурского возраста

Biarmopteris pulchra Zalessky (1, 2), строение кладосперма; *Mauerites* sp. (3–5), строение листа

Увеличение: × 1,9 (4, 5), × 2(2), × 4(3), × 5 (1)

Местонахождение: Среднее Приуралье, Пермская область, р. Сылва, Чекарда (1–4), р. Барда, Красная Глинка (5).

Коллекция ГИН РАН

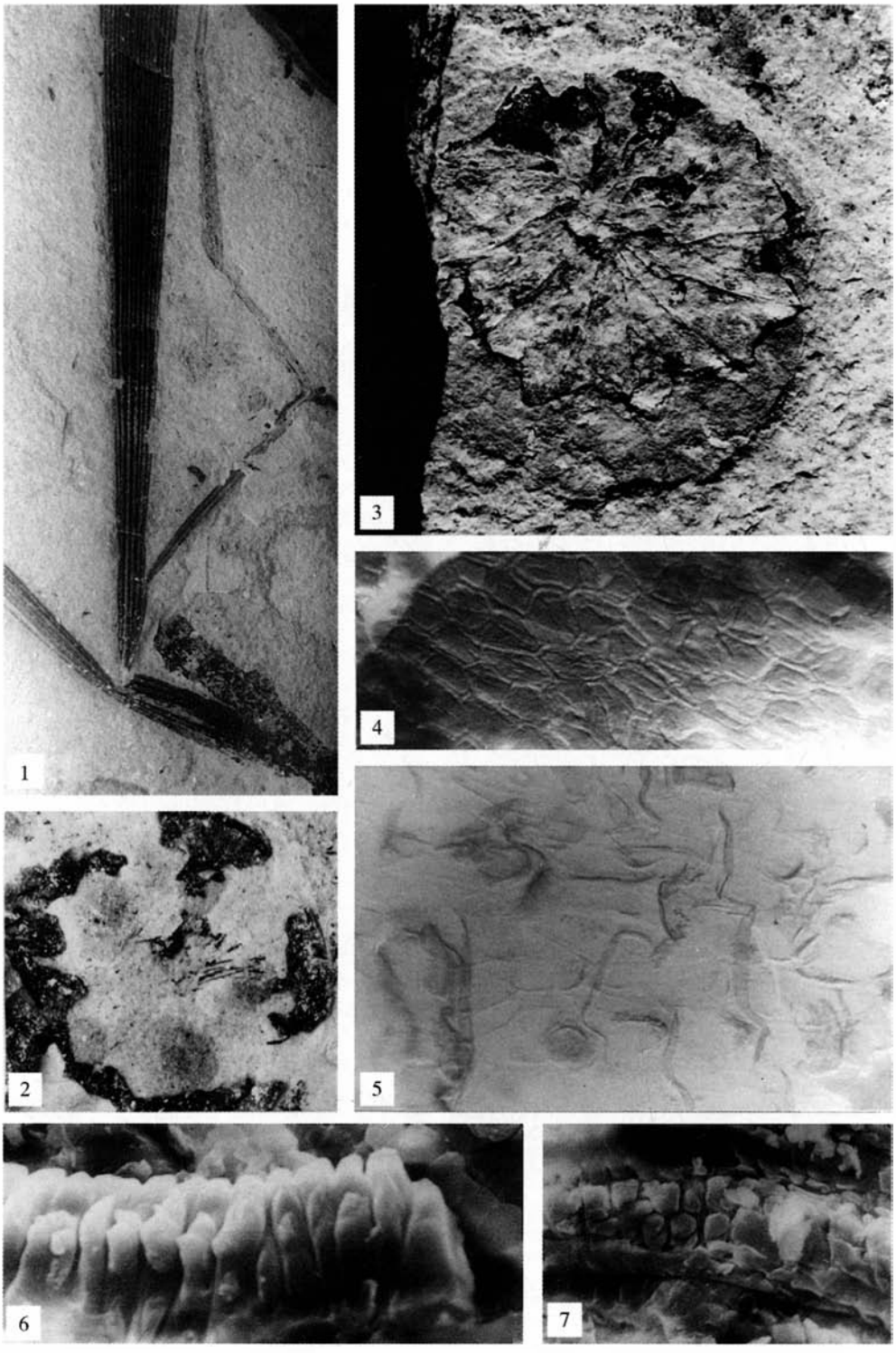


V. Растительные остатки кунгурского возраста

Peltaspermum retensorium (Zalessky) Naugolnykh et Kerp emend. (2–6), 2 – строение пера последнего порядка, 3 – строение тонкой кутикулы с многочисленными папиллами, принадлежавшей нижней стороне листа, 4 – строение более толстой кутикулы, принадлежавшей верхней стороне листа (4, 5), фрагмент семеносного диска (6); *Peltaspermum* sp. (1), строение семеносного диска, сохранившегося между перышек пера последнего порядка *Rhachiphyllum* sp.; ранее этот экземпляр был отнесен к *P. retensorium* [Наугольных, 1998]

Увеличение: × 1,5 (2), × 2,4 (1), × 3 (6), × 100 (3, 4), × 300 (5). Местонахождение: Среднее Приуралье, Пермская область, р. Сылва, Чекарда (1–4), р. Барда, Круглая Катушка (5, 6).

Коллекция ГИН РАН



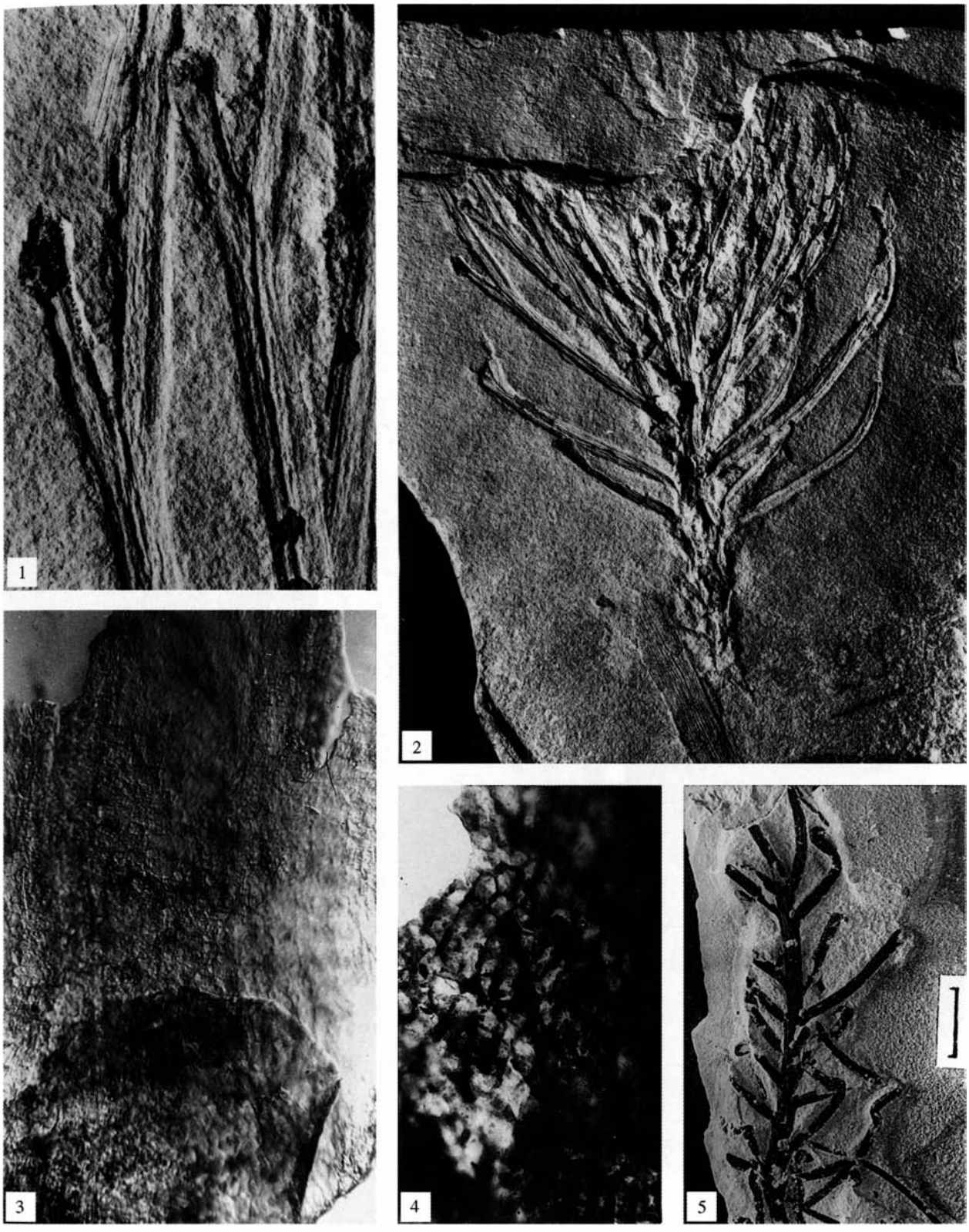
VI. Растительные остатки кунгурского возраста

Примитивное кардиолепидиевое "*Cardiolepis*" sp. (gen. et sp. nov.), макроморфологическое строение женских генеративных органов (пельтатных капсул – 2, 3), эпидермально-кутикулярное строение (4, 5), и строение проводящих элементов (6, 7); *Phylladoderma* (?) sp. (1)

Увеличение: × 1,6 (1), × 4 (2), × 7 (3), × 150 (4), × 300 (5), × 750 (7), × 1500 (6).

Местонахождение: Среднее Приуралье, Пермская область, р. Сылва, Чекарда (1–7).

Коллекция ГИН РАН



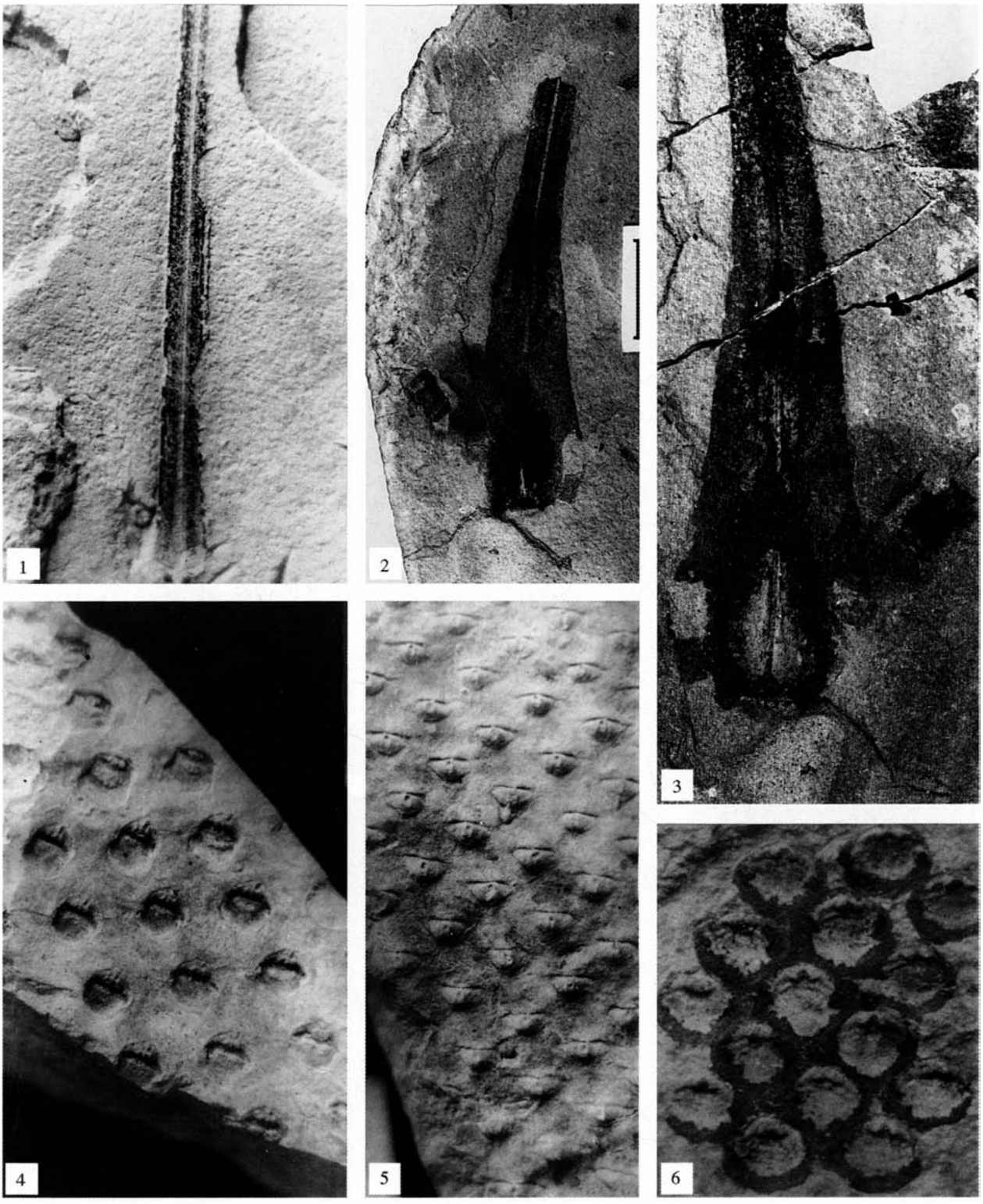
VII. Растительные остатки кунгурского возраста

Bardella splendida Zalessky, строение голотипа (1–4); общий вид облиственного побега (2), дихотомия листьев (1), строение кутикулы нижней (3) и верхней (4) стороны листа; облиственный побег, отнесенный автором [Наугольных, 1998] к *Bardospermum rigidum* S. Meyen (5)

Увеличение: × 1,2 (5), × 1,5 (2), × 3(1), × 150 (3, 4)

Местонахождение: Среднее Приуралье, Пермская область, р. Барда, Круглая Катушка (1–4), р. Сылва, Чекарда (5).

Коллекция ГИН РАН



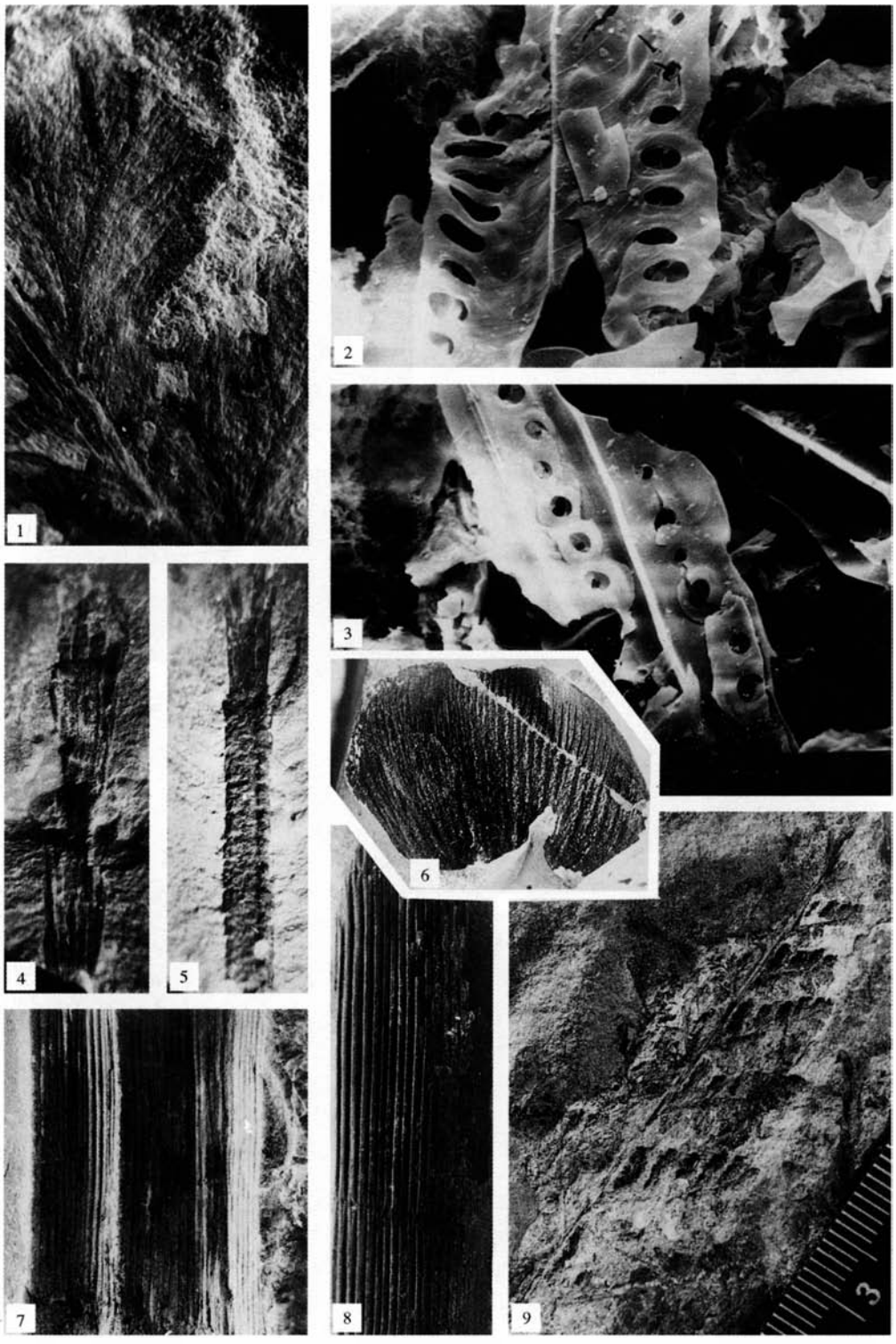
VIII. Растительные остатки кунгурского (1–3) и уфимского (4–6) возраста

Viatscheslaviophyllum sp. (1), почти целый филлоид плауновидного с двумя темноокрашенными устьичными полосами, расположенными вдоль листа; *Sadovnikovia belemnoides* Naugolnykh, спорофилл плауновидного, предположительно, относящегося к примитивным изоэтовым или превромейевым (2, 3); *Viatcheslavia vorcutensis* Zalessky (4–6), строение коры

Увеличение: × 1,5 (4, 7), × 1,8 (2), × 2 (1), × 3 (3, 6)

Местонахождение: Среднее Приуралье, Пермская область, р. Барда, Красная Глинка (1), р. Сылва, Чекарда (2, 3), Полазна (4–6).

Коллекция ГИН РАН



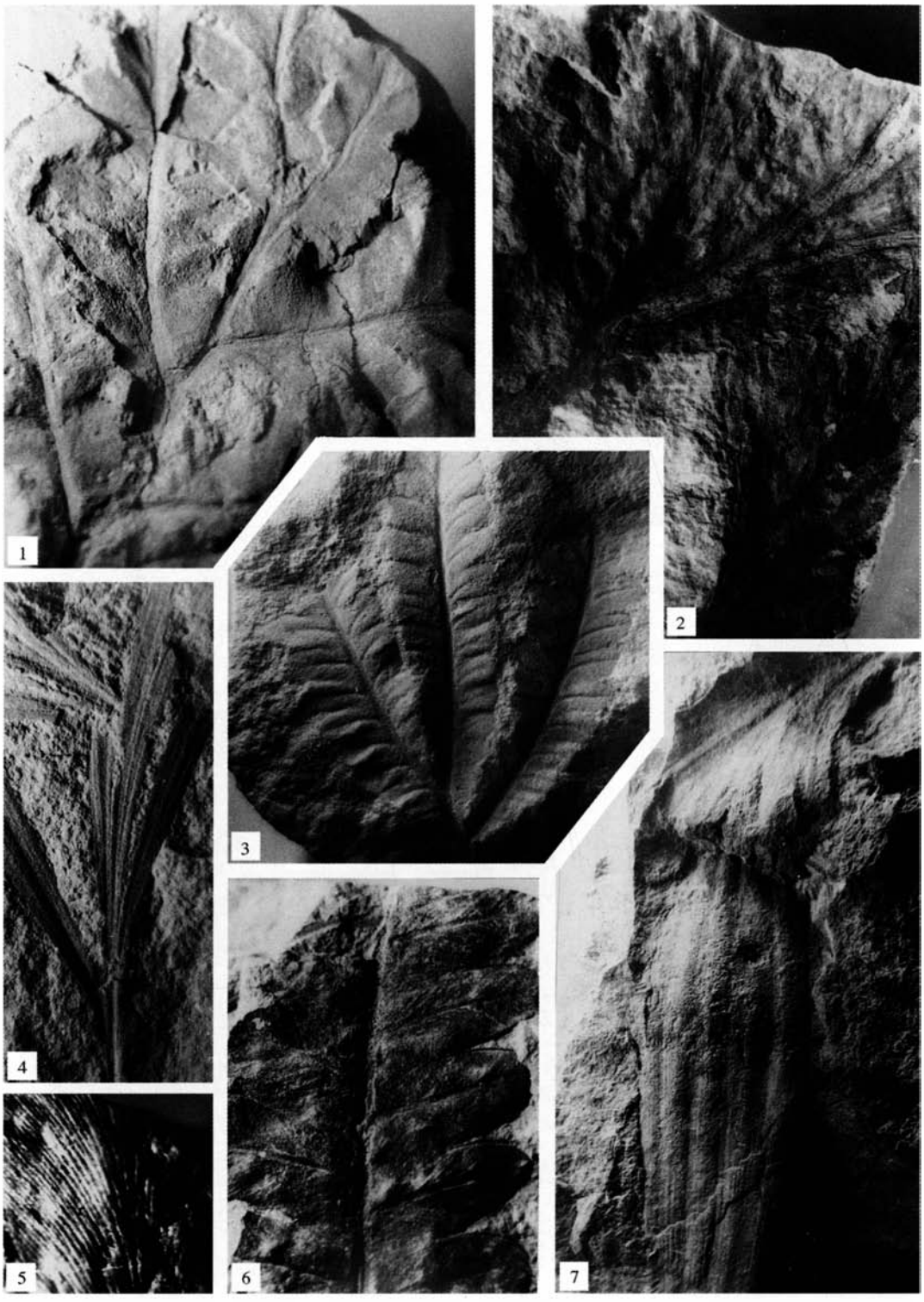
IX. Растительные остатки кунгурского (1, 8, 9) и уфимского (2–7) возраста

1 – *Pecopteris* (vel. *Prynadaeopteris*) *anthriscifolia* (Goeppert) Zalessky, фрагмент частично минерализованного пера последнего порядка; 2, 3 – трахеиды с окаймленными порами, систематическая принадлежность не ясна; 4, 5 – *Paracalamitina striata* (Schmalhausen) Zalessky emend. Naugolnykh, 4 – фрагмент вегетативного побега ("*Phyllotheca striata*" Schmalhausen), 5 – терминальная фертильная зона ("*Tschernovia striata*" Neuburg); 6 – *Nephropsis* (*Sulcinephropsis*) sp., чешуевидный лист, принадлежавший кониферофитам порядка Vojnovskyales [подробнее см.: Наугольных, 2001а]; 7 – *Paracalamitina striata* (Schmalhausen) Zalessky emend. Naugolnykh, отпечаток внешних покровов членистостебельного; 8 – *Paracalamites frigidus* Neuburg, слепок внутренней полости членистостебельного; 9 – *Pecopteris* sp., почти полностью сохранившееся перо последнего порядка

Увеличение: × 1,5 (7, 8); × 2 (4, 6, 9), × 3 (5), × 10 (1), × 1000 (2, 3)

Местонахождение: Печорское Приуралье, левый берег р. Кожим в 5 км ниже ж/д моста у ст. Кожим, кожимрудницкая (8–9) и интинская (2–7) свиты; г. Воркута (1), лекворкутская свита.

Коллекция ГИН РАН



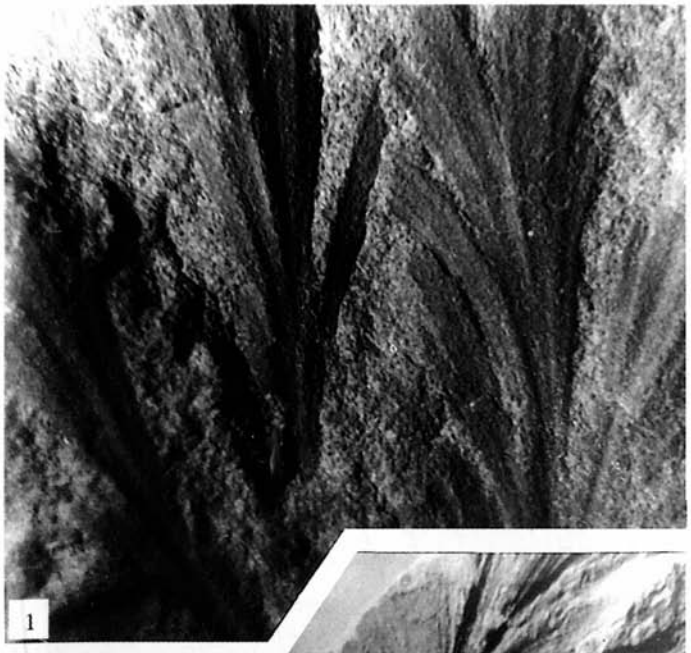
X. Растительные остатки казанского (1–4, 6, 7) и татарского (5) возраста

1, 3, 6 – *Rhachiphyllum* (al. *Callipteris*) *wangenheimii* (Fischer) Naug., 1 – крупная, хорошо развитая вайя с перевершиниванием, 3 – апикальная часть развитой вайи с перевершиниванием, 6 – перо последнего порядка; 2 – гинкгофит *Kerpia belebeica* Naugolnykh; 4 – *Psygmophyllum* sp., лист, занимающий промежуточное положение между *P. expansum* (Brongniart) Schimper и *P. cuneifolium* (Brongniart) Schimper; 5 – *Pursongia amalitzkii* Zalessky, средняя часть листа; 7 – *Phylladoderma* sp., почти целый лист, а также фрагмент листа *Psygmophyllum expansum* (Brongniart) Schimper (вверху)

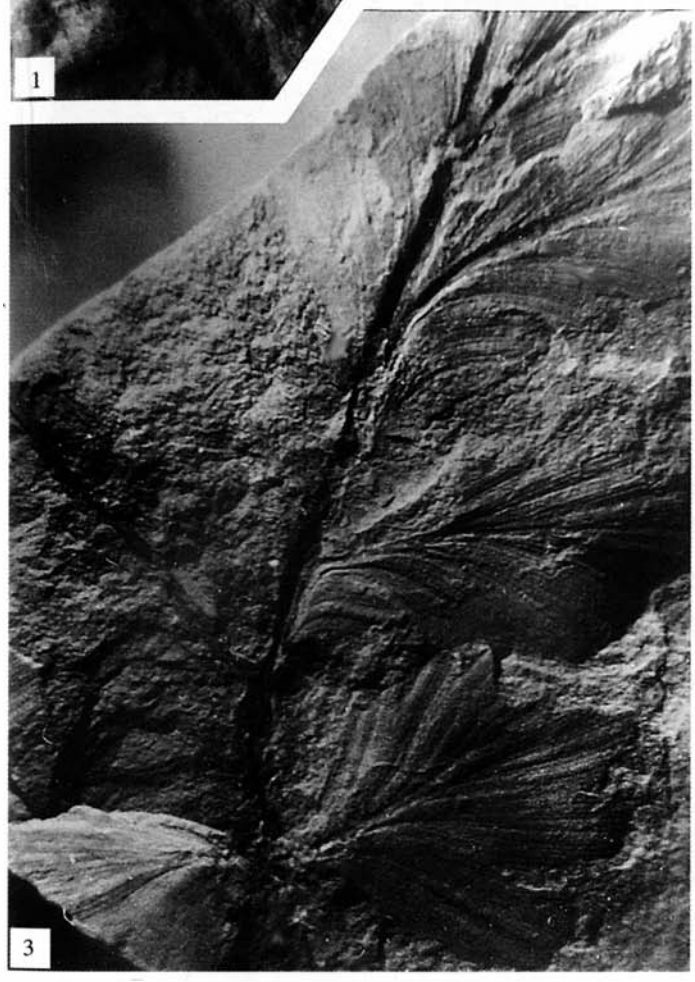
Увеличение: × 0,5 (1, 7); × 0,8 (3, 4); × 1 (2, 5); × 1,2 (6)

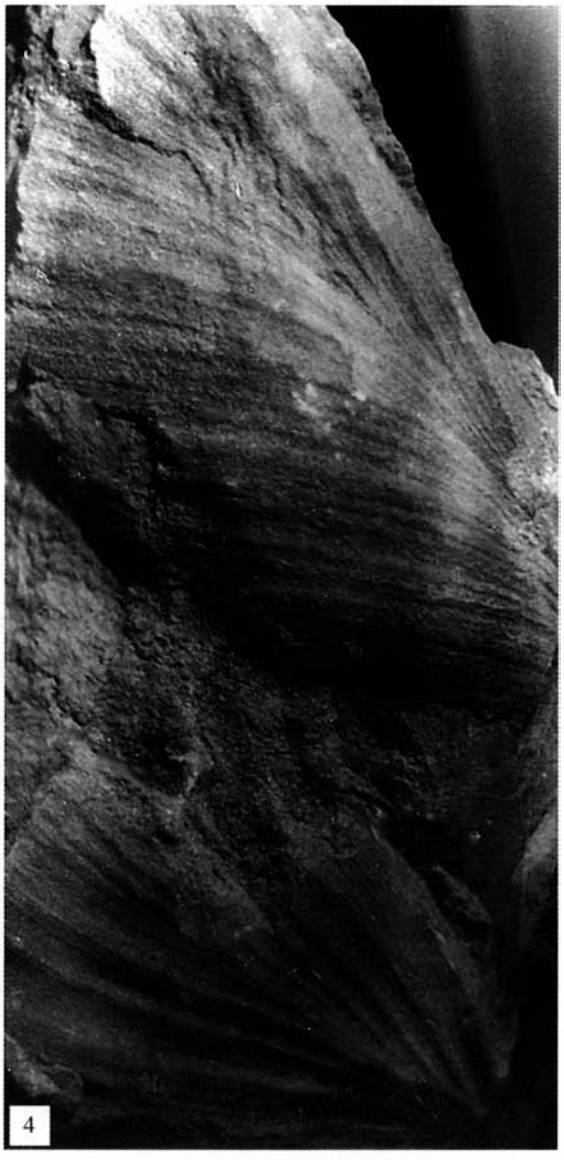
Местонахождение: Южное Приуралье, г. Белебей, Белебеевские медные рудники (1–4, 6); р. Вятка, д. Городище (предположительно; 7); р. Малая Северная Двина, д. Завражье (5).

Коллекция ГГМ (1–4, 6, 7) и ГИН РАН (5)









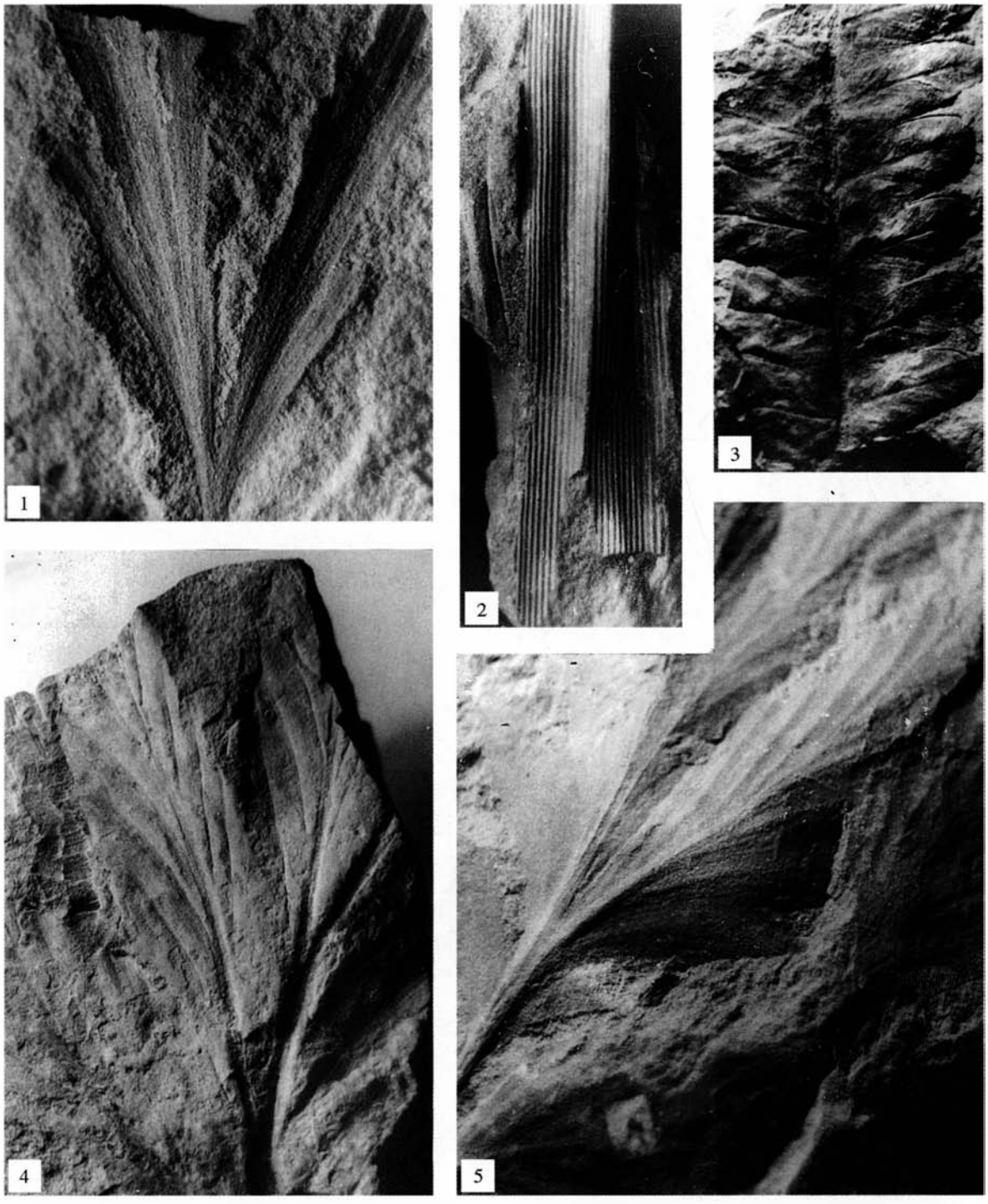
XI. Растительные остатки казанского возраста

1 – *Psygmophyllum* sp. (экземпляр, определенный Э.И. Эйхвальдом как "*Noeggerathia*" *cuneifolia* (Kutorga) Brongniart; 2–4 – *P. expansum* (Brongniart) Schimper, 2 – фрагмент листа, 3 – почти целый лист, 4 – левая часть листа

Увеличение: × 0,7 (2, 3); × 1 (1, 4)

Местонахождение: Южное Приуралье, Каргалинский рудник (предположительно, 1, 3); Среднее Приуралье, г. Пермь (4); Южное Приуралье, г. Белебей, Белебеевские медные рудники (2).

Коллекция СПбГУ (1, 3, 4) и ГГМ (2)



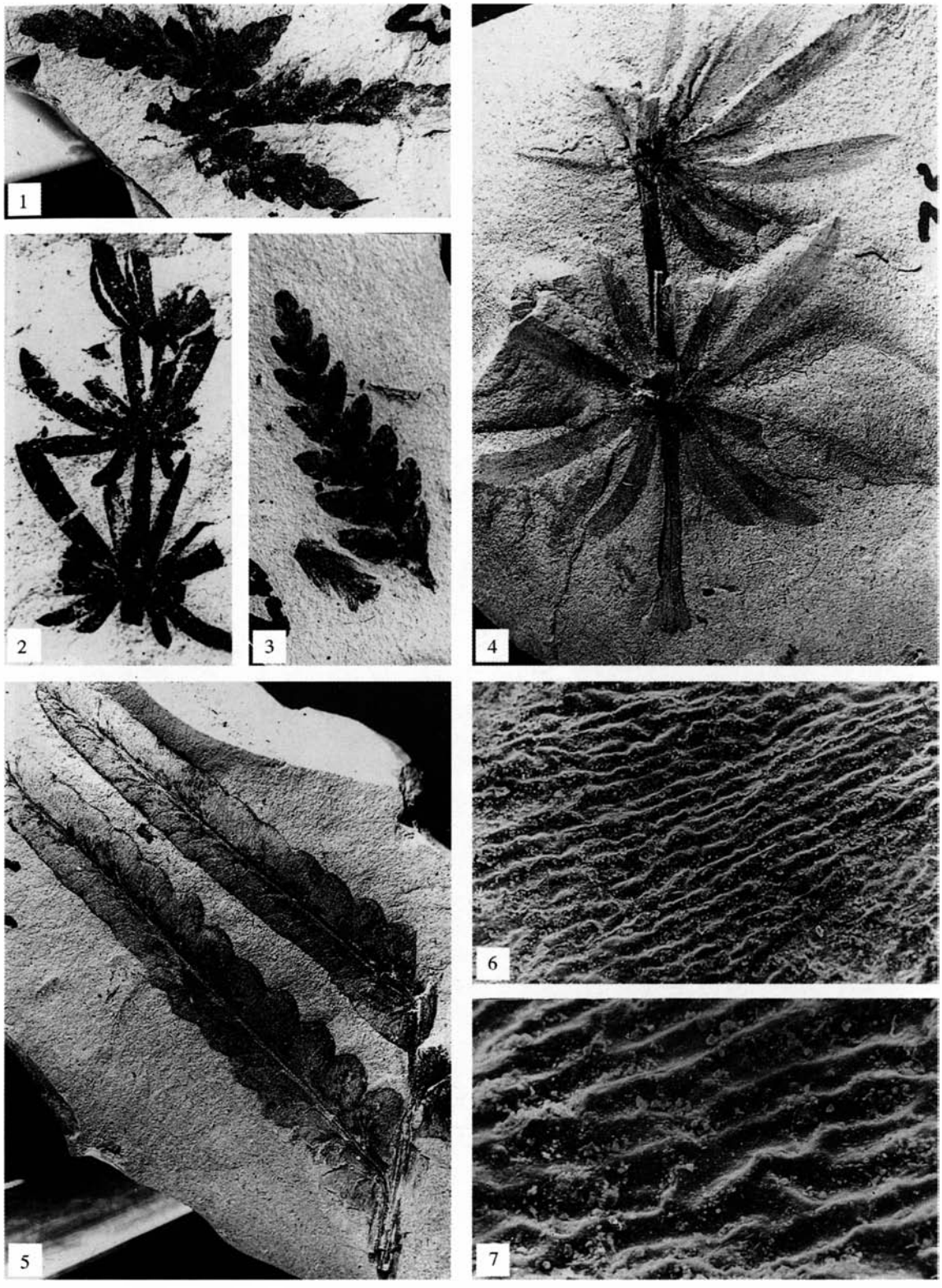
XII. Растительные остатки казанского возраста

1, 4, 5 – *Psygmophyllum expansum* (Brongniart) Schimper, 1 – целый ювенильный лист, 4 – фрагмент левой части крупного хорошо развитого листа, 5 – правая часть хорошо развитого листа; 2 – *Paracalamites frigidus* Neub., часть крупного междоузлия; 3 – *Rhachiphyllum* (al. *Callipteris*) *wangenheimii* (Fischer) Naug., перо последнего порядка

Увеличение: × 0,7 (4); × 0,8 (1, 5); × 1 (2, 3)

Местонахождение: Южное Приуралье, г. Белебей, Белебеевские медные рудники (1, 3); Каргалинский рудник (5); р. Вятка, д. Городище (2, 4; для 2 – предположительно).

Коллекция ГГМ (1–4) b СПбГУ (5)



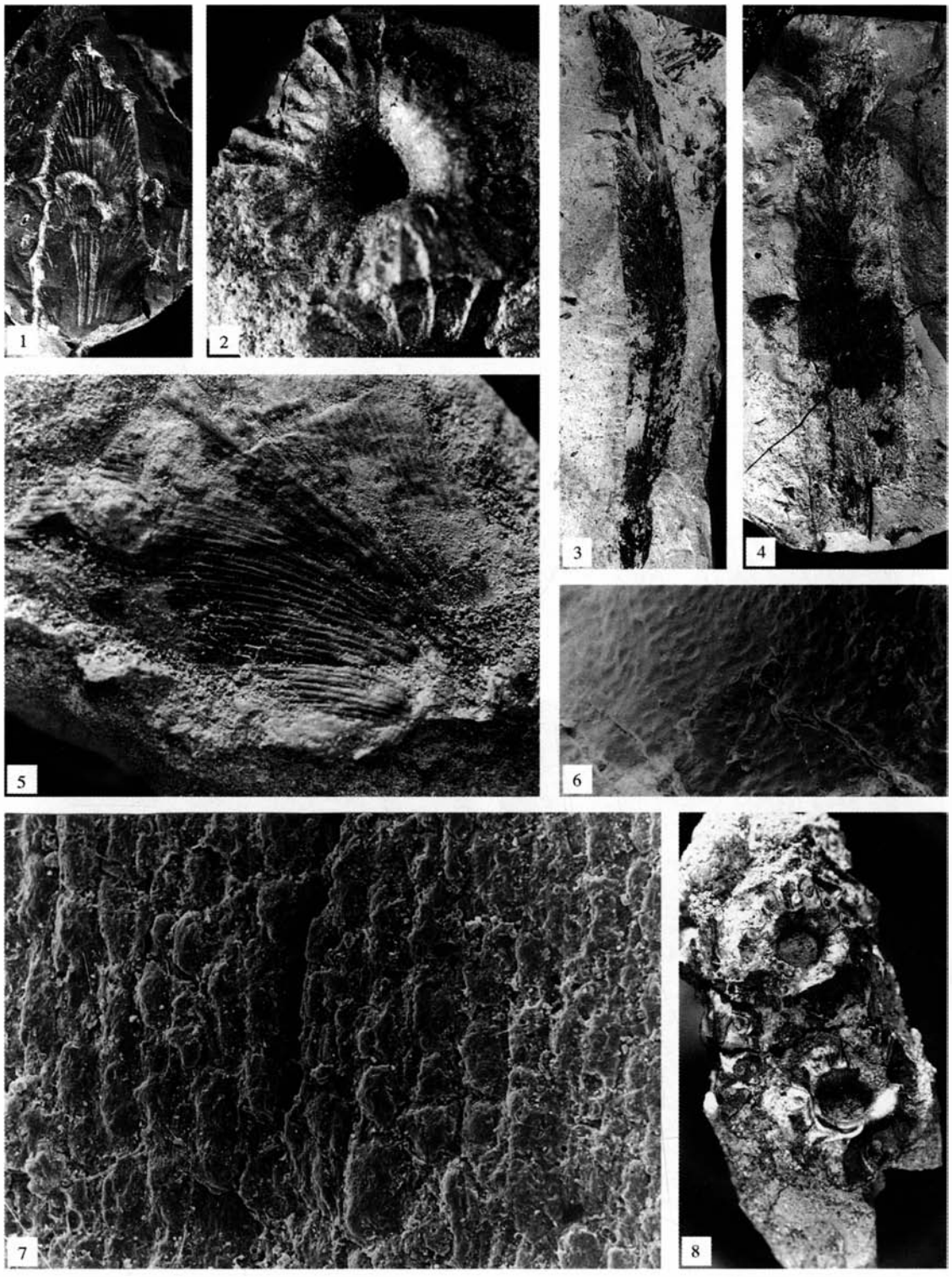
XIII. Растительные остатки казанского возраста

1, 3, 6, 7 – *Pecopteris* cf. *leptophylla* Bunbury, 1 – фрагмент вайи, 3 – перо последнего порядка, 6, 7 – строение эпидермы; 2, 3 – *Annularia* cf. *carinata* Gutbier, фрагменты побегов с билатерально-симметричными анизофильными листовыми мутовками; 5 – *Lobatopteris* sp., фрагмент средней части вайи

Увеличение: × 1,5 (5); × 2 (1, 3, 4); × 2,5 (2); × 200 (6); × 400(7).

Местонахождение: Русская платформа, Архангельская обл., р. Сояна, д. Ива-Гора.

Коллекция ГИН РАН



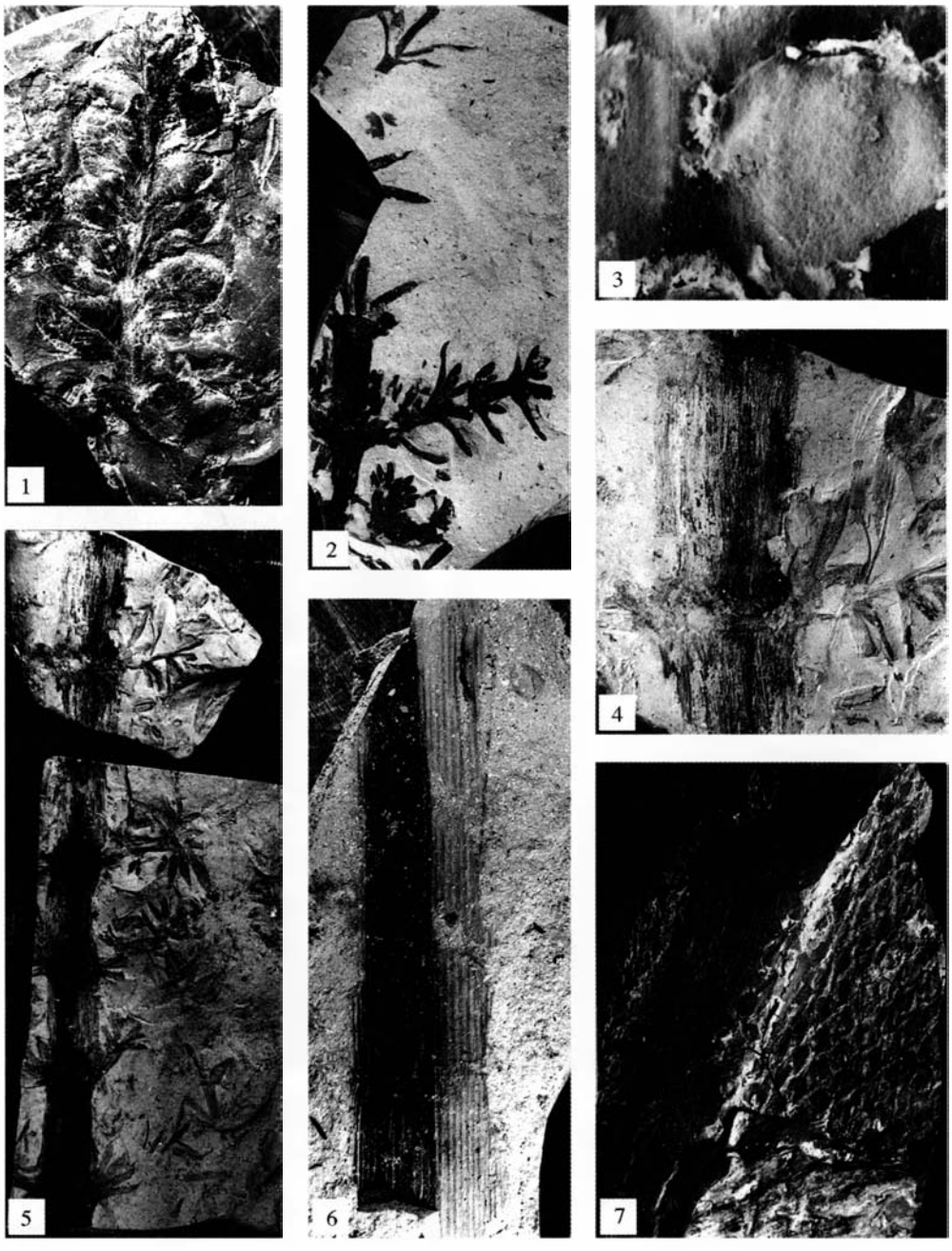
XIV. Растительные остатки татарского возраста

1 – *Acanthopteridium spinimarginale* Naugolnykh et Arefiev, лист ксерофитной морфологии, с маргинальными шипиками и анастомозами между жилками; 2, 6, 8 – *Peltaspermopsis* sp., 2 – два семеносных диска, один из которых сохранился полностью, а от второго виден край с семенными рубцами, 6 – строение эпидермы, 8 – почти полностью сохранившийся сложный кистевидный полисперм (терминология С.В. Мейена); 3, 4 – *Pursongia beloussovae* (Radczenko) Gomankov et Meyen, 3 – полностью сохранившийся ланцетовидный лист, 4 – лист с частично оборванным основанием; 5 – *Pursongia* sp., хорошо заметно жилкование и ложная средняя жилка, состоящая из нескольких проводящих пучков; 7 – *Radicites* sp., строение перидермы ископаемого корня, сохранившегося в гипавтохтонном состоянии

Увеличение: × 1,5 (1); × 1,2 (3, 4); × 4 (8); × 5 (2, 5); × 150 (6); × 450(7)

Местонахождение: Русская платформа, Вологодская обл., р. Сухона, д. Опоки (1); д. Мутовино (3, 4); д. Никулино (7); Архангельская обл., р. Малая Северная Двина, г. Котлас, д. Завражье (2, 5, 6, 8).

Коллекция МГУ (1, 3, 4) и ГИН РАН (2, 5–8)



XV. Растительные остатки татарского возраста

1 – *Dvinopteridium edemskii* Zalessky, перо последнего порядка; 2, 4, 5 – *Phyllotheca* sp. nov., облиственные побеги; 3, 7 – отпечатки коры лепидофита gen. et sp. nov.; 6 – *Paracalamites* sp., побег членистостебельного, которому, скорее всего, принадлежали листья *Phyllotheca* sp., изображенные на фиг. 2, 4 и 5 этой таблицы

Увеличение: × 1 (2, 5, 6); × 1,2 (7); × 1,5 (1, 4); × 17 (3)

Местонахождение: Вологодская обл., р. Сухона, д. Опоки (1, 3, 7); Устье Стрельны (2, 4, 5, 6).

Коллекция МГУ

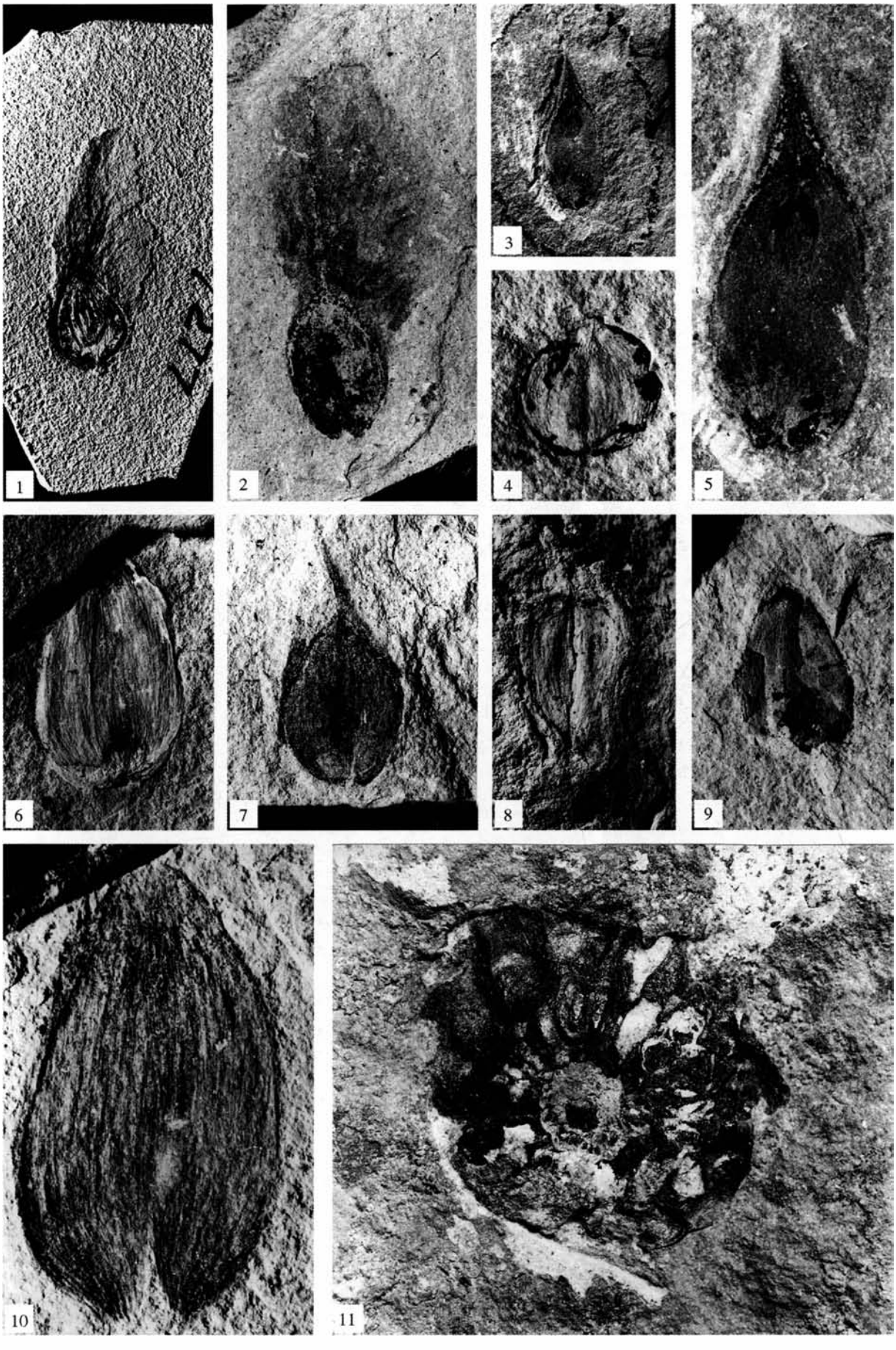
XVI. Семена (1–10) и генеративный орган (11) различных представителей пермских голосеменных

1–3, 5–7, 10 – *Sylvella* spp., семена "ангарских кордаитов" (порядок Vojnovskyales) с крупным асимметричным верхушечным крылом; у некоторых семян (3, 5, 6, 7, 10) крыло не сохранилось; у семени на фиг. 3 и 5 хорошо видна пыльцевая камера, заполненная пыльцой (темное пятно из двух симметричных частей овальной формы, расположенное в верхней части семени); 4 – Gen. et sp. nov., семя с пологим продольным ребром и уплощенной по краям семени саркотестой; 8 – *Samaropsis* cf. *triquetra* Zalessky, семя с симметричным крылом, образующим слабо выраженные выросты вокруг основания семени; 9 – *Cordaicarpus* sp., семя субтреугольных очертаний без крылатки, возможно, принадлежавшее пельтаспермовому птеридосперму; 11 – Gen. et sp. nov., пельтатная капсула, принадлежавшая представителю кардиолепидиевых (= ангаропельтидиевых; Angaropeltidaceae sensu Doweld) голосеменных

Увеличение: × 1,5 (1, 3), × 2 (2, 6), × 2,5 (7, 8), × 3 (4, 9), × 4(5), × 8 (11), × 10 (10)

Местонахождения: Среднее Приуралье, Пермская обл., р. Сылва, Чекарда (1–10); р. Барда, Крутая Катушка (11); Нижняя пермь, кунгурский ярус.

(Коллекция ГИН РАН)


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Krull E.S., Retallack G.J. Delta C-13 depth profiles from paleosols across the Permian-Triassic boundary: Evidence for methane release // Bull. 2000. Geol. Soc. Amer. Vol. 112, N 9. P. 1459–1472.

Kutzbach J.E., Gallimore R.G. Pangea climates: Megamonsoons of the megacontinent // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 3341–3357.

Kutzbach J.E., Ziegler A.M. Simulation of Late Permian climate and biomes with an atmosphere-ocean model: Comparisions with observations // Philos. Trans. Roy. Soc. London. B. 1993. Vol. 341, N 1297. P. 327–340.

La Page B.A., Pfefferkorn H.W. Plant fossilsfrom the Early Permian Sabine Bay Formation, Arctic Canada // Abstr. XIV ICCP, Pander Soc., Canad. paleontol. conf. 1999. P. 83.

Levell B.K., Braakman J.H., Rutlen K.W. Oil-bearing sediments of Gondwana glaciation in Oman // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1988. Vol. 72. P. 775–796.

Leven E.J. Early Permian fusulinids from the Central Pamir // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 1993. Vol. 99, N 2. P. 151–198.

Lindsay J.F. Permian Postglacial environments of the Australian Plate // Late Glacial and Postglacial environmental changes / Ed. I.P. Martini. N.Y.; Oxford: Oxford Univ. press, 1997. P. 213–229.

Lopez-Gamundi O.R. Glacial-Postglacial transition in the Late Paleozoic basins of Southern South America // Ibid. 1997. P. 147–168.

Mader D. Evolution of palaeoecology and Triassic Fluvial Basin in Europe. Vol. 1. Western and Eastern Europe. Vol. 2. Southeastern Europe and Index. Stuttgart; N.Y.: Fischer, 1992. 1340 p.

Martin H. The Late Palaeozoic Dwyka Group of the South Kalahari Basin in Namibia and Botswana and the subglacial valleys of the Kaokoveld in Namibia // Earth's Pre-Pleistocene glacial record / Ed. *M.J.* Hambrey et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1981. P. 61–66.

Martini I.P. (ed.) Late Glacial and Postglacial environmental changes: Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic. N.Y.; Oxford: Oxford Univ. press, 1997. 343 p.

McLoughlin S., Lindstrom S., Drinnan N. Gondwanan floristic and sedimentological trends during the Permian-Triassic transition: New evidence from the Amery Group, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica // Antarct. Sci. 1997. Vol. 9, N 3. P. 281–298.

Menning M.A. Permian time scale 2000 and correlation of marine and continental sequences using the Illawarra reversal (265 Ma) // Natura Bresciana. Monogr. 2001. N 25. P. 355–362.

Metcalfe I. Late Paleozoic and Mesozoic Palaeogeography of Eastern Pangea and Tethys // Pangea: Global environments and resources / Ed. A.F. Embry et al. Calgary, 1994. P. 97–111. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; N 17).

Michaelsen P., Henderson R.A. Facies relationships and cyclicity of high-latitude, Late Permian coal measures, Bowen Basin, Australia // Intern. J. Coal Geol. 2000. Vol. 44. P. 19–48.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott et al. Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: Implications for mantoe plumes and mantle dynamics // Tectonophysics. 2002. Vol. 351. P. 3–39.

Parrish J.T. Geologic evidence of Permian climate // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heldelberg: Springer, 1995. Vol. 1. P. 53–61.

Rampino Prokoph A., Adler A. Tempo of the End-Permian event: High-resolution cyclostratigraphy at the Permian-Trassic boundary // Geol.ogy. Vol. 2000. Vol. 28, N 7. P. 643–646.

Raymo M.E. The initiation of Northern Hemisphere glaciation // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1994. Vol. 22. P. 353–383.

Rees P.McA., Gibbs M.T., Kutzbach J.E., Behling P.J. Permian climates: Evaluating model predictions using global paleobotanical data // Geology. 1999. Vol. 27, N 10. P. 891–894.

Rees P. McA, Ziegler A.M., Gibbs M.T. Permian phytogeographic patterns and climate data: Model comparisions // J. Geol. 2002. Vol. 110. P. 1–31.

Retallack G.J. Late Carboniferous to Middle Triassic megafossil floras from Sidney Basin // Bull. Geol. Surv. New. South Wales. 1980. Vol. 26. P. 385–430.

Retallack G.J. Permafrost paleoclimate of Permian paleosols inthe Gerringong volcanic facies of New South Wales // Austral. J. Earth Sci. 1999a. Vol. 46, N 1. P. 11–22.

Retallack G.J. Postapocalyptic greenhouse paleoclimate revealed by earliest Triassic paleosols in the Sydney Basin, Australia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1999b. Vol. 111, N 1. P. 52–70.

Retallack G.J., Krull E.S. Landscape ecological shift at the Permian-Triassic boundary in Antarctica // Austral. J. Earth Sci. 1999. Vol. 46. P. 785–812.

Robinson P.L. Palaeoclimatology and continental drift // Implications of continental drift in the Earch Sciences. L.; N.Y.: Acad. press, 1973. Vol. 1. P. 451–476.

Rocha-Campos A.C., Dos Santos P.R. The Itarare Subgroup, Aduidauanna Group and San Gregorio Formation, Parana Basin, southeastern South America // Earth's Pre-Pleistocene glacial record / Ed. M.J. Hambrey et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1981. P. 842–852.

Ross C.A., Ross R.P. Permian sequence stratigraphy // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 1. P. 98–123.

Ruddiman W.E. (ed.) Tectonic uplift and climatic change. N.Y.: Plenum Press. 1997. 535 p.

Ruddiman W.F., Kutzbach J.E. Plateau uplift and climatic changes // Sci. Amer. 1991. Vol. 264, N 3. P. 66–75.

Santos P.R., Rocha Campos A.C., Canuto J.R. Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Parana Basin, Brazil // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. Vol. 125. P. 165–184.

Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (ed.) The Permian of Northern Pangea. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 1. 261 p.; Vol. 2. 312 p.

Scotese C.R., Langford R.P. Pangea and paleogeography of the Permian // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heldelberg: Springer, 1995. Vol. 1. P. 3–19.

Shao L., Zhang P., Ren D., Lei J. Late Permian coal-bearing carbonate successions in Southern China: Coal accumulation on carbonate platforms // Intern. J. Coal Geol. 1998. Vol. 37, N 3/4. P. 235–256.

Shi G.R., Grunt T.A. Permian Gondwana-Boreal antitropicality with special reference to brachiopod faunas // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2000. Vol. 155, N 2. P. 239–263.

Shopf J.M. The role of biogeographic provinces in regulating marine faunal diversity through geologic time // Historical biogeography, plate tectoics, and the changing environment. Oregon: State Univ. press. P. 449–457.

Smith A.G. Estimates of the Earth's spin (geographic) axis relative to Gondwana from glacial sediments and paleomagnetism // Earth Sci. Rev. 1997. Vol. 42. P. 161–179.

Smith N.D., Barrett P.J., Woolfe K.J. Glacier-fed(?) sandstone sheets in the Weller Coal Measures (Permian), Allan Hills, Antarctica // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. Vol. 141. P. 35–51.

Smith R.M.H. A review of stratigraphy and sedimentary environments of the Karoo Basin of South Africa // J. Afr. Earth Sci. Vol. 10, N 1/2. P. 117–137.

Spry A., Banks M.R. (ed.). The geology of Tasmania // J. Geol. Soc. Austral. 1962. Vol. 9. P. 107–362.

Stanlay S.M. Paleozoic mass extinctions: Shared patterns suggest global cooling as common cause // Amer. J. Sci. 1989. Vol. 288. P. 334–352.

Stanlay S.M., Yang X. A double mass extinction at the end of the Paleozoic era // Science. 1994. Vol. 266. P. 1340–1344.

Stemmerik K., Worsley D. Permian history of the Barents shelf area // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 2. P. 81–97.

Stephenson M.H. Correlation of Permo-Carboniferous palynological assemblages from Arabia // Program. with abstracts XIV ICCP. Calgary: Univ. press, 1999. P. 140.

Stollhofen H., Stanistreet I.G., Bangert D., Grill H. Tuffis, tectonism and glacially related sea-level changes, Carboniferous-Permian, Southern Namibia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2000. Vol. 161, N 1/2. P. 127–150.

Termier G., Termier H., Maren Ph. et al. Donnees nouvelles sur la transgression glacioi-euststique permo-carbonifere (Gzhelien-Sakmarien) en Afghanistan central // C.r. Acad. sci. D. 1973. Vol. 276. P. 943–947.

Twitchett R.J., Looy C.V., Morante R. et al. Rapid and sychrous collaps of marine and terrestial ecosystems during the End-Permian biotic crisis // Geology. 2001. Vol. 29, N 4. P. 351–354.

Utting J., Piasecki S. Palynology of the Permian of Northern continents: A review // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 1. P. 237–261.

Valentine J.W. Evolutionary paleoecology of the marine biosphere. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1973. 511 p.

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. Vol. 98. P. 475–487.

Veevers J.J., Powell C.McA., Collinson J.W., Lopez; Gamundi O.R. Synthesis // Permian-Triassic Pangean foldbelts along the Panthalassan Margin of Gondwanaland. Boulder (Colo.), 1994. P. 331–354. (Geol. Soc. Amer. Mem. Vol. 184).

Visser J.N.J. The age of the Late Palaeozoic glacigene deposits in Southern Africa // S. Afr. J. Geol. 1990. Vol. 93, N 2. P. 366–375.

Visser J.N.J. A Permian argillaceous syn- to post-glacial foreland sequence in the Karoo Basin, South Africa // Earth's glacial record / Ed. M. Deynoux et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1994. P. 193–203.

Visser J.N.J. Controls on Early Permian shelf deglaciation in the Karoo Basin of South Africa // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. Vol. 125. P. 129–139.

Visser J.N.J. A review of the Permo-Carboniferous glaciation in Africa // Late Glacial and Postglacial environmental changes / Ed. I.P. Martini. N.Y.; Oxford: Oxford Univ. press, 1997. P. 169–191.

Visser J.N.J., Van Niekert B.N., Van der Merwe S.W. Sediment transport of the Late Paleozoic glacial Dwyka Group in the southwestern Karoo Basin // S. Afr. J. Geol. 1997. Vol. 100, N 3. P. 223–236.

Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glacigene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1990. Vol. 81. P. 49–57.

Wagner R.H., Lausberg S., Naugolnykh S. The Permian Angara flora from North Greenland: A progress report // Abstr. XIV ICCP, Pander Soc., Canadian Paleontol. conf. 1999. P. 150.

Walliser O.H. (ed.). Global events and event stratigraphy in Phanerozoic. B.: Springer, 1995. 335 p.

Wang J., Liu H., Shen G., Zhang H. Notes on the island distribution pattern of the Permian Cathaysian flora in China: An example of the application of the equilibrium theory of island biogeography in palaeobiogeography // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. Vol. 142. P. 23–31.

Wardlaw B.R. Permian conodonts // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 1. P. 186–195.

Wignall P.B., Hallam A. Anoxia as a cause of the Permian-Triassic mass extinction-facies evidence from Northern Italy and Western United States // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1992. Vol. 93, N 1/2. P. 21–46.

Wnuk C. The development of floristic provincialy during the Middle and Late Paleozoic // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1996. Vol. 90. P. 5–40.

Wopfner H., Casshyap S.M. Transition from freezing to subtropical climates in the Permo-Carboniferous of Afro-Arabia and India // Late Glacial and Postglacial environmental changes / Ed. I.P. Martini. N.Y.; Oxford: Oxford. Univ. press, 1997. P. 192–212.

Yang W., Kominz M.A. Testing periodicity Cisco Group (Virgilian and Wolfcampian), Texas // J. Seiment. Res. 1999. Vol. 69, N 6. P. 1209–1231.

Ziegler A.M. Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian period // Paleozoic paleogeography and biogeography / Ed. W.S. McKerrow, C.R. Scotese. L., 1990. P. 363–379. (Geol. Soc. London. Mem.; N 12).

Ziegler A.M., Gibbs M.T., Hulver M.L. A mini atlas of oceanic water masses in the Permian period // Proc. Roy. Soc. Victoria. 1998. Vol. 110, N 1/2. P. 323–343.

Ziegler A.M., Hulver M.L., Rowley D.B. Permian world topography and climate // Late Glacial and Postglacial environmental changes / Ed. I.P. Martini. N.Y.; Oxford: Oxford Univ. press, 1997. P. 111–146.

Ziegler A.M., Parrish J.M., Yao J. et al. Early Mesozoic phytogeogrpahy and climate // Philos. Trans. Roy. Soc. London. B. 1997. Vol. 341, N 1297. P. 297–305.

Zo Wang. Gigantonoclea – an enigmatic Permian plant from North China // Paleontology. 1999. Vol. 42. P. 329–373.

Часть IV

ГЛАВНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ И БИОСФЕРНЫЕ СОБЫТИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Глава 13

ЛЕДНИКОВЫЙ И БЕЗЛЕДНИКОВЫЙ КЛИМАТ В ДОКЕМБРИИ

Н.М. Чумаков

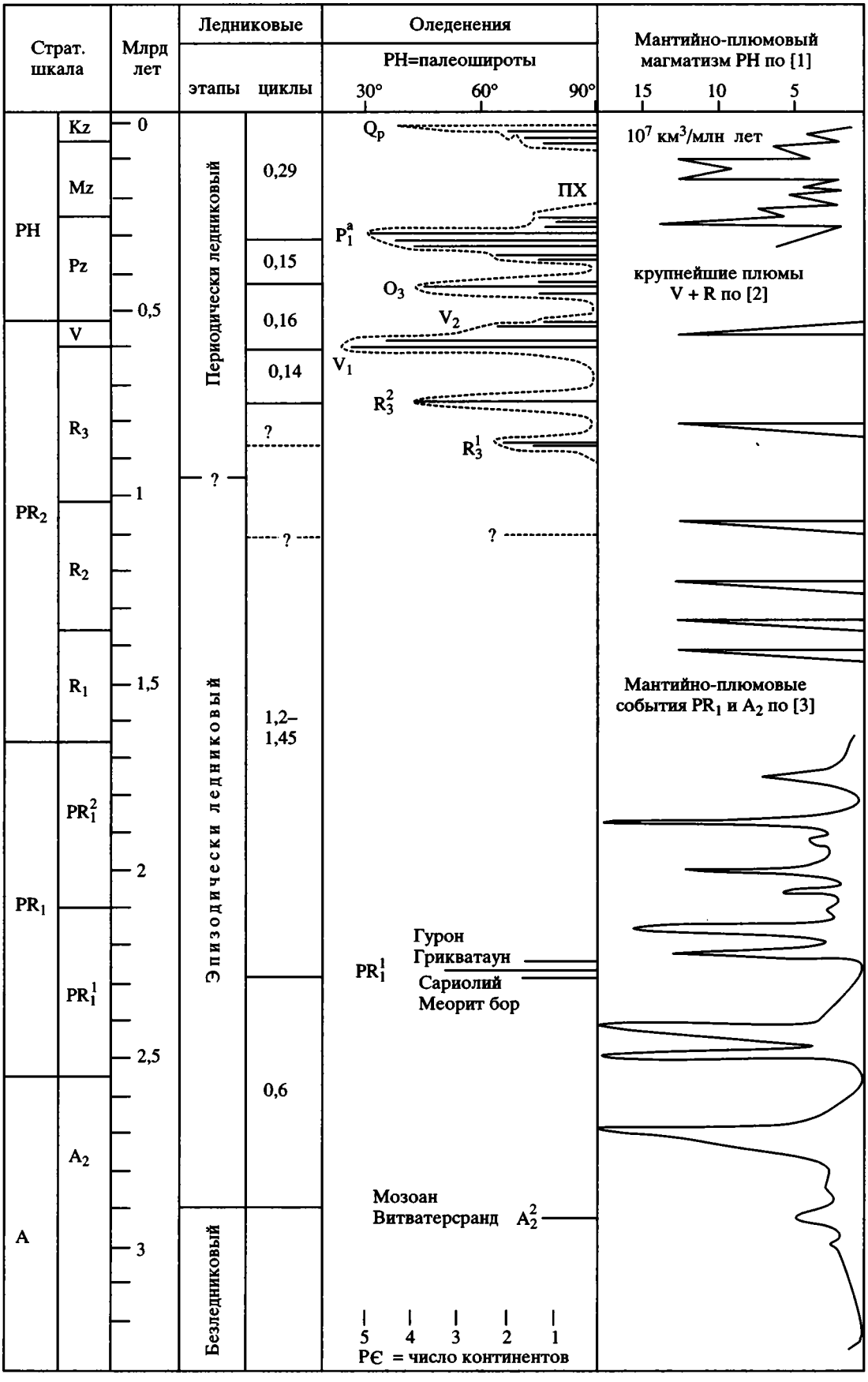
13.1. Общая направленность климатических изменений

Временные масштабы докембрия позволяют выявить в истории Земли не только крупные периодические, но и необратимые изменения климата. О тех и других можно судить по наиболее ярким климатическим событиям – оледенениям, которые образуют как бы каркас климатической истории нашей планеты.

Распространение оледенений в геологической истории было весьма неравномерным. Частота и масштабы оледенений сильно возрастали со временем (рис. 96). Такое распределение не могло быть результатом только недостаточной изученности более древних отложений. За десятилетия "холодной войны", в результате погони за стратегическим сырьем детальным геологическим картированием и поисками были охвачены почти все территории Земли, сложенные древними породами, в том числе в слабо развитых странах и труднодоступных районах. При исследованиях подобного рода трудно было пропустить ледниковые отложения, которые обычно образуют крупные тела, имеют региональное распространение, являются хорошими маркёрами, а, кроме того, привлекают внимание геологов своим неординарным видом и происхождением. Справедливость мнения о том, что неравномерное распределение оледенений не артефакт, подкрепляется, во-первых, тем, что масштабы обнаруженных ледниковых периодов постепенно возрастают, а их временная структура усложняется, и во-вторых, тем, что за последние 30–40 лет был существенно уточнен возраст и ареалы распространения древних ледниковых отложений, но практически не было открыто ни одного нового ледникового горизонта. Поэтому есть основания думать, что с достаточным для нас приближением, современные данные отражают реальное распространение оледенений в геологической истории. Исходя из этих соображений и того, что около 85% геологической истории относится к докембрию, мы в данной главе рассмотрим всю историю оледенений на Земле. Только в таком временном масштабе возможно выявить необратимые климатические изменения.

Достоверных данных об оледенениях в раннем и среднем архее нет. Первые следы оледенений, еще очень редкие и пространственно ограниченные, известны в верхнем архее на небольшом кратоне Каапваал в ЮАР. Это тиллиты надгруппы Витватерсранд и одновозрастной группы Мозоан [Young et al., 1998; Crowell, 1999]. Оледенение Мозоан было покровным, поскольку частично представлено бассейновыми отложениями с дропстоунами, а оледенение Витватерсранд имело, видимо, предгорный или горный характер. Возраст надгруппы Витватерсранд и группы Мозоан сейчас оценивается около 2,9 млрд лет [Nelson et al., 1999].

Значительно шире распространены ледниковые отложения в нижней части нижнего протерозоя. Они известны на четырех континентах [Чумаков, 1978; Hambrey et al., 1981; Crowell, 1999]. Преобладание среди нижнепротерозойских ледниковых отложений


Страт. шкала
Млрд лет
Ледниковые
этапы
циклы
Оледенения
PH=палеоширокты
30°
60°
90°
Мантийно-плюмовый магматизм PH по [1]
15
10
5
Kz
Mz
Pz
PH
V
R3
R2
R1
PR2
PR1 2
PR1 1
PR1
A2
A
0
0,5
1
1,5
2
2,5
3
Периодически ледниковый
Эпизодически ледниковый
Безледниковый
0,29
0,15
0,16
0,14
?
?
?
1,2–1,45
0,6
Qp
ПХ
P1a
O3
V2
V1
R32
R31
?
?
Гурон
Грикватаун
Сариолий
Меорит бор
PR11
Мозоан
Витватерсранд
A22
5
4
3
2
1
PЄ = число континентов
10^7 км^3/млн лет
крупнейшие плюмы V + R по [2]
Мантийно-плюмовые события PR1 и A2 по [3]

марино-гляциальных фаций свидетельствует о покровном характере этих оледенений. В Северной Америке нижнепротерозойские ледниковые отложения известны в четырех регионах на противоположных концах континента [Young et al., 1970]. В разрезе раннепротерозойской Гуронской надгруппы к северу от Великих озер установлено три ледниковых горизонта. Их возраст оценивается приблизительно в 2,33–2,22 млрд лет [Crowell, 1999]. На Балтийском щите нижнепротерозойские ледниковые отложения установлены в сариолийском надгоризонте, который имеет возраст между 2,4 и 2,3 млрд лет [Marmo, Ojakangas, 1984]. В Южной Африке давно известны ледниковые отложения в надгруппах Трансвааль и Гриквaленд Вест [Hambrey et al., 1981]. Их возраст 2,4–2,2 млрд лет. В Западной Австралии ледниковые отложения описаны в группе Тури, возраст которой тоже заключен между 2,4 и 2,2 млрд лет [Martin, 1999; Lindsay, Brasier, 2002]. Однотипные изотопно-углеродные аномалии, связанные с карбонатными отложениями, перекрывающими перечисленные выше раннепротерозойские ледниковые отложения [Беккер, 1996; Семихатов и др., 1999], подтверждают, что нижнепротерозойские оледенения были приблизительно одновозрастными.

В более высоких горизонтах нижнего протерозоя, нижнем и большей части среднего рифея, следов оледенений не обнаружено. Единичные указания на присутствие рассеянных валунов в сланцах верхней части нижнего протерозоя, судя по существующим кратким описаниям, скорее говорят о разносе обломков сезонными льдами или о вулканогенном происхождении [Ахмедов, 2001] этих тиллитоподобных пород (тиллоидов). Трудно предположить, что собственно ледниковые отложения в данном стратиграфическом интервале еще не найдены из-за его недостаточной изученности. Благодаря многочисленным месторождениям полезных ископаемых этот стратиграфический интервал изучен сейчас более детально, чем отложения начала раннего протерозоя. Но, если даже будет установлено, что некоторые сланцы с валунами в верхней части нижнего протерозоя имеют ледниковое происхождение, это не изменит главного вывода о эпизодичности оледенений в послеархей-ском–доверхнерифейском интервале геологической истории. Имеющиеся пока данные позволяют предполагать, что вторая половина раннего протерозоя и первая половина рифея представляли "ледниковую паузу", которая длилась не менее 1,2, а возможно – 1,45 млрд лет. Высказаны предположения, что данная пауза была связана с активным мантийно-плюмовым вулканизмом [Чумаков, 2002б], относительно спокойным тектоническим периодом [Lindsay, Brasier, 2002] или повышенным содержанием метана в атмосфере в это время [Pavlov et al., 2003].

Были ли оледенения в среднем рифее сейчас еще не совсем ясно. В Байкало-Патомском нагорье (среднесибирский ледниковый горизонт) [Чумаков, 1993; Хометовский, Постников, 2001] и Бразилии [D'Agrella-Filho, 1990] имеются явные ледниковые отложения, возраст которых точно не определен. Они могут относиться ко второй половине среднего или началу позднего рифея. В Шотландии, в группе Стоэр, имеющей Pb-Pb возраст 1199 млн лет, давно известны тиллоиды, которые одними исследователями рассматриваются как ледниковые [Davison, Hambrey, 1996], а другими как отложения теплого аридного климата [Young, 1999].

С позднего рифея оледенения на Земле стали происходить периодически и значительно чаще, чем до этого. В позднем рифее в настоящее время известны два обширных оледенения. Более древнее из них (первое или раннее позднерифейское оледенение) ориентировочно датируется от 850 до 900 млн лет, а более молодое (второе или позднее позднерифейское) – около 740–750 млн лет [Чумаков, 1987; Chumakov, 1981; Trompette, 1994; Crowell, 1999]. Первое было названо конголезским, а второе Стерт-Годж или верхнестертовским [Чумаков, 1978]. В последнее время второе оледенение чаще именуется просто, как оледенение Стерт или Рэпитан. Конголезское оледенение, как минимум, охватывало Центральную и Южную Африку, а также Южную Америку [Trompette, 1994]. Аналоги стертовского ледникового горизонта, кроме Австралии, присутствуют в Северной Америке (тиллиты Рэпитан и их аналоги) [Crowell, 1999], в Африке (Тиллит Кайгас и его аналоги) и в Азии (тиллиты Чанган Южного Китая и его

Рис. 96. Распространение оледенений и главных мантийно-плюмовых событий в геологической истории [Чумаков, 2001б с изменениями]

Сплошные горизонтальные линии – ледниковые эпохи (гляциоэпохи). Их длина пропорциональна максимальному распространению оледенений (в фанерозое – палеоширотам, в докембрии – числу континентов). Штриховая линия, обводящая гляциоэпохи – ледниковые периоды (гляциопериоды). Пунктирные линии – предполагаемые оледенения и возраста. ПХ – мезозойское похолодание; 1 – [Добрецов, 1999]; 2 – [Ernst, Buchan, 2001]; 3 – [Isley, Abbott, 1999]. PH – фанерозой; Kz – кайнозой; Mz – мезозой; Pz – палеозой; V – венд; R – рифей; PR – протерозой; A – архей

вероятные аналоги в Тариме, возможно, среднесибирский горизонт Байкало-Патомского нагорья).

Следующий крупный ледниковый период, именуемый лапландским (или варангерским), был приурочен к нижнему венду, начало которого приблизительно датируется сейчас в 600 ± 10 млн лет [Семихатов, 2000], а иногда в 620 млн лет [Evans, 2000; Smith, 2001]. Лапландское оледенение охватывало Европу (стратотипический регион севера и востока Восточно-Европейской платформы, Урал, Шпицберген, Ирландию, Шотландию, Ю. и С. Норвегию [Чумаков, 1971; 1985]); Северную Америку (В. Гренландия) [Hambrey, Spencer, 1987]; Ньюфаундленд [Narbonne, Gehling, 2003]; горы Макензи [Narbonne, Aitken, 1995]; Южную Америку (Юго-Западная Бразилия) [Trompette, 1994; 1997]; Азию (джетымский гляциогоризонт Тянь-Шаня и его аналоги в Тариме) [Чумаков, 1978]; тиллит Наньто Южного Китая, тиллиты Блайни Ю. Гималаев [Tiwari, 1999]; Австралию (тиллиты подгруппы Ерилина и их аналоги) [Preiss, 1987].

На возрасте тиллитов свиты Наньто следует остановиться, поскольку эта проблема имеет принципиальное стратиграфическое, палеогеографическое и даже методическое значение. Многие исследователи, основываясь на датировке несогласно подстилающей свиты Лианто (748 ± 12 млн лет, цирконы туфов, U-Pb метод), относят свиту Наньто к позднему рифею [Хоментовский, 2000; Evans, 2000 и др.] и обычно сопоставляют со стертовским гляциогоризонтом. Между тем базальная пачка (Mb.1) вендской свиты Дошуаньто, залегающей на тиллитах Наньто, справедливо рассматривается как отложения постледниковой трансгрессии [Wang et al., 1998]. Действительно, пачка (Mb.1) представляет типичный "венчающий доломит" ("cap dolomite"). Подобные "венчающие доломиты", стратиграфически тесно связанные с тиллитовыми толщами, завершают очень многие позднедокембрийские марино-гляциальные разрезы. По существу, они входят в единые, устойчивые в пространстве и времени формационные ряды, состоящие из тиллитов, венчающих доломитов и сменяющих последние вверх по разрезу черных, часто фосфоритсодержащих сланцев. Эти формационные ряды характеризуют завершение оледенений и постледниковые трансгрессии [Чумаков, 1978; Chumakov, 1992; Fairchild et al., 1994 и др.]. В основании венчающих карбонатов иногда наблюдаются следы внутриформационных размывов. Они вполне естественны, поскольку во время постледниковых трансгрессий, даже при слабом волнении с поверхности свежих ледниковых осадков легко вымывается мелкозем и на контакте образуются конгломераты. Устойчивость таких формационных рядов не позволяет рассматривать эти размывы, как признак стратиграфически значимых перерывов между ледниковыми горизонтами и венчающими карбонатами. Сама свита Доушаньто с основания содержит остатки многоклеточных животных и водорослей и радиоизотопными методами датируется ранним вендом [Barfod et al., 2002]. Из этого можно уверенно заключить, что тиллиты Наньто относятся к ранневендскому оледенению.

Меньшее по масштабам, но все же значительное оледенение произошло в конце венда или вблизи границы венда и кембрия. Возраст этой границы (подошвы томмотского яруса) оценивается сейчас в 535±1 млн лет [Семихатов, 2000]. Данное оледенение было сначала установлено в 70-х гг. прошлого века в Средней Азии под именем байконурского горизонта и прослежено на 2000 км от Северного Казахстана до Южного Тянь-Шаня, а далее еще на 3000 км на восток под именем свиты Хонголчоны в Тариме и Тиллита Лочуань в Северном Китае [Чумаков, 1978; Hambrey et al., 1981]. В 1970–1980-е гг. предполагалось, что это оледенение ограничивалось Средней и Восточной Азией. Сейчас его существование признано многими исследователями и, более того, выяснено, что оледенение распространялось значительно шире. В Западной Африке очень широкое развитие имеет вендский ледниковый горизонт – Тиллит Джбелия и его аналоги. Ранее его относили к раннему венду [Чумаков, 1978; Trompette, 1994 и др.]. Позднее, в непосредственно перекрывающей данные тиллиты карбонатной пачке была найдена нижнекембрийская фауна [Culver et al., 1988]. Эта тонкая, но выдержанная на огромной территории, пачка тоже представляет типичный "венчающий доломит" ("cap carbonate"). Поэтому можно заключить, что западно-африканский гляциогоризонт относится к самому позднему венду или к началу раннего кембрия [Чумаков, 1993; Bertrand-Sarfati et al., 1995; Trompette, 1997]. Таким образом, сейчас стало ясно, что оледенение вблизи границы венда и кембрия охватывало весьма значительные части двух современных континентов, которые к тому же, судя по многим реконструкциям расположения континентов в позднем венде, относились к противоположным полушариям.

Суммируя данные о докембрийских оледенениях с данными об оледенениях фанерозоя,

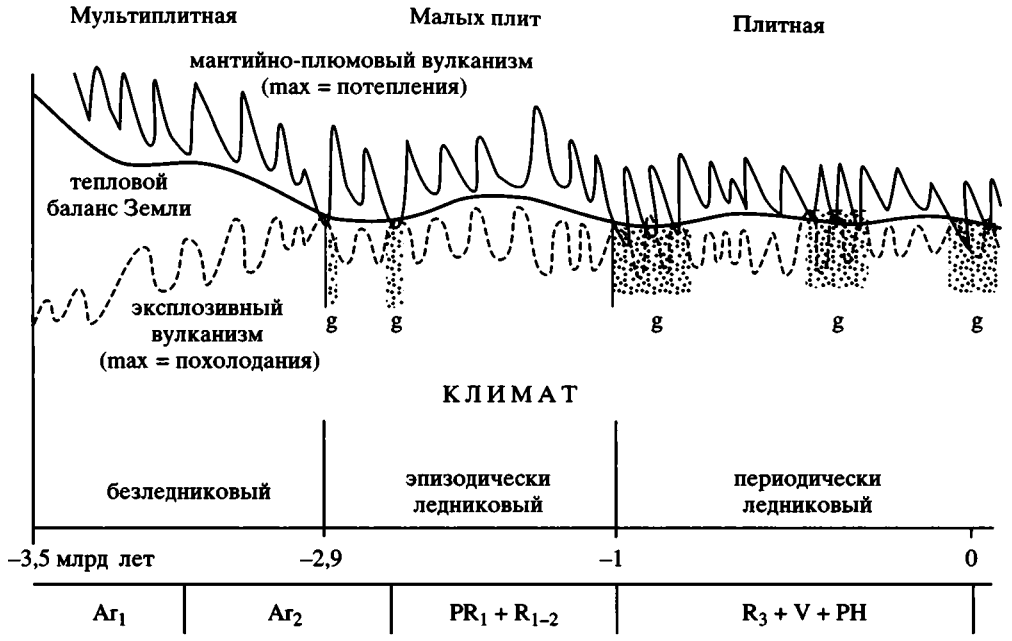


Рис. 97. Вероятные соотношения между необратимым охлаждением поверхности Земли, крупными периодическими похолоданиями (g – ледниковые периоды) и потеплениями, характером вулканизма, климатическими [Чумаков, 2001б] и геодинамическими этапами [Хаин, 1995]

можно констатировать, что, начиная с позднего рифея (а может со второй половины среднего рифея) ледниковые периоды стали происходить на Земле почти регулярно (рис. 96). Одновременно усложнилась временная структура и увеличились масштабы оледенений. Судя по широкому распространению мариногляциальных отложений, оледенения эти имели в основном покровный характер. Перечислим достаточно надежно установленные ледниковые периоды, начиная с позднего рифея: 1) ранний позднерифейский ледниковый период ("конголезский"); 2) поздний позднерифейский ледниковый период ("стертовский"); 3) ранневендский ледниковый период ("лапландский" или "варангерский"); 4) ледниковый период вблизи границы венда и кембрия ("байконурский"); 5) позднеордовикский-раннесилурийский ледниковый период; 6) позднедевонский-раннекарбоновый ледниковый период; 7) среднекарбоново-пермский ледниковый период; 8) незавершенный позднекайнозойский ледниковый период.

Таким образом, в истории Земли можно отметить три крупных климатических этапа: I этап – безледниковый (большая часть архея), II этап – с редкими эпизодическими оледенениями (поздний архей, ранний протерозой, ранний и средний рифей) и III этап – с частыми и периодическими оледенениями (поздний и, возможно, часть среднего рифея, венд, фанерозой). Последовательность этих трех климатических этапов определяет главную тенденцию изменений климата на Земле, которая на протяжении последних трех млрд лет состояла в увеличении роли ледникового климата, т.е. в постепенном похолодании поверхности нашей планеты.

Очевидно, что похолодание отражало медленное сокращение теплового баланса поверхности планеты (рис. 97). Главной причиной этого было, очевидно, уменьшение плотности атмосферы, сопровождавшееся снижением содержания в ней парниковых газов. И то, и другое было результатом ослабления процессов эндогенной дегазации, и усиливавшегося поглощения CO_2 при выветривании силикатов и фотосинтезе и последующего длительного захоронения части карбонатов и других углеродсодержащих отложений. Эти экзогенные процессы становились более интенсивными по мере развития земной биоты и усиления фотосинтеза. В некоторой, хотя и очень небольшой степени, тепловой баланс поверхности Земли снижался за счет уменьшения теплового потока из глубин Земли и остывания ее мантии, что было результатом распада части радиоактивных элементов и сокращения производимого ими тепла, замедления процессов дифференциации вещества и уменьшения масштабов приливных деформаций в подкоровых оболочках Земли. Матема-

тическое моделирование свидетельствует о том, что эндогенный тепловой поток мог сократиться за последние три млрд лет приблизительно в пять раз [Добрецов, 1994]. Сейчас основной эндогенный тепловой поток почти в 5000 раз слабее теплового потока, приходящего на Землю от Солнца [Монин, Шишков, 1978]. Следовательно, три млрд лет назад эндогенный тепловой поток был в 1000 раз или, если принять, что светимость Солнца была на 30% ниже современной, в 700 раз слабее солнечного. При столь незначительном вкладе в тепловой баланс поверхности Земли даже многократное сокращение эндогенного теплового потока не могло непосредственно сказываться на ее климате, однако эндогенная активность планеты эффективно воздействовала на климат через вулканические процессы и дегазацию. Определенную роль в похолодании Земли играло, по-видимому, увеличение альбедо планеты по мере роста континентов, а главное ослабление эндогенной дегазации и, возможно, уменьшение частоты падения на Земле космических тел. Предполагаемое медленное возрастание светимости Солнца, очевидно, не могло, полностью компенсировать все перечисленные выше потери тепла в тепловом балансе поверхности Земли.

На необратимый и медленный процесс охлаждения поверхности Земли накладывалась сложная система периодических климатических колебаний: потеплений и похолоданий. По аналогии с наиболее изученными фанерозойскими оледенениями, самые значительные похолодания можно связывать с усилением эксплозивного вулканизма, снижением прозрачности атмосферы и "вулканическими зимами" [Чумаков, 2001а]. Определенную роль в похолодании играло увеличение скорости захоронения CO_2 в осадочных породах (органические вещества, карбонаты [Berner, Berner, 1997 и др.]) и затем частичное, но долговременное их захоронение в литосфере, а в случае субдукции, и мантии [Lindsay, Brasier, 2001; 2002]. Потепления же можно объяснить ослаблением эксплозивного вулканизма и увеличением прозрачности атмосферы, которое сопровождалось увеличением концентрации парниковых газов в атмосфере. Последнее вызывалось усилением регионального метаморфизма, окислением органических веществ, разложением карбонатов глинисто-карбонатных толщ в молодых орогенах, а иногда и вспышками мантийно-плюмового вулканизма [Чумаков, 2001а]. Совместно эти процессы вели к потеплению, которое значительно усиливалось дегазацией океана. Влияние на климат оказывали и многие другие геологические факторы, но, как показывает сравнительный анализ, они не были определяющими для появления оледенений, даже при совместном воздействии нескольких из них [Chumakov, 2002].

На первом, безледниковом этапе поверхность Земли обладала большим положительным балансом тепла, который обеспечивал теплый климат при любых периодических похолоданиях. Во время второго этапа ее тепловой баланс уменьшился и в отдельных случаях значительные похолодания, связанные с ослаблением дегазации и "вулканическими зимами", превышали его, в результате чего начались эпизодические оледенения. Оледенения прекращались, когда эксплозивный вулканизм ослабевал и начиналась очередная серия крупных мантийно-плюмовых событий, которыми изобиловал докембрий (рис. 96), и которые сопровождались поступлением в атмосферу значительных количеств парниковых газов. К началу третьего этапа климатическая система Земли приблизилась к порогу равновесия между безледниковым и ледниковым ее состоянием (рис. 97), поэтому климат Земли стал в очень большой степени зависеть от масштабов дегазации и соотношений интенсивности эксплозивного и мантийно-плюмового вулканизма. Изменения интенсивности надсубдукционного вулканизма, с которым в основном связан эксплозивный вулканизм, происходили периодически и преимущественно в противофазе к изменениям мантийно-плюмового вулканизма [Добрецов, 1999]. Эти обстоятельства, наряду с главными фазами тектогенеза и орогенеза, интенсивного метаморфизма и разрушения углеродсодержащих пород, обуславливали частое и регулярное чередование ледниковых и безледниковых периодов и эпох в после-среднерифейской геологической истории [Чумаков, 2001а]. Интересно отметить, что три выделенных нами климатических этапа приблизительно совпадают с тремя этапами становления плитной тектоники Земли [Хаин, 1995]. Это указывает на определенный параллелизм в геотектонической и климатической эволюции Земли и на зависимость обеих от эндогенной активности последней.

13.2. Периодические климатические колебания в докембрии

На необратимый и медленный процесс охлаждения поверхности Земли, как уже отмечалось, накладывалась сложная система периодических климатических колебаний. Из восьми перечисленных в предыдущем разделе лед-

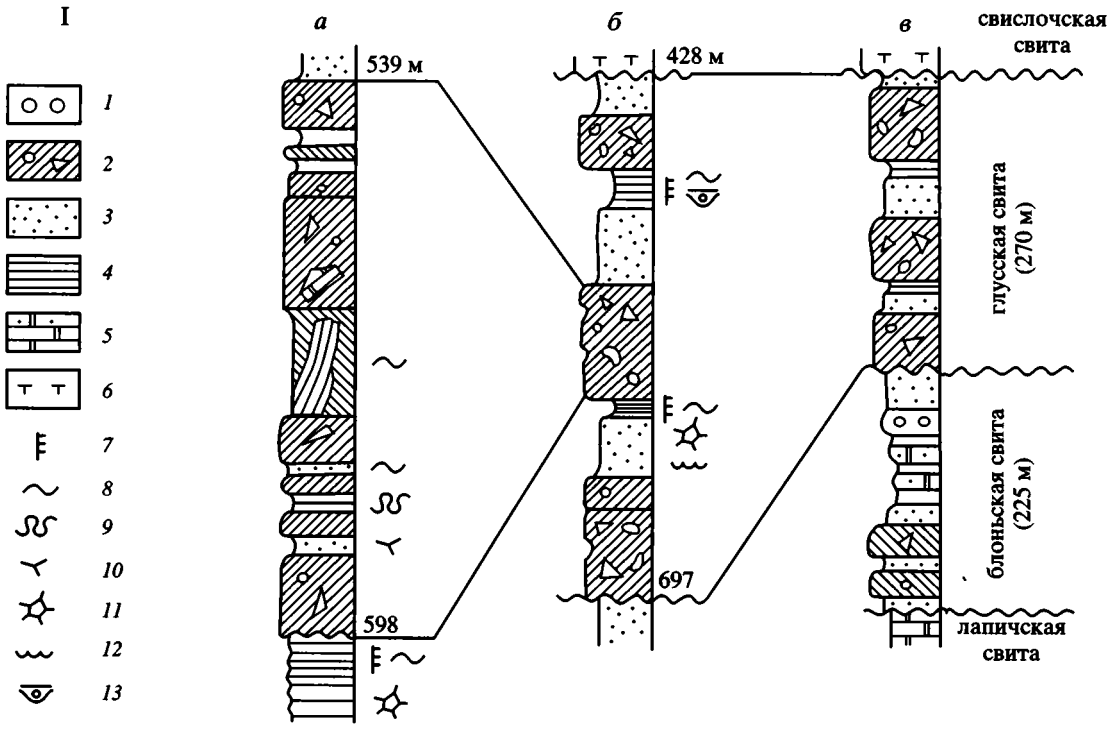
никовых периодов пять были самыми крупными и поэтому их именуют в литературе, "великими оледенениями". Устанавливаются следующие "великие оледенения": 1) *позднее позднерифейское* (740 млн лет); 2) *ранневендское* (с максимумом около 600 млн лет); 3) *позднеордовикское* (максимум – 440 млн лет); 4) *позднепалеозойское* (максимум – 290 млн лет); 5) *позднекайнозойское* (с максимумом, по-видимому, в плейстоцене). Во время максимумов эти оледенения охватывали большие территории на четырех-пяти континентах, распространяясь, порой до широты 40–30° и, возможно, более низких. Первых четыре оледенения из перечисленных повторялись через 140–160 млн лет, образуя три климатических цикла [Чумаков, 2001а]. Раннее позднерифейское оледенение, как минимум, охватывало Западную Гондвану, т.е. суперконтинент и не исключено, что оно тоже было "великим" и что от последующего позднего позднерифейского оледенения его отделяло тоже 140–160 млн лет*. Последний палеозойский, ассельско-раннесакмарский, ледниковый максимум отделен от следующего, плейстоценового временным интервалом в 290 млн лет. Если учесть, что в середине этого интервала, в конце юры – начале мела, как отмечалось в гл. 7, имеются следы похолодания и местами сезонный ледовый разнос, то намечаются еще два крупных климатических цикла по 140–150 млн лет каждый. Периоды этих пяти (а с *древним верхнерифейским оледенением* возможно и шести) климатических циклов близки к тектоническим циклам Бертрана. Если начинать счет с плейстоцена, каждое второе похолодание в этом ряду циклов имеет заметно меньшие масштабы. Поэтому самые крупные оледенения (плейстоценовое, позднепалеозойское и вендское) образуют циклы длительностью около 300 млн лет. Циклы "великих оледенений" и их двойные циклы были ранее отнесены к сверхдлинным климатическим циклам [Чумаков, 1995б].

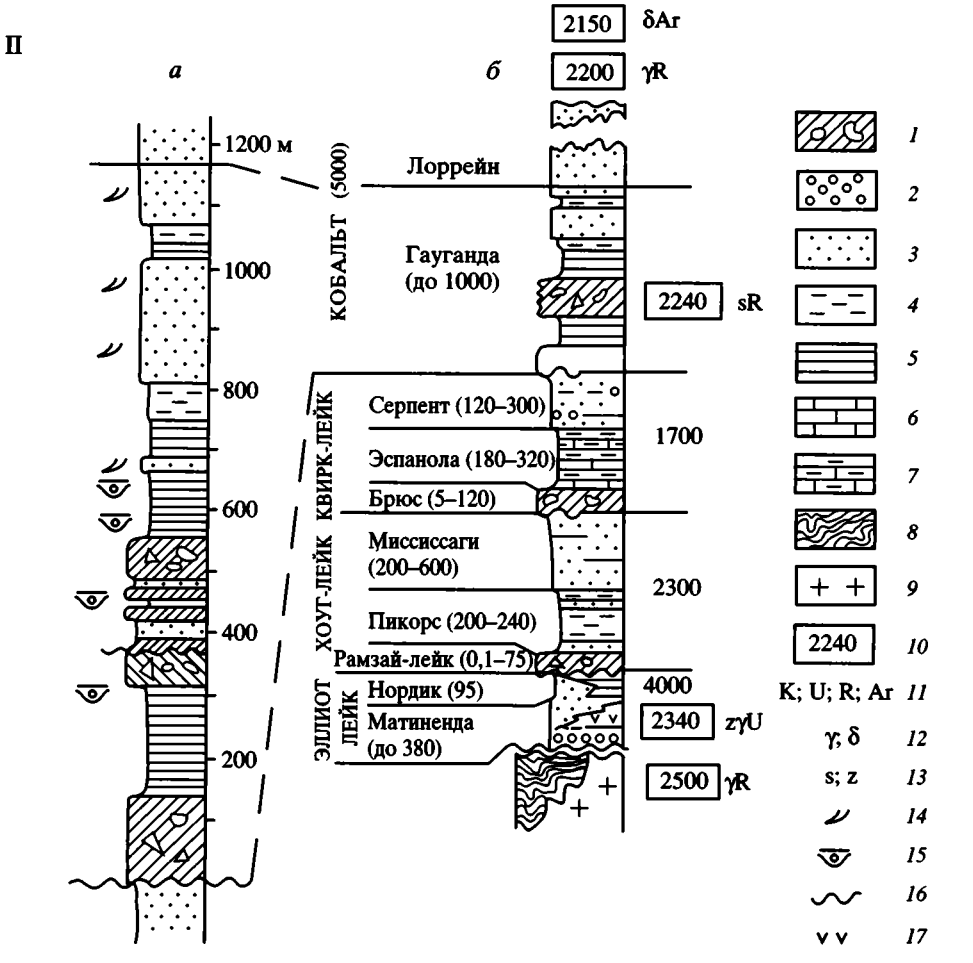
В фанерозое ледниковые и межледниковые периоды, как уже упоминалось выше (гл. 7, гл. 12) подразделяются на климатические эпохи, века и более мелкие события. Малая разрешающая способность радиометрических и биостратиграфических методов в докембрии, а также ограниченное количество реперных радиоизотопных датировок, затрудняют в большинстве случаев прямую оценку периодов климатических колебаний в докембрии. Тем не менее, аналоги многих фанерозойских климатических колебаний можно, с определенной степенью уверенности, распознать и в протерозое. Наличие в венде и позднем рифее двух сверхдлинных климатических циклов продолжительностью около 140–150 млн лет сейчас достаточно очевидно (см. рис. 96). Основания для выделения подчиненных им более мелких циклов дает чередование ледниковых и межледниковых отложений, которое наблюдается в наиболее полных разрезах, отвечающих ледниковым фазам сверхдлинных циклов. Эти разрезы по фациальному составу отложений, их сочетаниям и мощностям порой бывают, неотличимы от фанерозойских ледниковых разрезов и на первых этапах исследований иногда ошибочно относились к фанерозою. Например, вендские ледниковые толщи Средней и Центральной Азии первоначально были отнесены к пермо-карбону (Э. Норин, Д.В. Наливкин), а на западе Русской плиты их порой принимали за плейстоценовые. Раннепротерозойские ледниковые отложения Гриквatуан были отнесены к кембрию или эокембрию [Геверс, Беатс, 1940].

Рассмотрим некоторые характерные докембрийские ледниковые разрезы с точки зрения климатических колебаний. Вильчанская серия Белоруссии, отложившаяся в лапландский (варангерский) ледниковый период, состоит из двух свит: верхней ледниковой глусской и подстилающей ее блоньской (рис. 98). Нижняя часть последней сложена ледниковыми отложениями, а верхняя – межледниковыми песчаниками и песчанистыми доломитами. Глусская свита в полных разрезах содержит три пачки тиллитов, которые разделяются ленточными глинами с дропстоунами и хорошо отсортированными, по-видимому, речными песками с тонкими глинистыми пропластками, редкими знаками ряби и трещинами усыхания. В кровле этих межтиллитовых пачек наблюдаются гляциодислокации. Можно полагать, что глусская и нижняя часть блоньской свиты отвечают ледниковым эпохам лапландского ледникового периода, а разделяющий их перерыв и толща – межледниковой эпохе. Сочетание разноименных эпох в таком случае представляет длинные климатические колебания. Чередование пачек тиллитов и пачек озерных и речных отложений внутри глусской свиты свидетельствует о трех наступлениях и отступлениях ледников. Эти события могут соответствовать ледниковым и межледниковым векам, а их сочетания – средним климатическим колебаниям.

Один из самых полных разрезов лапландского ледникового периода, располагается на

* Возраст раннего позднерифейского оледенения оценивается в 850–900 млн лет [Trompette, 1994].


I
а
б
в
539 м
428 м
598
697
свислочская свита
глусская свита (270 м)
блонькая свита (225 м)
лапичская свита
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13


II
а
б
1200 м
1000
800
600
400
200
КОБАЛЬТ (5000)
ХОУГ-ЛЕЙК
КВИРК-ЛЕЙК
ЭЛЛИОТ ЛЕЙК
Лоррейн
Гауганда (до 1000)
Серпент (120–300)
Эспанола (180–320)
Брюс (5–120)
Миссиссаги (200–600)
Пикорс (200–240)
Рамзай-лейк (0,1–75)
Нордик (95)
Матинеда (до 380)
2150 δAr
2200 γR
2240 sR
1700
2300
4000
2340 zγU
2500 γR
1
2
3
4
5
6
7
8
9
2240
10
K; U; R; Ar
11
γ; δ
12
s; z
13
14
15
16
17

Среднем Урале [Чумаков, 1998]. Здесь нижний венд состоит из серебрянской серии и залегающей на ней, местами несогласно, нижней части старопеченской свиты (рис. 99). Серебрянская серия содержит две мощные ледниковые толщи (танинскую и койвенскую свиты), а нижняя часть старопеченской свиты тоже представляет достаточно сложно построенную ледниковую толщу. Серебрянская серия с одной стороны и нижняя часть старопеченской свиты с другой соответствуют очевидно двум ледниковым эпохам лапландского ледникового периода. Внутри каждой эпохи могут быть выделены ледниковые века (соответствующие танинской и койвенской свитам, также крупным тиллитовым пачкам нижнестаропеченской подсвиты). В свою очередь танинская и койвенская свиты подразделяются на тиллитовые пачки, которые чередуются с нормальными бассейновыми отложениями, отражающими более короткие межледниковые события.

Аналогичные климатические события, с большей или меньшей уверенностью, отмечены и в других перечисленных в разделе 13.1, районах развития лапландского гляциогоризонта. Сложное, но в целом трехчленное строение, имеет стратотипический разрез отложений этого ледникового периода в Северной Норвегии, а также на Шпицбергене [Чумаков, 1978], в восточной Гренландии [Hambrey, Spencer, 1987]. При этом ледниковые свиты распадаются на более мелкие ледниковые и межледниковые пачки. Из двух тиллитовых подгоризонтов состоит ранневендская формация Наньто Китая [Hambrey et al., 1981].

Наиболее полные разрезы отложений обоих позднерифейских ледниковых периодов обычно тоже состоят из чередования ледниковых и межледниковых толщ, которое указывает на существование климатических эпох. Отложения последнего позднерифейского оледенения в Южной Австралии (стертовского) [Preiss, 1987] и на Западе США (серии Покателло, Перри Кенион и их аналоги [Link et al., 1994]) содержат следы двух крупных ледниковых эпизодов, которые могут рассматривать как ледниковые эпохи, состоящие из более коротких ледниковых событий. То же можно сказать в отношении двух ледниковых подгоризонтов Большого конгломерата Катанги [Hambrey et al., 1981]. Последний относится, очевидно, к отложениям древнего позднерифейского ледникового периода.

Следы крупных климатических колебаний улавливаются и в раннем протерозое. Гуронские оледенения длились, по-видимому, не менее 100 млн лет [Crowell, 1999]. Поэтому в целом их можно рассматривать как канадский ледниковый период (гляциопериод). Три ледниковые свиты Гуронской надсерии Канады представляют, очевидно, ледниковые эпохи (рис. 98*б*). Каждая из ледниковых свит имеет достаточно сложный разрез, а в свите Гауганда, например, выделяются три крупных ледниковых пачки, мощностью от 80 до 150 м, состоящие из нескольких разнородных пластов тиллитов, разделенные несогласиями, сланцами и песчаниками [Young, 1970]. События, соответствующие крупным пачкам, вполне могут рассматриваться как аналоги ледниковых веков, а их чередование с межледниковыми отложениями, как средние климатические колебания. Достаточно сложная цикличность наблюдается в раннепротерозойском гриквataунском ледниковом горизонте (свите Диамиктиты Макганиене), где скважинами вскрыто шесть пачек ледниковых отложений мощностью от 8 до 95 м, разделенных межледниковыми пачками песчаников, железистых карбонатов и известняков мощностью от 4 до 16 м [Visser, 1981]. Чередование нескольких пластов ледниковых и межледниковых отложений наблюдается и в позднеархейских ледниковых отложениях ЮАР. В гляциогоризонте группы Мозоан, например, четыре пласта ледниковых отложений, имеющих мощность от нескольких метров до 20–30 м, разделены пачками песчаников и сланцев мощностью несколько десятков метров [Young et al., 1998].

Приведенные выше данные позволяют с большой долей вероятности предполагать, что климатические колебания первых рангов – сверхдлинные, длинные и, очевидно,

Рис. 98. I – цикличное строение вильчанской ледниковой серии, нижний венд, Белоруссия

а – разрез средней пачки глусской свиты, *б* – разрез глусской свиты, *в* – разрез вильчанской серии; *1* – конгломераты; *2* – тиллы; *3* – пески; *4* – глины и алевролиты; *5* – доломиты и песчанистые доломиты; *6* – туффиты; *7* – ленточная слоистость; *8* – гляциодислокации; *9* – криотурбации; *10* – биотурбации (?); *11* – трещины усыхания; *12* – следы размыва; *13* – упавшие камни ("dropstones").

II – цикличное строение ледниковой свиты Гауганда (*а*) и надсерии Гурон (*б*), нижний протерозой, Канада [по Young, 1970]

1 – тиллиты; *2* – конгломераты; *3* – песчаники; *4* – алевролиты; *5* – аргиллиты и сланцы; *6* – известняки; *7* – глинистые известняки и мергели; *8* – кристаллические породы фундамента; *9* – граниты; *10* – радиоизотопный возраст; *11* – K, U, R, Ar – соответственно калий-аргоновый, урано-свинцовый, рубидий-стронциевый и арго-аргоновый методы радиоизотопного датирования; *12* – соответственно датирование по гранитам и диабазам; *13* – s, z – соответственно датирование по слюдам и цирконам; *14* – косая слоистость; *15* – упавшие камни ("dropstones"); *16* – размывы; *17* – эффузивные породы

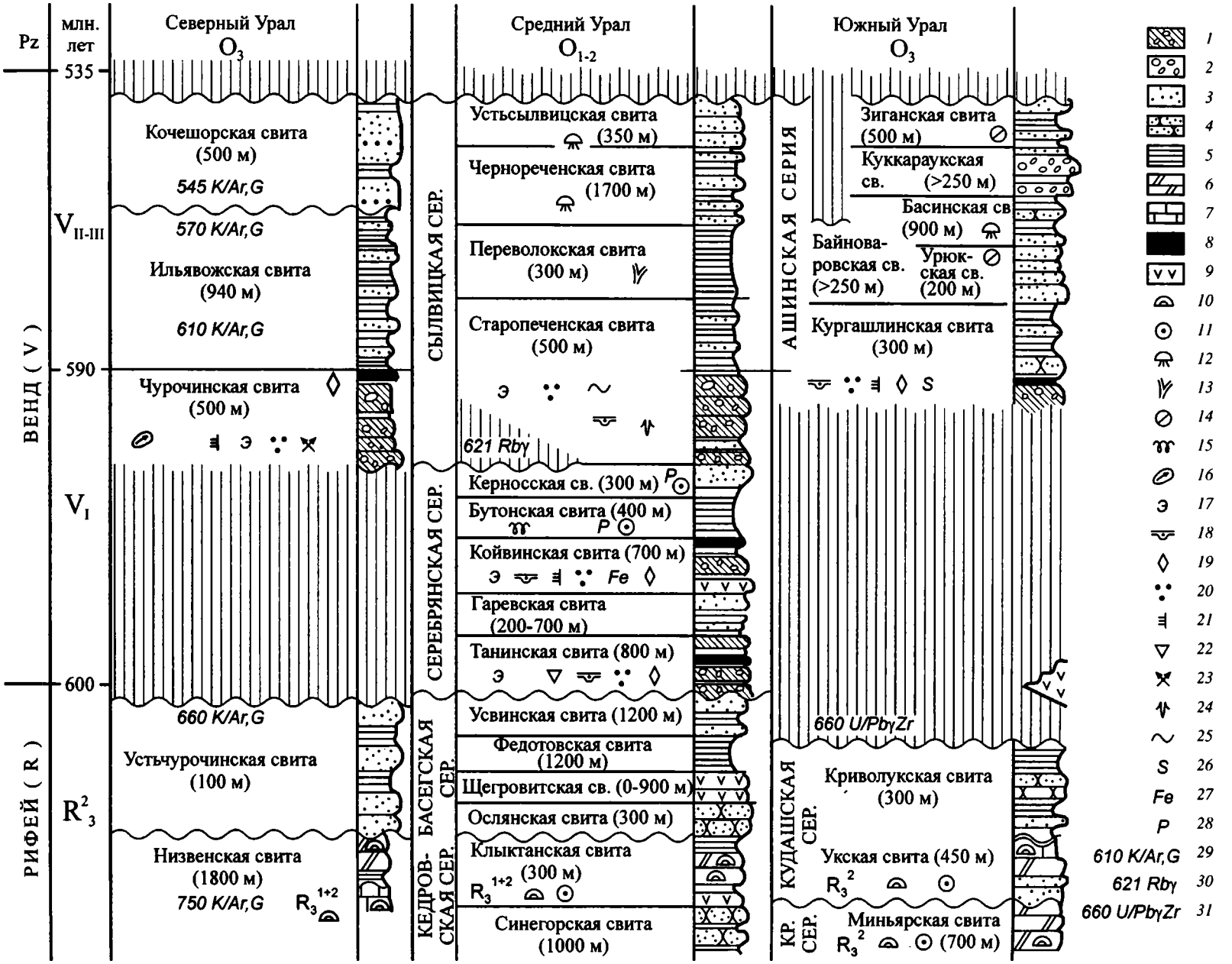

Pz
млн. лет
535
590
600
ВЕНД (V)
РИФЕЙ (R)
V_{II-III}
V_I
R^2_3
Северный Урал
O_3
Кочешорская свита (500 м)
545 K/Ar,G
570 K/Ar,G
Ильявожская свита (940 м)
610 K/Ar,G
Чурочинская свита (500 м)
660 K/Ar,G
Устьчурочинская свита (100 м)
Низвенская свита (1800 м)
750 K/Ar,G
R_3^{1+2}
Средний Урал
O_{1-2}
Устьсылвицкая свита (350 м)
Чернореченская свита (1700 м)
Переволокская свита (300 м)
Старопеченская свита (500 м)
621 Rbγ
Керносская св. (300 м)
Бутонская свита (400 м)
Койвинская свита (700 м)
Гаревская свита (200-700 м)
Танинская свита (800 м)
Усвинская свита (1200 м)
Федотовская свита (1200 м)
Щегровитская св. (0-900 м)
Ослянская свита (300 м)
Клыктанская свита (300 м)
R_3^{1+2}
Синегорская свита (1000 м)
СЫЛВИЦКАЯ СЕР.
СЕРЕБРЯНСКАЯ СЕР.
БАСЕГСКАЯ СЕР.
КЕДРОВСКАЯ СЕР.
Южный Урал
O_3
АШИНСКАЯ СЕРИЯ
Зиганская свита (500 м)
Куккараукская св. (>250 м)
Басинская св (900 м)
Байновановская св. (>250 м)
Урюкская св. (200 м)
Кургашлинская свита (300 м)
660 U/PbγZr
Криволукская свита (300 м)
Укская свита (450 м)
R_3^2
Миньярская свита
R_3^2 (700 м)
КУДАШСКАЯ СЕР.
КР. СЕР.
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
э
17
18
19
20
21
22
23
24
25
S
26
Fe
27
P
28
610 K/Ar,G
29
621 Rbγ
30
660 U/PbγZr
31

Рис. 99. Стратиграфическое положение и разрезы ранневендских ледниковых отложений на Западном Урале

Условные обозначения: *1* – ледниковые отложения (тиллиты, песчаники, конгломераты, тонкозернистые отложения с упавшими камнями – "dropstones"); *2* – конгломераты; *3* – песчаники; *4* – кварцитовидные песчаники; *5* – сланцы; *6* – доломиты; *7* – известняки; *8* – венчающие доломиты – "cap dolomites"); *9* – эффузивные породы; *10* – строматолиты; *11* – онколиты; *12* – бесскелетные метазоа; *13* – метафиты; *14* – комплексы микрофоссилий; *15* – обручевеллы; *16* – ледниковые камни; *17* – эрратические камни; *18* – упавшие камни "dropstones"; *19* – венчающие доломиты ("cap dolomites"); *20* – гнёзда камней; *21* – варвы и варвоподобные сланцы; *22* – эрратические глыбы; *23* – реликтовая ориентировка удлиненных камней; *24* – тилловые клинья; *25* – подводно-оползневые нарушения; *26* – подводно-оползневые колобки; *27* – железные руды и железистые породы; *28* – фосфатопроявления; *29* – радиоизотопные датировки, K-Ar, глауконит; *30* – то же, Rb-Sr, граниты; *31* – тоже, U-Pb, граниты, циркон

средние проявлялись не только в фанерозое, но и в ледниковые интервалы докембрия. Местами в этих интервалах отмечаются следы и более короткопериодических колебаний.

Выводы

1. Современная климатическая система Земли, характеризующаяся частыми и периодическими субглобальными оледенениями, сформировалась в позднем рифее или немного раньше в результате снижения теплового баланса поверхности планеты и приближению его к порогу, ниже которого возникают покровные оледенения.

2. Главными причинами снижения теплового баланса, по-видимому, было с одной стороны снижение активности мантийно-плюмового вулканизма и связанное с этим ослабление процессов эндогенной дегазации, а с другой – рост влияния земной биоты. Она усиливала сток CO_2 из атмосферы в виде карбонатов и органических веществ и захоронение их в осадках.

3. На фоне медленного охлаждения поверхности Земли в протерозое и, возможно, в позднем архее во время ледниковых периодов проявлялись сверхдлинные, длинные и средние климатические колебания, подобные фанерозойским. Они, очевидно, как и в фанерозое, порождались чередованием периодов повышенной активности мантийно-плюмового и надсубдукционного вулканизма.

Литература

Ахмедов А.М. Гляцио-вулканокластические фации бассейнов Калевия Балтийского щита // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия. Петрозаводск: Ин-т геологии РАН, 2001. С. 69–70.

Беккер Ю.Р. Открытие эдлакарской биоты в кровле венда Южного Урала // Регион. геология и металлогения. 1996. № 5. С. 111–135.

Геверс Т.В., Беэтс В. Додвайковские ледниковые периоды в Южной Африке // XVII Междунар. геол. конгр.: Труды. М: Гостоптехиздат, 1940. Т. 6. С. 73–110.

Добрецов Н.Л. Геологические факторы глобальных изменений: Значение катастроф и периодичности процессов // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 3. С. 3–19.

Добрецов Н.Л. Правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма: Иллюзия или правильная закономерность // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 430–459.

Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 407 с.

Семихатов М.А. Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия. Доп. 4 // Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 95–107.

Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н. и др. Биотические события и положительная изотопная аномалия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 5. С. 3–27.

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Недра, 1995. 190 с.

Хоментовский В.В. О геохронологическом обосновании венд-нижнекембрийской шкалы U-Pb датировками по цирконам // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 4. С. 503–515.

Хоментовский В.В., Постников А.А. Неопротерозойская история развития Байкало-Вилюйской ветви палеоазиатского океана // Геотектоника. 2001. № 3. С. 3–21.

Чумаков Н.М. Вендское оледенение Европы и Северной Атлантики: (Верхний докембрий) // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198, № 2. С. 419–422.

Чумаков Н.М. К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978а. № 12. С. 35–48.

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллоиды и тиллиты. М.: Наука, 1978б. 204 с.

Чумаков Н.М. Лапландский ледниковый горизонт и его аналоги // Вендская система: Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. М., 1985. Т. 2: Стратиграфия и геологические процессы. С. 167–198.

Чумаков Н.М. Оледенения в геологической истории // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 44–69.

Чумаков Н.М. Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993а. Т. 1, № 1. С. 21–34.

Чумаков Н.М. Проблемы палеоклимата в исследованиях по эволюции биосферы // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993б. С. 106–122.

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

Чумаков Н.М. Опорный разрез вендских ледниковых отложений Южного Урала (кургашлинская свита Криволукского грабена) // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 138–153.

Чумаков Н.М. Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли // Докл. АН. 2001а. Т. 367, № 5. С. 656–659.

Чумаков Н.М. Общая направленность климатических изменений на Земле за последние 3 млрд лет // Там же. 2001б. Т. 381, № 5. С. 652–655.

Barfod G.H., Albarede F., Knoll A.H. et al. New Lu-Hf and Pb-Pb age constraints on the earliest animal fossils // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 201, N 1. P. 203–212.

Berner R.A., Berner E.K. Silicate weathering and climate // Tectonic uplift and climate change / Ed. W. Ruddiman. N.Y.: Plenum press, 1997. P. 353–365.

Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A., Amard B., Ahmed A.A.K. 1st Ediacaran fauna found in Western Africa and evidence for an Early Cambrian glaciation // Geology. 1995. Vol. 23, N 2. P. 133–136.

Brasier M.D., Lindsay J.F. Did supercontinental amalgamation trigger the "Cambrian explosion"? // The ecology of the Cambrian radiation. N.Y.: Columbian Univ. press, 2001. P. 69–89.

Chumakov V.M. Upper Proterozoic glacigenic rocks and their stratigraphic significance // Precambr. Res. 1981. Vol. 15. P. 373–395.

Chumakov N.M. The problems of old glaciations: (Pre-Pleistocene glaciogeology in the URRS) // Sov. Sci. Rev. G. Geology. 1992. Vol. 1. P. 1–208.

Chumakov N.M. One-way and quasi-periodic climate changes: Geologic evidence // Russ. J. Earth Sci. 2002. Vol. 4, N 4. P. 277–299.

Crowell J.C. Pre-Mesozoic ice ages: their bearing on understanding the climate system // Geol. Surv. Amer. Mem. 1999. Vol. 192. P. 106.

Culver S.J., Pojeta J., Repetski J.J.E. First record of Early Cambrian shelly microfossils from West Africa // Geology. 1988. Vol. 16. P. 596–599.

D'Agrella M.S., Pacca I.G., Teixeira W. et al. Paleomagnetic evidence for evolution of Mezo- to Neo-Proterozoic glacigenic rocks in Central-Eastern Brazil // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1990. Vol. 80, N 3/4. P. 255–265.

Davidson S., Hambrey M.J. Indications of glaciation at the base of the Proterozoic Stoer Group (Torridonian), NW Scotland // J. Geol. Soc. London. 1996. Vol. 153. P. 139–149.

Ernst R.E., Buchan K.L. Lage mafic magmatic events through time and links to mantleplume heads // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 2001. Vol. 352. P. 483–575.

Evans D.A.D. Stratigraphic, geochronological and paleomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox // Amer. J. Sci. 2000. Vol. 300. P. 347–433.

Fairchild I.J., Bradbery L., Spiro B. Reactive carbonate in glacial systems: A preliminary synthesis of its creation, dissolution and reincarnation // Earth's glacial record. Cambridge: Cambrindge Univ. press, 1994. P. 176–192.

Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. (ed.). Earth's Pre-Pleistocene glacial record. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1981. 1004 p.

Hambrey M.J., Spencer A.M. Late Precambrian glaciation of Central East Greenland // Geoscience. 1987. Vol. 19. P. 1–53.

Isley A.E., Abbott D.H. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. P. 15461–15477.

Lindsay J.F., Brasier M.D. Did global tectonics drive early biosphere evolution? Carbon isotope record from 2.6 to 1.9 Ga carbonates of Western Australian basins // Precambr. Res. 2002. Vol. 114, N 1/2. P. 1–34.

Link P.K., Miller J.M.G., Christie-Blick N. Glacial-marine facies in a continental rift environment // Neoproterozoic rocks of the Western United States Cordillera. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1994. P. 29–46.

Martin D.M. Depositional setting and implications of Paleoproterozoic glaciomarine sedimentation in the Hamersley Province, Western Australia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1999. N 2. P. 189–203.

Narbonne G.M., Aitken J.D. Neoproterozoic of the Mackenzie Mountains, Northwestern Canada // Precambr. Res. 1995. Vol. 73, N 1/4. P. 101–121.

Narbonne G.M., Gehling J.G. Life after snowball: The oldest complex Ediacaran fossils // Geology. 2002. Vol. 31, N 1. P. 27–30.

Nelson D.R., Trendall A.F., Altermann W. Chronological correlations between the Pilbara and Kaapvaal cratons // Precambr. Res. 1999. Vol. 97. P. 165–189.

Pavlov A.A., Hurtgen M.T., Kasting J.F., Arthur M.A. Methane-rich Proterozoic atmosphere? // Geology. 2003. Vol. 31, N 1. P. 87–90.

Preiss W.V. (compiler). The Adelaide geosyncline – Late Proterozoic statigraphy, sedimentation, palaeontology and tectonics // Bull. Geol. Surv. S. Austral. 1987. Vol. 53. P. 438.

Smith A.G. Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time // The ecology of the Cambrian radiation. N.Y.: Columbian Univ. press, 2001. P. 11–46.

Tiwari M. Organic-walled microfossils from the Chert-phosphorite Member, Tal Formation, Precambrian-Cambrian boundary, India // Precambr. Res. 1999. Vol. 97, N 1/2. P. 99–113.

Trompette R. Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma) Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam; Brookfield: Balkema, 1994. 350 p.

Trompette R. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: A tentative scenario // Precambr. Res. 1997. Vol. 82. P. 101–112.

Visser J.N.J. The Mid-Precambrian tillite in the Griqualand West and Transvaal Basins, South Africa // Earth's Pre-Pleistocene glacial reconrd / Ed. M.J. Hambrey et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1981. P. 180–184.

Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R. et al. Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models // Precambr. Res. 2000. Vol. 100. P. 371–433.

Wang X., Erdtmann B., Xiaohong C., Xiaodong M. Intergrated sequence;, bio- and chemo-stratigraphy of the terminal Proterozoic to Lowermost Cambrian "black rock series" from Central South China // Episodes: Intern. Geosci. News Mag. 1998. Vol. 21, N 3. P. 178–189.

Young G.V. An extensive Early Proterozoic glaciation in North America // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1970. Vol. 7. P. 85–101.

Young G.V. Some aspects of the geochemistry, provenance and paleoclimatology of the Torridonian of NW Scotland // J. Geol. Soc. London. 1999. Vol. 156. P. 1097–1111.

Young G.V., Brunn V. Von, Gold J.C., Minter W.E.L. Earth's oldest reported glaciation: Physical and chemical evidence from the Archean Mozaan Group (~2,9 Ga) of South Africa // J. Geol. 1998. Vol. 106. P. 523–538.

Глава 14

ПРОБЛЕМА КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ. КЛИМАТ И БИОСФЕРНЫЕ СОБЫТИЯ

Н.М. Чумаков, В.Н. Сергеев

14.1. Методические трудности

О характере климата и масштабах климатических изменений в докембрии, в том числе в позднем докембрии, давно идут интенсивные дискуссии. Это не удивительно, поскольку решение данной проблемы связано с большими трудностями. Прямое приложение к докембрию методов палеоклиматических реконструкций, которые разработаны для фанерозоя и которые изложены в предыдущих главах работы, затруднено четырьмя обстоятельствами [Чумаков, 2001в].

Первая и главная трудность связана с низкой разрешающей способностью докембрийской стратиграфии, по сравнению с фанерозойской. По этой причине для раннего протерозоя и рифея глобальные стратиграфические корреляции и все реконструкции могут быть произведены только для отрезков времени продолжительностью первые сотни млн лет. Даже для венда, наиболее короткого и изученного подразделения докембрия, межрегиональные, а тем более глобальные стратиграфические корреляции, могут быть произведены с точностью не более десятков млн лет. В двух-трех, наиболее изученных разрезах венд расчленяется на пять широко коррелируемых подразделений с помощью комплексов ихно- и микрофоссилий, изотопных датировок и аномалий стабильных изотопов, присутствия эдиакарской фауны и ледниковых горизонтов [Knoll, 2000; Walter et al., 2000]. В разрезах Белого моря в средней части венда по фаунистическим комплексам метазоа выделено шесть стратиграфических уровней [Fedonkin, 2003]. В подавляющем же большинстве других разрезов венда комплекса стратиграфических данных, необходимых для такого расчленения и тем более для глобальных корреляций региональных подразделений, недостаточно. В разрезах венда сейчас различаются и коррелируются только три подразделения, два из которых можно считать маркирующими. В ряде разрезов на границе венда и кембрия выделяется немакит-далдынский горизонт, который содержит дотоммотскую мелкораковинную фауну. В России этот горизонт, являющийся первым из упомянутых маркеров, относится к венду как его верхнее подразделение*. Вторым стратиграфическим маркером может служить лапландский ледниковый горизонт, который располагается в основании венда [Соколов, 1985; 1998]. Между этими двумя стратиграфическими маркерами заключена большая средняя часть венда. К сожалению, оба упомянутых маркера известны далеко не во всех разрезах. Немакит-далдынский горизонт и его вероятный стратиграфический аналог ровенский горизонт установлены лишь в нескольких районах и по разным группам организмов. Лапландский ледниковый горизонт, судя по имеющимся данным, имел субглобальное развитие и может использоваться как климатостратиграфический маркер. Однако идентифицировать и сопоставлять оледенения между собой можно лишь при наличии дополнительных биостратиграфических, радиоизотопных и изотопных датировок. Остальные стратиграфические горизонты, выделяемые в вендской системе, являются региональными. В лучшем случае для них возможны межрегиональные корреляции по разрозненным палеонтологическим и изотопным данным. Поэтому обосновать возраст и синхронность климатически значимых позднедокембрийских отложений и климатических индикаторов на разных континентах весьма сложно. Чисто литологические сопоставления в межрегиональных и, тем более, межконтинентальных корреляциях вендских отложений, использоваться не могут из-за неизбежных фациальных изменений, особенно

* Западные исследователи, следуя решению Международного стратиграфического комитета, считают немакит-далдынский горизонт первым подразделением нижнего кембрия.

сильно проявляющихся в ледниковые периоды. Такие корреляции в лучшем случае ведут к субъективным и ошибочным построениям, создающим видимость правдоподобия. Кроме того, недостаточность докембрийской стратиграфической базы приводит к суммированию палеоклиматических данных для крупных временных интервалов и к наложению друг на друга признаков разных климатических поясов, иногда даже пояса антагонистов. Наглядным примером последнего в фанерозое является Аравийский п-ов, в пределах которого каменноугольные и раннепермские тиллиты перекрываются более молодыми раннепермскими эвапорит-карбонатными породами (см. гл. 12). Аналогичный случай фиксируется в венде Китая, где тиллиты свиты Наньто подстилают отложения эвапорит-карбонатной платформы свит Доушаньто и Денин. Такие случаи требуют трезвой оценки. По существу, палеоклиматические реконструкции для широких стратиграфических интервалов могут установить только области преимущественно холодного и преимущественно теплого климатов, поскольку при любом частичном перекрытии ареалы индикаторов холодных поясов в целом все же будут располагаться в более высоких широтах, чем ареалы индикаторов теплого климата. При этом все время следует иметь ввиду возможность очень быстрых климатических изменений и асимметричного расположения климатических поясов. Как показано в гл. 12, в ассельско-раннесакмарское время, например, такая асимметрия выражалась в гипертрофированном развитии ледникового и почти полной редукции умеренного поясов южного полушария и обратном их соотношении в северном полушарии. В любом случае суммирование палеоклиматических данных за большие промежутки времени может дать только очень приблизительные реконструкции – наметить расположение областей, где преобладали или только эпизодически проявлялись самые яркие типы климатических обстановок. Все детали на реконструкциях будут нивелироваться в результате осреднения.

Вторая существенная трудность изучения палеоклиматов в докембрии связана с тем, что еще нет надежных реконструкций расположения континентов. Существующие реконструкции сильно, иногда принципиально, различаются между собой (обзор см. [Powell, Meert, 2001]) и с палеоклиматическими данными [Chumakov, 1992]. Это, как считают многие специалисты, в первую очередь связано с малым количеством надежных докембрийских палеомагнитных данных [Meert, van der Voo, 1995; Evans, 2000; Smith, 2001 и др.]. Одним из проявлений явного дефицита таких данных стала острая дискуссия о глобальных позднекембрийских оледенениях, на которой мы остановимся позже. Некоторые исследователи считают поэтому, что для проверки и корректировки позднедокембрийских палеогеографических реконструкций, основанных главным образом на палеомагнитных данных, следует, кроме геологических и палеонтологических данных, использовать палеоклиматические индикаторы [Хаин, Ясаманов, 1987; Чумаков, 2001в; Smith, 2001 и др.].

Третья трудность, стоящая на пути реконструкций докембрийских климатических поясов, состоит в том, что по мере увеличения возраста отложений существенно сокращается набор литологических и палеонтологических индикаторов климата. Главными литологическими индикаторами, которые могут быть использованы для реконструкций в докембрии, являются тиллиты, эвапориты (гипсы, соли) и карбонатные платформы. Менее однозначны – карбонатные и особенно бескарбонатные красноцветы (конечно, если нет дополнительных признаков – минералогических, текстурных и т.д.). Особенно мало в венде индикаторов гумидности. Бокситы в данном стратиграфическом интервале встречаются лишь в исключительных случаях. Сероцветные терригенные породы, которые вообще не являются достаточно надежным признаком гумидных обстановок, в столь древних породах часто имеют вторичное происхождение. В результате на палеоклиматических реконструкциях обычно отражается максимальное распространение наиболее ярких и определенных индикаторов: тиллитов и эвапоритов. Это ведет к преувеличенному развитию ледниковых и аридных поясов (особенно при вероятной разновозрастности этих индикаторов за счет гумидных зон. Среди биологических, точнее био-литологических индикаторов) в докембрии остаются лишь строматолитовые рифы, которые слагают порой мощные толщи и свидетельствуют о теплом климате.

Следует отметить, что актуалистическая интерпретация условий образования докембрийских отложений тоже затруднена из-за специфических обстановок седиментации. Эта специфичность порождалась иными формами жизни, другим составом атмосферы, иной скоростью вращения Земли, иной интенсивностью и структурой солнечной инсоляции и т.д. Кроме того, в докембрийских отложениях часто нарушаются и поэтому не могут использоваться изотопные системы, на основе которых производятся палеотемпературные определения и изучаются стабильные изотопы в фане-

розое. Использование геохимических признаков в древних отложениях тоже в значительной степени осложняется вероятностью переотложения осадочного материала [Маслов, Гареев, 2003].

Наконец, четвертое затруднение для реконструкций докембрийских климатических поясов заключается в том, что ареалы развития отложений позднего докембрия очень разобщены. Это связано с длительными периодами их последующего размыва, а также с перекрытием более молодыми отложениями, что вынуждает чаще, чем обычно, прибегать к далеким интерполяциям и экстраполяциям. Они также лимитируют точность реконструкций.

14.2. Региональные палеоклиматические реконструкции

Несмотря на перечисленные трудности, мелкомасштабные региональные палеоклиматические реконструкции, которые не связаны с далекими корреляциями, осуществляются для ледниковых интервалов докембрия довольно успешно. Их примерами могут быть реконструкции для раннего венда Европейской платформы [Чумаков, 1971; 1978; 1985; Spencer, 1975], позднего рифея Австралии [Чумаков, 1978; Preiss, 1987], венды и позднего рифея Африки [Чумаков, 1978 и др.].

Здесь в качестве нового примера рассмотрена палеоклиматическая реконструкция для раннего венда Западного Урала и прилежащей части Европейской платформы, которая дополняет перечисленные выше реконструкции (рис. 100). Главные центры оледенений в это время были на Восточно-Европейском континенте, где располагался огромный ледниковый щит. О существовании такого щита свидетельствует широкое распространение континентальной ледниковой формации лапландского горизонта. Выводные ледники этого щита спускались в морской бассейн, существовавший на месте современного западного склона Северного, Среднего и Южного Урала, образуя зону периферических шельфовых ледников. На это указывают присутствие в марино-гляциальных тиллитах Западного Урала валунов древних гранитов и гнейсов из кристаллического фундамента Восточно-Европейского континента [Боровко, 1967; Курбацкая, Аблизин, 1970]. В морском Уральском бассейне отлагались мощные мариногляциальные толщи. Разнообразные фации ледниковых отложений присутствуют в чурочинской свите Полюдова кряжа, серебрянской серии, старопеченской и вильвенской свитах Среднего Урала, кургашлинской свите Криволукского грабена и аршинской свите Тирлянской мульды на Южном Урале. Стратиграфическое положение между верхнерифейскими отложениями и верхневендскими отложениями с фауной и следами жизнедеятельности Metazoa [Беккер, 1992], присутствие вендских микрофоссилий [Головенок и др., 1989 и др.], а также некоторые изотопные

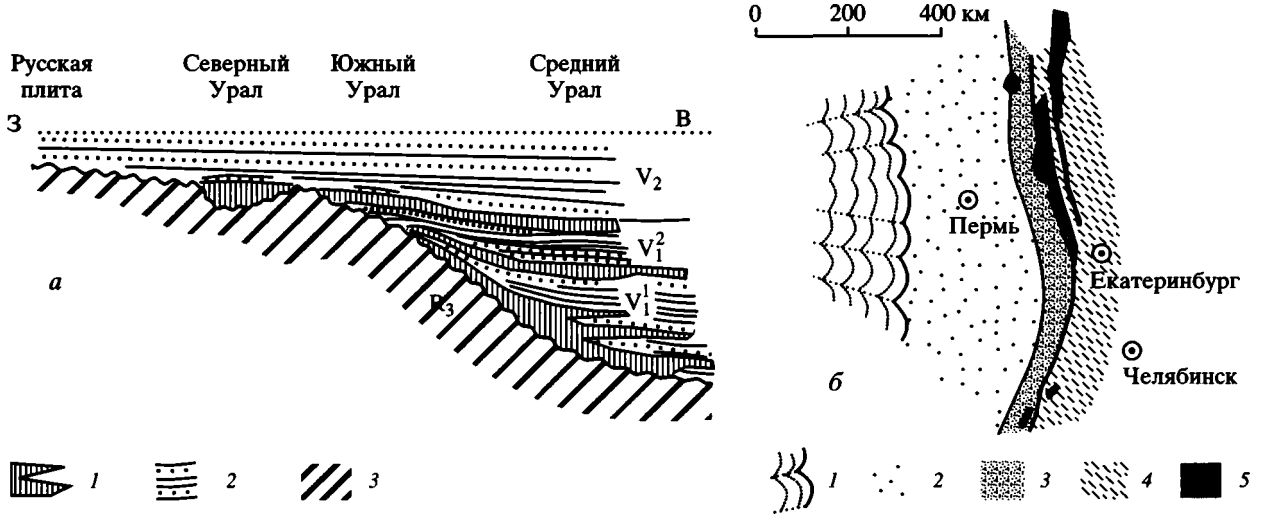


Рис. 100. *а* – обобщенный профиль через лапландский ледниковый горизонт Западного Урала

Условные обозначения: *1* – ледниковые отложения; *2* – терригенные межледниковые и послеледниковые отложения; *3* – верхнерифейские отложения. V_1^1 – серебрянская серия; V_1^2 – чурочинская свита, нижние подсвиты старопеченской и кургашлинской свит; V_2 – верхний венд.

б – реконструкция лапландского оледенения Западного Урала.

Условные обозначения: *1* – ледниковый щит; *2* – шельфовые ледники, временами всплывавшие; *3* – шельфовые ледники на плаву; *4* – зона айсбергов; *5* – выходы ледниковых отложений на поверхность

датировки ниже- и вышележащих отложений указывают на то, что рассматриваемые ледниковые толщи имеют нижневендский возраст и могут быть отнесены к лапландскому ледниковому горизонту (гл. 13, рис. 99). Стратиграфические взаимоотношения между перечисленными подразделениями дискутируются и трактуются по-разному. Мы используем схему корреляции, которая основана на новых данных относительно стратиграфических взаимоотношений ледниковых подразделений с вмещающими отложениями в опорных разрезах раннего венда Урала [Чумаков, 1998].

Строение ледникового комплекса в пределах рассматриваемого региона достаточно сложно. Наблюдаются значительные колебания его мощности, меняется строение разрезов и фациальный состав. В целом с запада на восток, по мере удаления от центров оледенений, происходит увеличение стратиграфического объема и мощности гляциогоризонта, а также возрастание в нем роли дистальных ледниковых и неледниковых фаций. Чередование тех и других фиксируют неоднократные ледниковые осцилляции, с которыми были связаны смещения фациальных зон. Поэтому структурно-фациальные зоны в ледниковых бассейнах могут быть выделены только по преобладающим фациям.

В уральском вендском ледниковом бассейне при движении с запада на восток можно выделить три главные структурно-фациальные зоны (рис. 100):

1) зона преобладания проксимальных отложений шельфовых ледников, находившихся на плаву и временами опускавшихся на дно бассейна. Отложения этой зоны наблюдаются в разрезах Полюдова кряжа, где в довольно мощном разрезе чурочинской свиты (около 500 м) преобладают массивные тиллиты. Характерно чередование акватиллитов и ортотиллитов (базальных тиллитов). На присутствие акватиллитов указывает беспорядочная ориентировка удлиненных обломков, прослои черных углистых сланцев и присутствие венчающих доломитов. В базальных тиллитах наблюдается реликтовая (лишь частично нарушенная слабым кливажем) первоначальная ориентировка камней. На близость линии налегания ледника на дно указывают отдельные пачки флювиальных конгломератов. В составе свиты имеются, по-видимому, также пачки ледово-морских отложений. Они отличаются средними меньшими размерами камней, лучшей их окатанностью и некоторой отсортированностью. Встречаются ленточные сланцы, по текстуре совершенно идентичные плейстоценовым ледниковым ленточным глинам (варвам), что подтверждает присутствие в разрезе континентальных ледниковых фаций. Разрез свиты заканчивается пластом "венчающего доломита", который фиксирует быстрое окончание (терминацию) оледенения. На доломите залегает толща углистых сланцев. Венчающие доломиты и покрывающие их черные сланцы являются весьма характерной чертой многих докембрийских мариногляциальных разрезов [Chumakov, 1992]. Структурно эта фациальная зона была приурочена к шельфу континента;

2) зона чередования дистальных отложений шельфовых ледников, находившихся на плаву и айсберговых отложений (танинская свита, часть койвинской и старопечинской свит) с терригенными и иногда карбонатными межледниковыми отложениями (карбонатные пачки койвинской свиты). К этой зоне могут быть отнесены области развития серебрянской серии, старопеченской свиты, кургашлинской и аршинской свит. С ледниковыми отложениями здесь ассоциируются подводные конуса выноса подледных рек, образующие мощные линзовидные песчаные пачки в проксимальной части (среднетанинская подсвита) и турбидиты с песчаными пачками в дистальной части подводного конуса (нижняя часть горевской свиты). Как ледниковые, так и межледниковые отложения частично перерабатывались подводно-коллювиальными процессами, образуя пачки турбидитов и оползневых отложений. Роль турбидитов в разрезе ледникового комплекса этой зоны постепенно увеличивается в восточном направлении. Среди ледниковых камней здесь, кроме эрратических, принесенных с запада, встречаются камни, которые указывают на местные источники сноса. Эта фациальная зона была приурочена к внешнему шельфу и верхней части континентального склона Восточно-Европейского континента или, как думают некоторые, к западному борту рифтового прогиба;

3) зона преобладания турбидитов и подчиненных им айсберговых отложений. Последние устанавливается по присутствию рассеянных галек и крупных валунов. К этой зоне может быть отнесена область развития вильвинской свиты. Структурно эта зона была приурочена к основанию континентального склона или центральной части рифтового прогиба.

В районах вулканической деятельности в Уральском ледниковом бассейне локально формировались железистые породы и руды (койвенская свита р. Усьвы, магнетитсодержащие сланцы вильвинской свиты). Подобная ассоциация марино-гляциальных, вулканогенных и железистых пород и руд достаточно

закономерна. Она известна в ряде позднедокембрийских бассейнов. В частности, с ледниково-вулканогенными толщами связаны железорудные проявления и месторождения, иногда грандиозные: в Киргизии, Западной Канаде, Бразилии, Южной Африке, на юго-западе США и Австралии. В постледниковых и межледниковых отложениях Урала отмечены многочисленные фосфатные проявления [Боровко, 1967; Курбацкая, Аблизин, 1970]. Постледниковые фосфатные проявления и месторождения имеют широкое развитие и во многих других докембрийских и палеозойских постледниковых отложениях (Саяны, Западная и Южная Африка и др. [Чумаков, 1984]).

14.3. Климат и климатическая зональность венда

Значительно сложнее, чем с региональными палеоклиматическими реконструкциями, обстоит дело с глобальными реконструкциями для того же венского периода. В данном разделе сделана первая попытка приблизиться к пониманию глобальной климатической зональности этого периода. Для избежания ошибок и необоснованных субъективных построений мы в своих реконструкциях использовали только те местонахождения вендских отложений, в которых имеются какие-то объективные стратиграфические данные для расчленения и далеких корреляций разрезов, а также для палеоклиматических интерпретаций.

Сначала остановимся на том, как решались методические трудности, отмеченные в начале главы. Там уже говорилось о том, что имеются возможности в ряде разрезов расчленить венд на три, очень неравные по продолжительности части, которые, хотя и с трудом, удается проследить в настоящее время на нескольких континентах. Эти части, условно именуемые здесь "ранним", "средним" и "поздним вендом", были прослежены в опорных разрезах венда на разных континентов на основании данных о распространении эдиакарской, мелкораковинной и другой многоклеточной фауны, микрофоссилий, многоклеточных водорослей, ледниковых горизонтов и радиохронологических данных (рис. 101). "Ранний", "средний" и "поздний венд" соответствуют на русской плите: а) лапландскому ледниковому горизонту; б) редкинскому и котлинскому горизонтам; в) ровенскому горизонту Б.С. Соколова [1998]. В Сибири вероятным стратиграфическим аналогом ровенского горизонта является немакит-далдынский горизонт. За рубежом эти три части вена обычно именуются соответственно варангерием, эдиакарием и дотрилобитовым кембрием. В "поздний венд" на корреляционной схеме, кроме немакит-долдынского горизонта местами, видимо, попадают и самые нижние горизонты томмотского яруса кембрия, поскольку положение нижней границы последнего во многих регионах не определено. Вероятность этого особенно велика там, где вблизи данной границы появляются немые ледниковые отложения.

По современным данным возраст нижней границы венда оценивается в 600 +/– 10 млн лет, а верхней – в 535 +/– 1 млн лет и, таким образом, он имеет продолжительность около 60–65 млн лет [Семихатов, 2000 и др.]. Очень предположительно, по аналогии с фанерозойскими ледниковыми событиями, можно полагать, что лапландскому ледниковому горизонту ("нижнему венду") соответствует временной интервал длительностью 10–15 млн лет. Немакит-далдынский горизонт ("верхний венд") образовался за время, оцениваемое от нескольких до 10–12 млн лет. Можно думать поэтому, что основная, средняя часть вендской системы, заключенная между лапландским и немакит-далдынским горизонтами и включающая редкинской и котлинский горизонты и их аналоги, приблизительно соответствует временному интервалу длительностью 40–45 млн лет. Эта часть венда часто именуется эдиакарием. Таким образом, наименьшие интервалы, для которых можно попытаться составить вендские палеоклиматические реконструкции, соизмеримы по длительности с фанерозойскими периодам, отделами или очень большими ярусами.

Ситуация с палеогеографической основой для палеоклиматических реконструкций более сложная. Сейчас опубликовано более полутора десятков вариантов реконструкций расположения континентов в венде (обзор до 1990-х гг. см. [Chumakov, 1992; Kirschving, 1992a], позднее [Scotese, Mekerrow, 1990; Dalziel et al., 1994; Young, 1995; Моссаковский и др., 1996; Piper, 2000; Dalziel, Soper, 2001; Smith, 2001, Атлас.., 2002] и многие др.). Все эти реконструкции различаются между собой, иногда весьма значительно, и порой это случается с реконструкциями одного и того же автора, опубликованными с промежутками в два-три года. Такая ситуация свидетельствует об очень интенсивных и целеустремленных, но еще незавершившихся поисках убедительных решений данной проблемы. Решение ее, надо надеется, будет найдено в не очень далеком будущем, поскольку уже заметно некоторое сближение разных концепций. Сейчас же в качестве палеогеографической основы для

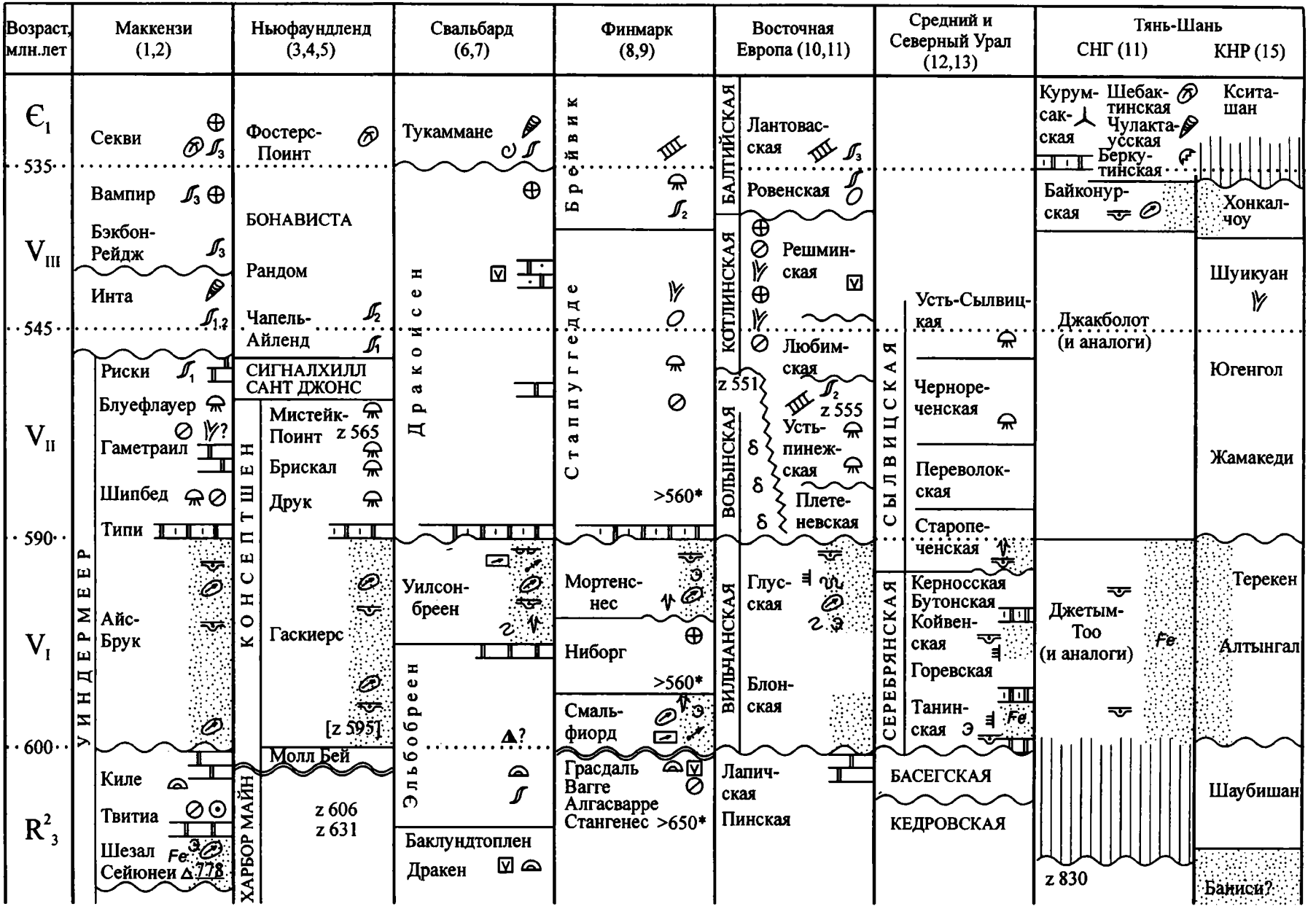


Рис. 101 (начало)

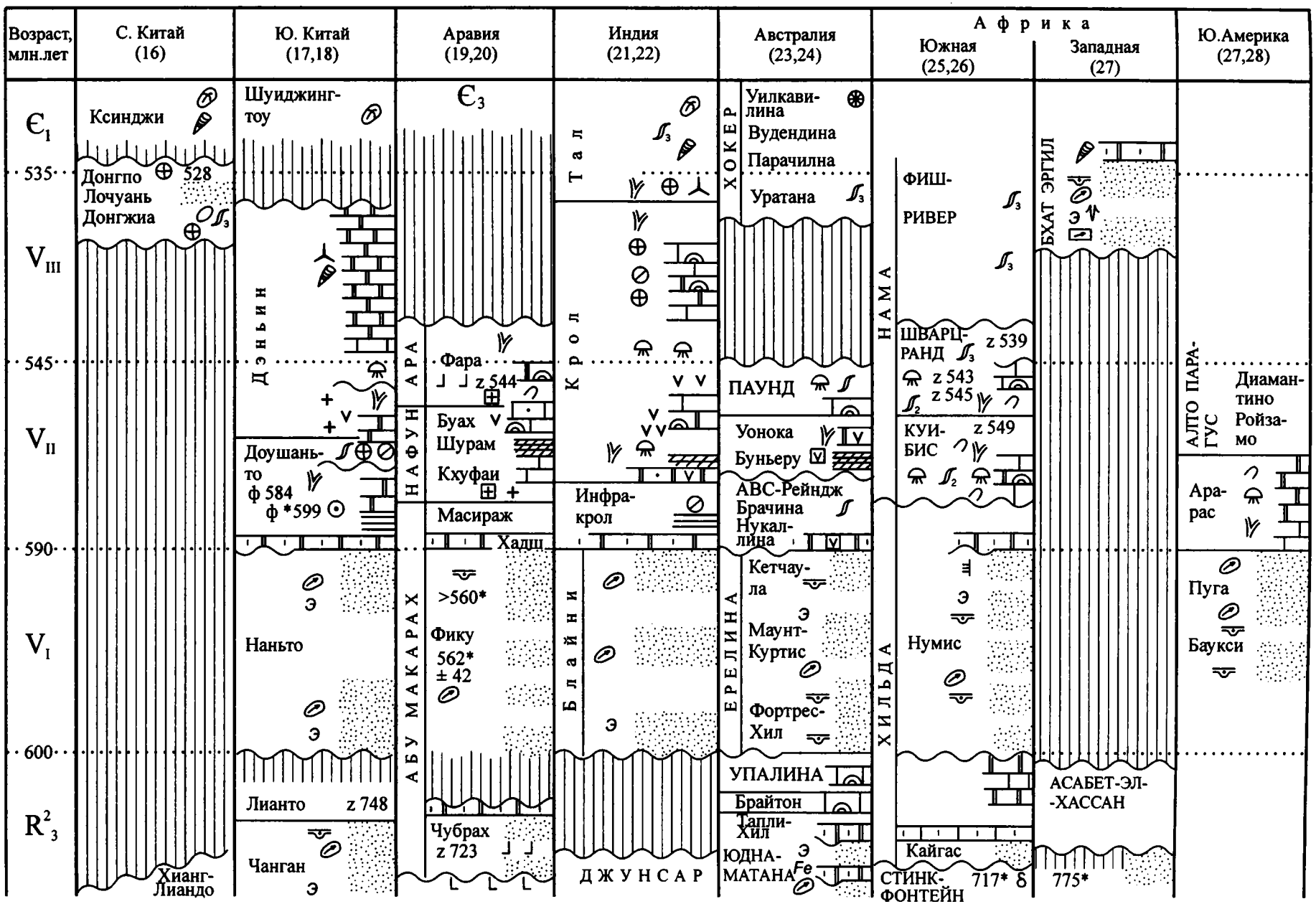


Рис. 101 (продолжение)

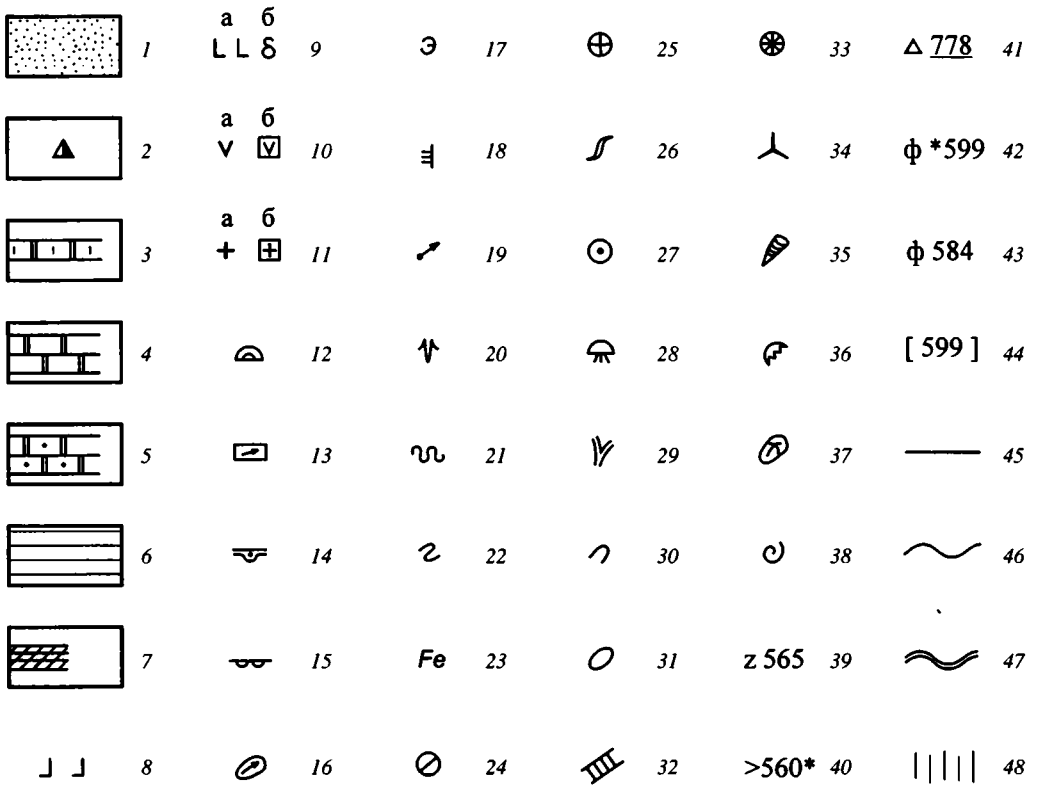


Рис. 101. Схема корреляции ледниковых горизонтов и других климатических индикаторов в опорных разрезах венда. Названия надгрупп, групп и подгрупп написаны заглавными буквами, формаций и более мелких стратиграфических подразделений – строчными. V_I, V_{II}, V_{III} – "ранний", "средний" и "поздний венд" – неформальные условные подразделения, используемые в работе

Условные обозначения: *1* – ледниковые отложения; *2* – предполагаемые ледниковые отложения; *3* – венчающие карбонаты (cap carbonates); *4* – карбонатные платформы; *5* – карбонаты красноцветные; *6* – черные сланцы; *7* – карбонатные красноцветные сланцы; *8* – туфы и туффиты; *9(а)* – игнимбриты, *б* – габбро; *10(а)* – пачки и пласты гипсов и ангидритов, *(б)* – включения и псевдоморфозы гипсов, *11(а)* – галит, *(б)* – псевдоморфозы по галиту; *12* – строматолиты; *13* – ледниковое ложе; *14* – упавшие камни (dropctones); *15* – ледниковые мостовые; *16* – ледниковые камни; *17* – эрратические камни; *18* – варвы; *19* – ледниковая ориентировка камней; *20* – псевдоморфозы по ледяным клиньям и морозобойным трещинам; *21* – криотурбации; *22* – гляциодислокации; *23* – железные руды и железистые породы; *24* – комплексы сфероморфных микрофоссилий; *25* – комплексы акантоморфных микрофоссилий; *26* – ихнофоссилии (*1*) – комплекс Planolites и др., (*2*) – комплекс Phycodes и др., (*3*) – комплекс Rusophycus и др.; *27* – доэдиакарские "многоклеточные организмы; *28* – комплексы эдиакарской фауны; *29* – метафиты; *30* – Claudina; *31* – Sabellidites; *32* – Platisolenites; *33* – археоциаты; *34* – спикулы губок; *35* – мелкораковинная фауна; 36 – протоконодонты; *37* – трилобиты; *38* – Salterella; радиоизотопные датировки – *39* – zU/Pb по циркону; *40* – Rb/Sb; *41* – U/Rb; по обломкам пород – *42* – Pb/Pb; по фосфоритам – *43* – Lu/Hf; по фосфоритам; *44* – датировки из смежных районов; *45* – согласные контакты; *46* – несогласные контакты; *47* – угловые несогласия; *48* – фиксируемые хиатусы.

Литературные ссылки (1, 2) – Narbonne, Aitken, 1995; Walter et al., 2000. (3,4,5) – Myrow, 1995; Myrow, Kaufman, 1999; Narbonne, Gehling, 2003. (6, 7) – Чумаков, 1978б; Harland et al., 1993. (8, 9) – Vidal, 1981; Gorokhov et al., 2001. (10, 11) – Аксёнов, 1985; Vidal, Moczydlowska, 1995; Martin et al., 2000. (12, 13) – Беккер, 1992; Чумаков, 1998а. (14, 15) – Королёв, Киселёв, 1981; Hambrey et al., 1981. (16) Yin, Guan, 1999. (17, 18) – Wang, et al., 1998; Barfod et al., 2002. (19, 20) – Brasier, McCarron, 2000; Leather et al., 2002. (21, 20) – Tiwari, Knoll, 1994; Tiwari, 1999. (23, 24) – Preiss, 2000; Walter et al, 2000, Calver, 2000. (25, 26) – Germs, 1995; Walter et al., 2000. (27) – Trompette, 1994, 1996. (28) – Alvarenga, 1988; Alvarenga, Trompette, 1992

составления палеоклиматических схем нами выбраны реконструкции расположения континентов, предложенные А. Смитом [Smith, 2001] и уточненные А. Смитом и Пикерингом [Smith, Pickering, 2003] для начала и середины венда, а также самого раннего нижнего кембрия. Они оценивают возраст этих подразделений в 60, 580 и 540 млн лет. К нижнему кембрию согласно решению Международной стратиграфической комиссии, Смит отнес немакид-далдынский горизонт, который в России и данной работе рассматривается, как верхний горизонт венда. Реконструкции составлены А. Смитом с учетом наиболее надежных палеомагнитных и палеотектонических данных, а также исходя из представлений о высоко- и среднеширотном размещении ранневендских тиллитов. Впрочем, как будет видно из дальнейшего, полностью реализовать последнее намерение А. Смиту в своих реконструкциях не удалось. Тем не менее, его построения представляют, по-видимому, наиболее удачную попытку согласовать палеомагнитные и геологические данные на сегодняшний день. Мы используем эти реконструкции лишь с небольшими изменениями, о которых будет сказано ниже.

Что касается ограниченного количества палеоклиматических индикаторов, то это обстоятельство особенно затрудняет выделение в вене гумидных областей. В то же время достаточно уверенно могут быть намечены области холодного климата по эпизодическому развитию в них ледниковых отложений, области теплого климата по карбонатным платформам и области аридного климата по присутствию эвапоритов, карбонатных и в отдельных случаях – бескарбонатных красноцветов.

Поздний венд. Перечисленные выше климатические индикаторы были в начале нанесены на палеогеографическую реконструкцию немакит-далдынского горизонта (по А. Смиту – самого раннего нижнего кембрия с возрастом 540 млн лет). Интерполяция между районами распространения этих индикаторов позволяет, как показывает рис. 102*в*, наметить в общих чертах положение в позднем венде (и самом начале кембрия?) три субширотных климатических пояса: два пояса холодного, временами ледникового климата, и теплый, местами аридный, климатический пояс между ними. К северному холодному поясу приурочены ледниковые отложения вблизи границы венда и кембрия в Таримском и Северокитайском блоках [Hambrey et al., 1981]. В пределах Северокитайского блока в нескольких местах сохранились следы штрихованного ложа этих покровов [Guan et al., 1986]. Если судить по реконструкции А. Смита, в максимумы оледенений континентальные ледниковые покровы в Северном полушарии могли достигать 45° с. п-ш. Южный холодный пояс, фиксируемый по раннекембрийским или поздневендским ледниковым отложениям Северной и Западной Африки (западно-африканский гляциогоризонт [Чумаков, 1993, Bettrand-Sarfati et al., 1995; Trompette, 1997]), ограничивался, по-видимому, высокими южными широтами (более 75°). Не совсем ясно географическое положение казахстанских и тянь-шаньских поздневендских ледниковых отложений (байконурского гляциогоризонта [Чумаков, 1978]). На своих реконструкциях А. Smith [2001] присоединил соответствующие тектонические блоки к Сибирскому континенту, показанному в низких широтах южного полушария. Исходя из широкого развития байконурского гляциогоризонта (и его аналогов) на казахских и тянь-шаньских блоках и сходства тянь-шаньских ледниковых разрезов с разрезами Тарима, а также основываясь на принципе наименьшего последующего перемещения, представляется более логичным предположить, что и тянь-шанские блоки были близки между собой и располагались в Северном полушарии на некотором расстоянии от Тарима. В самых общих чертах такое расположение казахских и тянь-шаньских блоков ближе к представлениям коллектива исследователей, изучавших геодинамику Центрально-Азиатского складчатого пояса [Моссаковский и др., 1996; Атлас..., 2002].

Между холодными поясами в поздневендское время в низких и частично в южных средних широтах располагался жаркий пояс, в котором формировались карбонатные платформы (Северо-Западная Америка, Сибирь, Аравия, Южнокитайский блок). Большая часть этого пояса была аридной, на что указывают соли, гипсы и ангидриты Сибири [Жарков, 1974; Хоментовский, 1985], Аравии [Walter et al., 2000], Ирана, Северо-Западной Индии [Strauss et al., 2001], карбонатные красноцветные отложения в Южной Африке [Germs, 1995] и Австралии [Walter et al., 1995]. Бескарбонатные, но с признаками аридности красноцветы известны в решминской свите на Восточно-Европейской платформе (загипсованность, пленки галита, трещины усыхания [Аксенов, 1985]) и на севере Индии [Tiwari, 1999; Kumar et al., 2000]. Самые южные полимиктовые красноцветные толщи, согласно реконструкции располагались на 60° ю. п-ш. (суворовская свита Юго-Западной Украины). Эти данные как будто подтверждают вывод о том, что холодный пояс южного полушария ограничивался высокими широтами, а средние широты занимал аридный пояс.

Из сказанного следует три вывода. Во-первых, очень важный для нас вывод о том, что реконструкции А. Смита и палеоклиматические данные в общих чертах согласуются с общими климатическими закономерностями Земли и что они, очевидно, достаточно хорошо отражают реальную палеогеографическую ситуацию в венде. Во-вторых, не менее важный вывод о том, что климат верхнего венда был ледниковым, а биосфера – холодной. В-третьих, вывод о том, что климатическая зональность в конце венда была весьма асимметричной. Эта черта, наряду с предыдущей, сближает поздневендский климат с фанерозойским.

Средний венд. Исходя из ранее сделанного вывода о хорошем отражении реконструкциями А. Смита реальной вендской палеогеографии, можно заключить, что в среднем венде глобальный климат на земле был безледниковым (рис. 102*б*). В низких и части средних широт формировались карбонатные платформы (Австралия, Казахстан, Северная Индия, Аравия, Южная Африка, Северная Америка, Сибирь, Южный Китай), а иногда карбонатные и бескарбонатные красноцветы. Периодическое отложение солей и гипсов на севере Индии, в

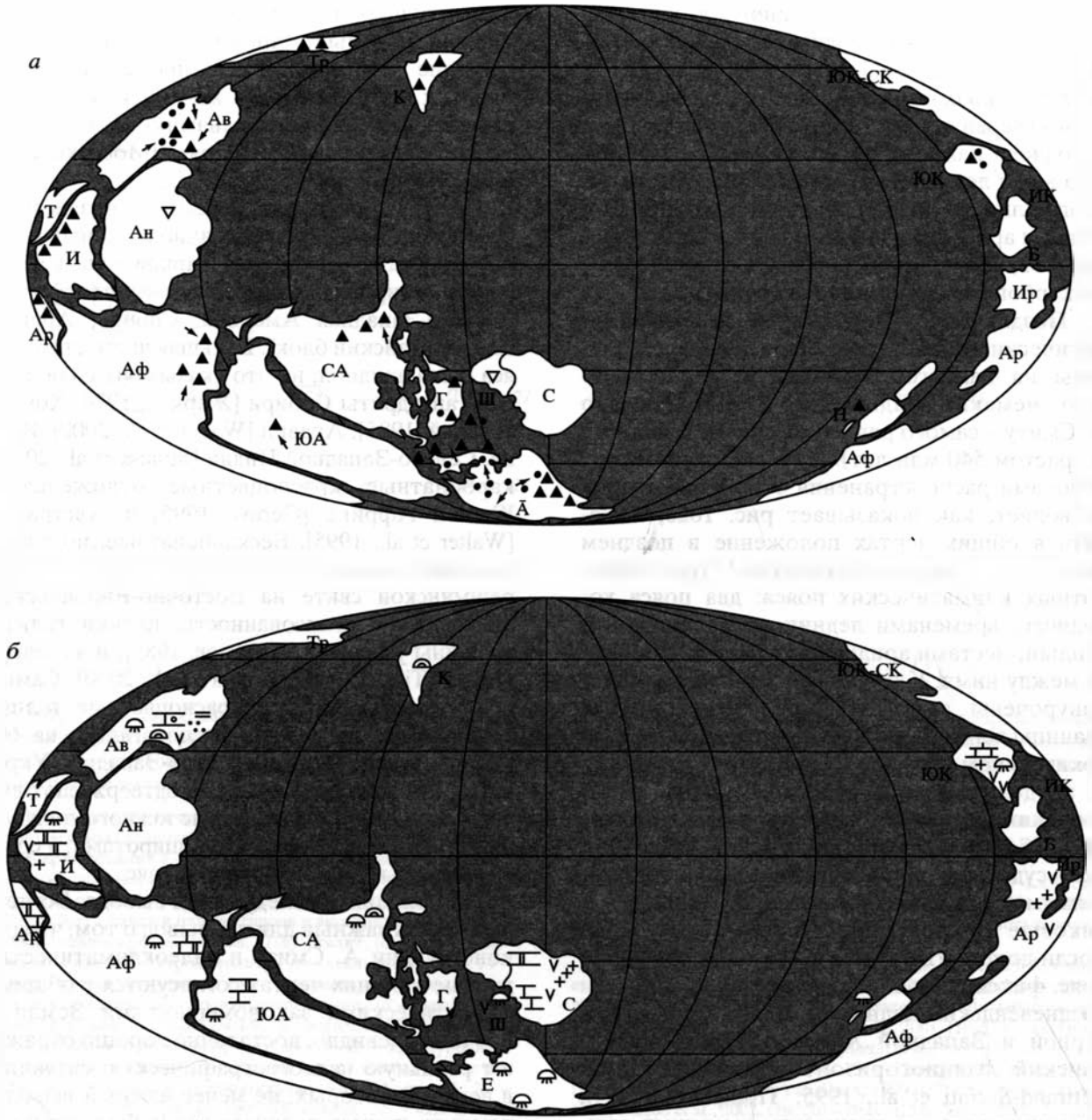


Рис. 102 (начало) Палеоклиматические схемы вендской системы (палеогеографическая основа [по Smith, 2001; Smith, Pickering, 2003,с изменениями])

а – ранний венд (лапландское, варангерское время); *б* – средний венд (редкинско-котлинское время, эдиакарий); *в* – конец венда – начало нижнего кембрия (немакит-далдынский, начало томотского века).

Условные обозначения: *1* – преимущественно континентальные ледниковые отложения; *2* – преимущественно мариногляциальные ледниковые отложения; *3* – вероятно ледниковые отложения; *4* – направления движения ледников; *5* – каменная, другие соли; *6* – псевдоморфозы по каменной соли; *7* – гипсы и ангидриты; *8* – псевдоморфозы по гипсам и ангидритам; *9* – карбонатные платформы, известняки и доломиты; *10* – оолитовые известняки и доломиты; *11* – красноцветные карбонатные песчаники; *12* – красноцветные карбонатные сланцы; *13* – строматолиты; *14* – бесскелетные многоклеточные животные; *15* – приблизительные границы климатических поясов.

Буквенные обозначения: Ав – Австралия; Ан – Антарктида; Ар – Аравия; Аф – Африка; Б – Бирма; Г – Гренландия; Е – Север-Восточная Европа; И – Индия; ИК – Индо-Китай; Ир – Иран; К – Казахстанские блоки; Н – Ньюфаундленд; С – Средняя Сибирь; СА – Северная Америка; СК – Северный Китай; Т – Тибет; Тр – Тарим; Ш – Шпицберген; ЮА – Южная Америка; ЮК – Южный Китай

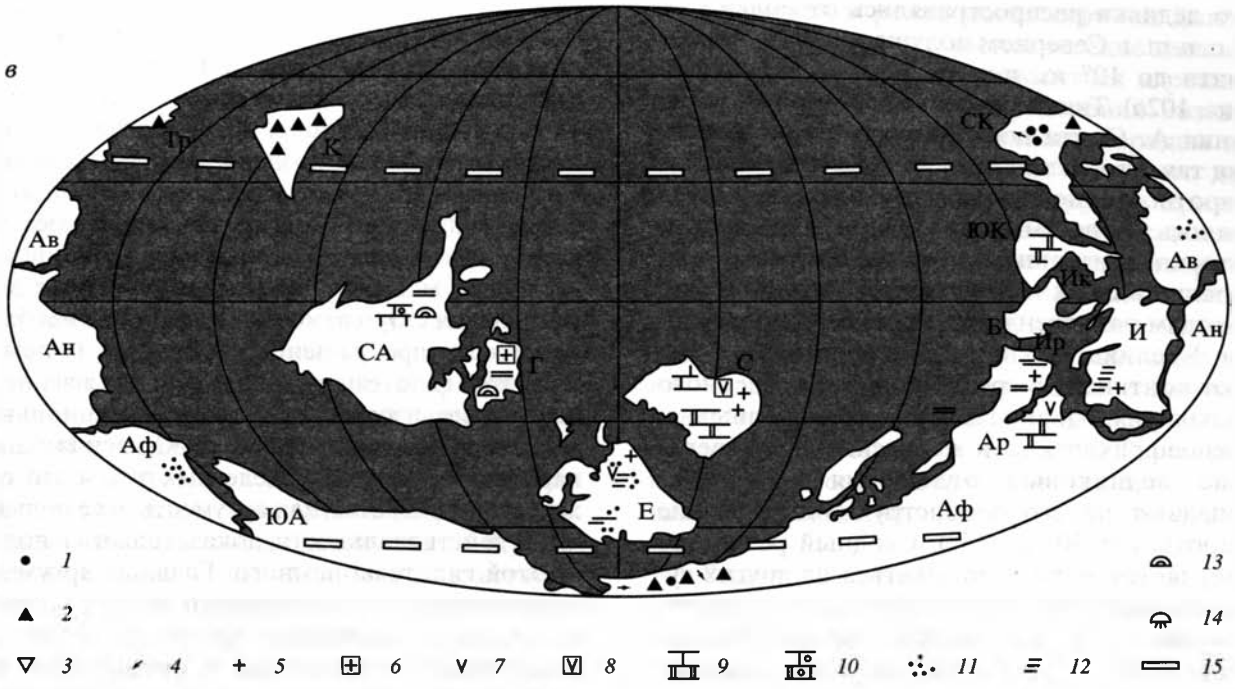


Рис. 102 (окончание)

Сибири, Южном Китае и районе современного Персидского залива, указывает на широкое распространение в пределах этого пояса аридных обстановок. В это время к югу от теплого пояса в высоких широтах на Восточно-Европейской платформе и в Приуралье в мелководном валдайском бассейне накапливались голубовато-серые тонкозернистые и тонкослоистые глины и алевролиты, иногда углистые, обогащенные органическим веществом и содержащие остатки эдиакарской фауны и метафитов. В краевых частях валдайского бассейна тонкозернистые и тонкослоистые породы сменялись более грубозернистыми бескарбонатными пестроцветами с примесью калинита, что указывает на размыв гумидных кор выветривании в областях сноса. Это позволяет думать, что на прилежащей к валдайскому бассейну суше климат был теплый и гумидный. Таким образом, высокие широты в среднем венде характеризовались, по-видимому, гумидным и довольно теплым климатом. Это предположение согласуется с тем, что в среднем вене не найдено никаких признаков оледенений.

Палеоклиматические данные данные по среднему венду позволяют таким образом думать, что средний венд был безледниковой эпохой, а биосфера находилась в теплом состоянии.

Ранний венд. В противоположность среднему венду следы оледенений очень широко распространены в отложениях раннего венда. (рис. 101, 102а). Наиболее крупными и одновременно стратиграфически лучше изученными регионами развития ранневендских ледниковых отложений являются северо-восточная часть Европейской платформы с прилежащими к ней складчатыми зонами и Шпицберген [Чумаков, 1978; 1985], восточная Гренландия [Hambrey, Spencer, 1987], горы Макензи [Narbonne, Aitken, 1995], Южная Африка [Germs, 1995], Малые Гималаи [Tiwary, Knoll, 1994], Австралия [Preiss, 1987, 2000; Walter, 2000], Южный Китай [Lu et al., 1985; Wang et al, 1998] и ряд других регионов (рис. 101, 102а). Ранневендский возраст и генезис ледниковых отложений в этих регионах достаточно хорошо обоснован многолетними исследованиями не одного поколения геологов [Чумаков, 1978; 1985; Hambry et al., 1981]. Помимо этих имеются многочисленные местонахождения вендских ледниковых отложений, возраст или генезис которых недостаточно ясен [Evans, 2000].

Ранневендские ледниковые отложения, возраст и генезис которых хорошо обоснован, были распространены почти на всех крупных континентах и многих микроконтинентах. Столь широкое их распространение говорит о ярко выраженном ледниковом климате раннего венда и остро ставит вопрос о масштабах оледенения. Если основываться на реконструкции А. Смита и К. Пикеринга можно думать,

что ледники распространялись от полюса до 5° с. п-ш. в Северном полушарии и от полюса почти до 10° ю. п-ш. в Южном полушарии (рис. 102*а*). Таким образом, несмотря на намерения А. Смита построить свои реконструкции так, чтобы тиллиты не попадали в низкие широты, полностью избежать этого ему не удалось.Он весьма решительно игнорировал широко признанные палеомагнитные определения низких палеоширот, полученные по породам ранневендской ледниковой подгруппы Ерелина Южной Австралии, поместив этот континент в средние широты северного полушария, однако гималайские, аравийские, южноафриканские и канадские нижневендские ледниковые отложения все равно попадают на его реконструкциях в низкие широты (от 30° до 15°). Сходный результат получается, если основываться на других существующих палеогеографических реконструкциях венда или раннего венда. На них часть ледниковых отложений тоже попадает в низкие широты.

Установить неледниковые фации в отложениях раннего венда удается только в отдельных разрезах. Такие разрезы довольно редки, так как там, где ледниковых отложений нет, в основании венда в большинстве случаев наблюдаются перерывы. Причиной широкого развития последних было, по-видимому, гляциоэвстатическое осушение многих шельфов и внутриконтинентальных бассейнов. Не исключено, что такая ситуация частично отражает трудности стратиграфической идентификации нижнего венда в неледниковых фациях. В тех же разрезах, где такие фации удается установить, нет четких палеоклиматических индикаторов.

На первый взгляд сложившаяся ситуация подтверждает недавно возрожденную гипотезу В.Б. Харланда о глобальном оледенении Земли в "инфра-кембрии" [Harland, 1964]. Гипотеза В.Б. Харланда основывалась, главным образом, на представлении о приблизительной одновозрастности почти всех неопротерозойских тиллитов и на определениях слабо наклоненных палеомагнитных направлений в породах вмещающих тиллиты Шпицбергена и Гренландии. Эти пологие направления, как вскоре выяснилось, были наложенными и существенно более поздними. Одновременно было показано, что позднедокембрийские ледниковые отложения весьма разновозрастны [Cahen, 1963; Martin, 1965; Чумаков, 1972]. Таким образом, обе основные предпосылки для гипотезы о глобальном оледенении в "инфра-кембрии" оказались ошибочными. Несмотря на это, гипотеза позднедокембрийского глобального оледенения продолжала и продолжает пользоваться успехом. В новом варианте она известна под именем гипотезы "snowball Earth", т.е. "Земля-снежок" [Kirschvink, 1992 b; Hoffman, Schrag, 2002]. Согласно этой гипотезе Земля в позднем рифее и раннем венде неоднократно подверглась мощным оледенениям, простиравшимся от полюса до полюса, включая океаны, и продолжавшимся несколько млн лет. Такой срок требуется для накопления CO_2 в атмосфере до уровня необходимого для прекращения оледенения. С помощью этой гипотезы умозрительно объясняются некоторые изотопные и седиментационные аномалии (отрицательные $\delta^{13}C$, венчающие карбонаты, появление железных руд) и это тоже рассматривается, как аргументы в ее пользу.

В действительности, доказательств в пользу этой гипотезы немного. Главные аргументы основаны на палеомагнитных определениях. Однако в настоящее время для позднедокембрийских ледниковых и вмещающих их отложений имеется всего два палеомагнитных определения палеоширот, которые отвечают всем критериям надежности [Evans, 2000]. Одно из них, относящееся к свите Лианто Южного Китая, указывает на средние палеошироты, а второе, к уже упоминавшейся ранневендской ледниковой подгруппы Ерелина Южной Австралии. Оно дает низкие палеошироты. Палеомагнетизм пород из подгруппы Ерелина изучался многократно, разными лабораториями и результаты считается весьма надежными. Впрочем, некоторые авторитетные палеомагнитологи все же сомневаются в точности этих определений [Meert, van der Voo, 1995]. Кроме определения из подгруппы Ерелина, имеется еще два менее надежных низкоширотных палеомагнитных определений и несколько малонадежных [Evans, 2000].

Хотя решающих контраргументов против гипотезы "snowball Earth" в настоящее время нет, существуют серьезные сомнения в ее справедливости. Они основываются на следующих четырех фактах:

1) во-первых, существуют разрезы с постепенным переходом от верхнего рифея к нижнему венду, в которых отсутствуют ледниковые отложения. Их примерами являются разрезы северной и восточной окраин Патомского бассейна, где нижний венд представлен жербинский свитой глауконитовых косослоистых кварцитовидных песчаников и черных сланцев. Жербинская свита постепенным переходом связана с подстилающими карбонатными отложениями позднего рифея и с покрывающими эвапоритовыми отложениями среднего венда (карстовые карбонатные брекчии

со следами выщелоченного гипса и пестроцветные мергели). Отсутствие в основании жербинской свиты сколько-нибудь значимого стратиграфического перерыва здесь очевидно. В первую очередь, об этом говорит постепенный переход между свитами. В подстилающей жербинскую свиту верхнерифейской холыческой свите (соответствует верхнечеченской подсвите) в известняках снизу вверх постепенно увеличивается алевритовая примесь и затем во все бóльшем количестве появляются прослои мелко-косослоистых известковистых алевролитов. Выше по разрезу, в пачке переходной к хербинской свите (30 м), среди них появляются прослои песчанистых доломитов, которые в верхней части пачки начинают преобладать и переслаиваться с кварцевыми песчаниками и алевролитами. Кроме того, о согласном залегании свидетельствует то, что подобный характер контакта сохраняется по простиранию на протяжении сотен км. Существование таких непрерывных верхнерифейско-нижневендских морских разрезов без ледниковых отложений, говорит о том, что оледенение не было глобальным;

2) во-вторых, гипотезе "snowball Earth" противоречат изложенные в гл. 13 и опубликованные ранее [Hambrey et al., 1981; Чумаков 1995; 1998; Condon et al., 2002; Leather et al., 2002 и др.] многочисленные свидетельства частого чередования ледниковых и межледниковых событий разного ранга в раннем венде и позднем рифее. Между тем, как отмечалось, гипотеза предполагает существование каждого глобального ледникового покрова не менее, чем несколько млн лет. Прекращение глобального оледенения Земли не может объясняться также усилением солнечной радиации, так из-за огромного альбедо "snowball Earth" для этого каждый раз потребуется усиление радиации на 30%. Механизмов для такого многократного и быстрого потепления вообще нет. Неспособность объяснить межледниковья является самым главным дефектом гипотезы глобального оледенения;

3) в-третьих, неоднократное математическое моделирование оледенений в позднем докембрии показывает, что при наличии океанов глобальное оледенение Земли физически невозможно и что океаны не могли замерзать между широтами + и – 20° [Hyde et al., 2000], а по более новым данным, между широтами +/– 40°–45° даже зимой [Poulsen et al., 2002];

4) Наконец, палеонтологические свидетельства о непрерывности существования фитопланктона и, следовательно, фотосинтеза в позднем докембрии [Fedonkin, 2003] говорят о том, что океан не мог замерзать полностью.

Сомнения в реальности "snowball Earth" усиливаются тем, что геологические данные позволяют критически относиться к реальности палеомагнитных определений низких палеоширот по красноцветным породам из целого ряда местонахождений позднего докембрия и в том числе из подгруппы Ерелина, поскольку в этих определениях, как правило, не учитывалась возможность вторичного уплощения вектора намагниченности [Evans, 2000], а первичность палеомагнитных направлений не всегда убедительно показана. Основанием для подобных сомнений являются случаи вторичного уплощения вектора намагниченности на 20°–30°, например, в палеогеновых красноцветных отложениях Средней Азии [Bazhenov, Mikolaichuk, 2002].

Таким образом, геологические факты и математическое моделирование рождают очень большие сомнения в отношении справедливости гипотезы тотального глобального оледенения. В тоже время, эти данные позволяют допустить, что ранневендское оледенение было более обширным, чем все известные нам фанерозойские оледенения. Возможно, что в какой-то степени нашло отражение в схеме на рис. 102*а*, где виден приэкваториальный пояс между +5° и –10°, в котором отсутствуют ледниковые отложения. Ширина этого пояса определяется, конечно, в пределах точности палеомагнитных определений и реконструкций континентов и поэтому, возможно, несколько заужена. В связи с этим же предположением, обращает на себя внимание то, что все низкоширотные местонахождения ранневендских ледниковых отложений представлены преимущественно мариногляциальными образованиями, распространение которых может быть несколько шире, чем собственно ледниковых щитов. Понять, какой был характер климата в пределах этого приэкваториального пояса не представляется сейчас возможным из-за отсутствия надежных индикаторов климата.

В целом предположение о том, что ранневендское оледенение не было глобальным, а было просто более масштабным, чем известные нам фанерозойские, достаточно хорошо согласуется с приведенными выше геологическими данными и результатами математического моделирования. тем не менее, альтернативным, и, по-видимому, не менее вероятным, является предположение о том, что реконструкция положения континентов в раннем вене не совсем точна и что суперконтиненты Восточная Гондвана и сохранившееся ядро Родинии, объединявшее западную Гондвану и Лав-

разию, располагались в это время на 15°–20° дальше от экватора, чем на принятой нами схеме. В этом случае масштабы ранневендского оледенения не превышали бы максимальные фанерозойские оледенения, а ледниковые щиты не пересекали бы запретные для их существования аридные зоны тропиков.

В любом случае приведен факты указывают на то, что в венде происходило чередование ледникового и безледникового глобального климата, аналогичное фанерозойскому и, следовательно, происходили перестройки климатической зональности, а также чередовалось холодное и теплое состояние биосферы.

14.4. Климат и главные биосферные события*

Наиболее крупным палеогеографическим событием в конце среднего – начале позднего рифея являлись образование (около 1000 млн лет назад) мегаконтинента Родиния. Ее возникновение расценивается рядом исследователей как переход от геодинамического этапа тектоники малых плит к этапу типичной плитной тектоники [Хаин, 1995]. Примечательно, что этот рубеж почти совпадает с началом этапа периодических оледенений, т.е. с формированием современной климатической системы Земли (гл. 13, рис. 96). Совпадение таких кардинальных геологических событий вряд ли являлось случайностью. Оно указывает, повидимому, на существование причинной взаимосвязи между тектоникой плит и крупными климатическими изменениями. Ледниковые периоды явно связаны с интервалами усиления надсубдукционного вулканизма [Чумаков, 2001а] и длительного захоронения больших масс карбонатов и органического вещества на пассивных окраинах континентов и в зонах субдукции [Lindsay, Braiser, 2001; 2002]. Эти процессы приводили к снижению прозрачности атмосферы и концентрации CO_2 в атмосфере и гидросфере, вызывая похолодание.

Около 850 млн лет назад начался и около 750 млн лет назад закончился распад мегаконтинента Родиния [Dalziel, 1997]**. Считается, что распад Родинии обуславливался главным образом раскрытием Тихого океана. В первой половине венда около 600–580 млн лет назад сформировался новый мегаконтинент Паннотия, существование которого было чрезвычайно эфемерным. Период его существования оценивается в первые десятки млн лет и в середине венда, около – 570–560 млн лет назад, он распался [Dalziel, 1997; Smith, 2001]. Образование Паннотии связывается с первыми фазами Пан-Африканской рогении, а ее окончательный распад – с раскрытием океана Япетус.

Точность датировок в позднем докембрии не достаточна, чтобы произвести убедительную корреляцию разных событий между собой, как это можно сделать для фанерозоя [гл. 12; Чумаков, 2001а]. Однако некоторые, более общие сопоставления, все же возможны. В частности, обращает на себя внимание тот факт, что лапландское оледенение предшествовало главной коллизии, создававшей Паннотию, а оба рифейских и байконурское оледенение случилось во время распада мегаконтинентов. Таким образом, как и в фанерозое, ледниковые периоды не были связаны с горообразованием. Они происходили в периоды раскрытия или в начале закрытия океанов. Это в определенной степени подтверждает мнение о том, то захоронение карбонатов и органического вещества на пассивных окраинах континентов и в зонах субдукции способствовало возникновению оледенений [Lindsay, Brasier, 2001; 2002].

Чередование оледенений и безледниковых периодов приводило в позднем докембрии, как и в фанерозое, к неоднократному переходу биосферы от теплого к холодному состоянию и обратно, а следовательно, к перестройкам климатической зональности, крупным гляциоэвстатическим колебаниям уровня океана, появлению и исчезновению в нем психросферы, перемешиванию глубинных и поверхностных вод и перестройкам систем циркуляции в атмосфере и гидросфере. Докембрийской спецификой этих изменений было то, что они происходили на фоне весьма слабо развитой наземной биоты и почв, в отсутствии растительного покрова на суше и достаточно примитивной морской биоты. Кроме того, некоторые позднедокембрийские климатические колебания, судя по лапландскому оледенению, имели заметно большую амплитуду и, следовательно, были более контрастными. Можно полагать, что на суше в позднем докембрии преобладали процессы физической денудации и доминировал твердый континентальный сток, особенно во время оледенений, когда понижался базис эрозии и интенсивная ледниковая абразия усиливалась возросшей речной эрозией. Эти процессы обуславливали существенные колебания в геохимических

---

* Этот раздел написан совместно с В.Н. Сергеевым.

** Анализ тектонических и изотопных событий позднего рифея приводит ряд авторов к выводу о том, что в основном Родиния распалась в интервале 770–740 млн лет [Кузнецов и др., 2003].

кругооборотах многих элементов, что нашло отражение в изотопных аномалиях $\delta^{13}C$, $\delta^{34}S$ и и $^{87}Sr/^{86}Sr$ [Walter et al., 2000; Семихатов и др., 2002; Кузнецов и др., 2003]. Хотя не со всеми объяснениями этих аномалий можно согласиться, их существование, несомненно, отражало крупные геодинамические и климатические процессы в биосфере.

Некоторые абиогенные биосферные события сопровождались биотическими изменениями и, хотя возможные причинные связи не всегда ясны, совпадение этих событий заслуживает быть отмеченным. Формирование Родинии ознаменовалось завершением биотической "неопротерозойской революции" – кардинальными преобразованиями в составе микробиот, которые имели колоссальное эволюционное и биостратиграфическое значение [Сергеев и др., 1996]. Это событие, которое произошло вблизи границы среднего и верхнего рифея, характеризовалось взрывообразным увеличением разнообразия эукариотных микроорганизмов, массовым появлением морфологически сложно построенных форм и тотальной инкорпорацией эукариот в прокариотные экосистемы [Knoll, 1992; Сергеев, 1992; Butterflied et al., 1994 и др.]. Данные преобразования не были одноактными и строго приуроченными к определенному рубежу. Они начались несколько ранее миллиарда лет назад, однако, только начиная с позднего рифея или позднего среднего рифея, появляются формы с шипами и выростами и некоторые другие характерные сложно построенные формы одноклеточных.

Серия ранних и поздних позднерифейских оледенений совпадала с началом падения разнообразия строматолитовых циано-бактериальных сообществ [Семихатов, Раабен, 1996]. В тоже время, если судить по многим разрезам пассивных континентальных окраин, роль строматолитовых отложений в конце позднего рифея сильно возросло [Кузнецов и др., 2003 и устное сообщение М.А. Семихатова, 2003]. В межледниковые интервалы они образовывали мощные карбонатные платформы и рифы [Хабаров, 1985].

Ранневендское лапландское оледенение вызвало значительно более глубокий кризис строматолитовых циано-бактериальных сообществ [Семихатов, Раабен, 1996]. По существу они потеряли в это время свое доминирующее положение в биоте и свою роль в биосферных процессах, хотя в низких палеоширотах в "среднем" и "верхнем венде" всё же сформировался ряд карбонатных платформ, сложенных преимущественно строматолитами (рис. 101, 102*б*, *в*). С эпохами расцвета и кризисов строматолитовых циано-бактериальных сообществ несомненно были связаны изменения CO_2 в атмосфере и крупные климатические изменения, поскольку эти сообщества являлись в докембрии главными потребителями CO_2 и в качестве фотосинтезаторов, и в качестве производителей огромных масс карбонатов.

В связи с великим лапландским оледенением произошли и другие крупные биотические события. После этого оледенения наступил расцвет типичных представителей вендской системы – бесскелетных многоклеточных животных (эдиакарской фауны) и многочисленных многоклеточных низших водных растений, хотя и те и другие появились еще в рифее [Гниловская и др., 2001]. По мнению специалистов, сам расцвет, а возможно и возникновение эдиакарской фауны были связаны с холодным климатом, соответственно позднего венда и позднего рифея [Fedonkin, 2003].

Вблизи лапландского рубежа произошло также резкое сокращение или вымирание ряда морфологически сложных эукариотных микроорганизмов [Knoll, 1992 и др.] и поэтому большинство рифейских таксонов фитопланктонных микроорганизмов с шипами и выростами (род *Trachyhystrichosphaera, Cymatiosphaeroides* и др.) в венде неизвестно. Сами ледниковые отложения нижнего венда содержат лишь мелкие сферические акритархи с нескульптурированной поверхностью и некоторые другие просто устроенные формы. Непосредственно выше ледникового уровня в вендских отложениях широкое распространение получает ассоциация так называемого пертататакского типа, в которой доминируют таксономически разнообразные и морфометрически крупные микрофоссилии с шипами и выростами. На сегодня наиболее репрезентативная ассоциация этого типа известна из фосфатно-кремнистых толщ формация Доушаньто Южного Китая (рис. 101). В формации Доушаньто встречаются крупные акантоморфные и херкоморфные акритархи размером от десятков до первых сотен микрон, таксономически отличные от более древних ассоциаций микрофоссилий. Кроме того, в большем количестве здесь распространены остатки красных бангиевых водорослей, характеризующихся в ряде случаев достаточно сложно дифференцированными талломами [Zhang et al., 1998 и др.]. Из формации Доушаньто упоминаются также остатки достаточно крупных (до 500 мкм в диаметре) одноклеточных организмов, формирующих колонии, которые большинство исследователей сравнивают с

начальными стадиями развития метазоа [Xiao et al., 1998; Xiao, Knoll, 2000].

В верхней части "среднего венда" происходит резкое обеднение биоты многоклеточных животных и таксономического состава микрофоссилий. Ассоциации пертатакского типа исчезают и большинство акантоморфных акритарх представлено мелкими формами рода *Micrystridium* со слабо развитыми шипиками. Впрочем, возможно, что это обеднение биоты имеет лишь региональный характер и связано с фациальной специфика ряда бассейнов, в частности Восточно-Европейского бассейна.

Байконурское оледенение вблизи границы венда и кембрия, охватившее оба полушария и проявившееся в сильной отрицательной аномалии $\delta^{13}C$ в начале немакит-долдынского века, совпало с появлением мелкораковинной фауны и затем, возможно, способствовало широкому распространению этой фауны и археоциат в томмотский век. Вряд ли байконурское оледенение было прямо связано с внезапным появлением и дивергенцией скелетных организмов. Эти инновации, как и некоторые отмеченные выше, явно были эволюционного характера. Оледенение, скорее всего, могло расчищать экологические ниши для новых биот и быть тригером взрывных экологических событий. Однако, несомненно, и то, что связанные с оледенениями сильные, частые, а с геологической и биологической точки зрения, очень быстрые экологические перестройки провоцировали стрессовые генетические мутации и усиливали естественный отбор в климатически благоприятном направлении, оказывая тем самым воздействие на эволюционные процессы.

Выводы

1. Несмотря на методические трудности, связанные с палеоклиматическими реконструкциями для докембрия, для его ледниковых интервалов можно достаточно успешно реконструировать региональные палеоклиматические обстановки.

2. Глобальные палеоклиматические реконструкции для позднего докембрия ограничиваются малой разрешающей и корреляционной способностью докембрийской стратиграфии, отсутствием надежных реконструкций положения континентов, практическим отсутствием палеонтологических и малым количеством литологических индикаторов климата, ничтожным количеством и сомнительным качеством изотопных палеотемпературных определений и необходимостью далеких интерполяций и экстраполяций. Поэтому прямое приложение к докембрию, даже позднему, методов палеоклиматических реконструкций, разработанных для фанерозоя, невозможно и ведет к субъективным и ошибочным построениям.

3. Суммирование немногих палеоклиматических индикаторов для временных отрезков, соизмеримых с периодами и отделами фанерозоя, может дать только очень приблизительное представление о климатической зональности в позднем докембрии: наметить положение холодных (временами ледниковых) и жарких (местами аридных) поясов. В отдельных случаях можно предположительно выделить области с гумидным климатом.

4. Даже ограниченное число палеоклиматических индикаторов помогает выбрать среди разных геодинамических реконструкций континентов те, которые соответствуют глобальным климатическим закономерностям, и позволяют до некоторой степени оценить достоверность реконструкций и характер климатической зональности.

5. Используя реконструкции А. Смита и К. Пикеринга [Smith, 2001; Smith, Pickering, 2003] для трех уровней венда и указанный выше подход, для позднего венда (немакит-долдынского времени) удалось выделить два асимметрично расположенных высокоширотных холодных (эпизодически ледниковых) пояса и между ними средне-низкоширотный жаркий, местами аридный пояс.

6. В среднем венде (котлинско-редкинское, эдиакарское время) низкие и бóльшую часть средних широт Земли занимал теплый, местами аридный пояс. В высоких широтах южного полушария климат был, видимо, теплым и гумидным. Признаки ледникового климата на Земле отсутствовали.

7. В раннем венде (лапландское, варангерское время) на всех крупных континентах и многих микроконтинентах имеются следы оледенений. На Земле преобладал холодный, большей частью ледниковый климат. Установить области с иным характером климата не удается. Возможно ранневендское оледенение распространялось шире, чем фанерозойские. Нельзя исключить и того, что реконструкции положения континентов в раннем венде не точны и Восточная и Западная Гондвана и Лавразия располагались в это время на 15°–20° дальше от экватора, чем принято считать.

8. В настоящее время нет решающих фактов, опровергающих гипотезу глобального оледенения. В то же время, она вызывает большие сомнения, поскольку, во-первых, известны разрезы, в которых нижний венд не со-

держит признаков оледенений; во-вторых, имеются доказательства неоднократного чередования в раннем венде ледниковых и межледниковых событий разного ранга, которое нельзя совместить этой гипотезой; в третьих, математическое моделирование отвергает возможность глобального оледенения Земли и, наконец, палеонтология свидетельствует о непрерывном существовании фитопланктона в течение позднего докембрии, следовательно океан не мог замерзать полностью.

9. В венде чередовался ледниковый и безледниковый глобальный климат, происходили перестройки климатической зональности аналогичные фанерозойским и, следовательно, можно полагать, что современная климатическая система Земли сформировалась еще в конце рифея.

10. Некоторые крупные климатические события сопровождались биотическими событиями. Климатические события, подобные лапландскому оледенению, могли, по-видимому, быть причиной биотических кризисов и новаций [Fedonkin, 2003]. Во время других, биотических событий, например смены микробиот, появления скелетной мелкораковинной немакит-далдынской или томмотской фауны, климатические изменения могли в основном способствовать освобождению экологических ниш и играть роль триггера. В целом, связанные с оледенениями сильные, частые и с геологической точки зрения быстрые экологические перестройки, могли провоцировать генетические мутации и усиливать естественный отбор в климатически благоприятном направлении и, оказывая тем самым воздействия на эволюционные процессы.

Данная глава выполнена с финансовой поддержкой программы фундаментальных исследований ОН 3 РАН № 6 по теме: "Биотические и абиотические процессы в эволюции ранней биосферы: их взаимодействие и влияние на глобальной биогеохимический цикл углерода и оксигенизацию атмосферы", а также проекта РФФИ 02-05-64335.

Литература

Аксенов Е.М. Венд Восточно-Европейской платформы // Вендская система: Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. М., 1985. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. С. 3–34.

Алексеев А.С. Массовые вымирания в фанерозое. М.: Изд-во МГУ, 1998. 76 с.

Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Алматы: ЮГГЕО, 2002. 26, XXXVII с.

Беккер Ю.Р. Древнейшая эдиакарская биота Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 16–24.

Боровко Н.Г. Венд и нижний палеозой Полюдова кряжа Северного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1967. 31 с.

Гниловская М.Б., Вейс А.Ф., Беккер Ю.Р. и др. Доэдиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 11–39.

Головенок В.К., Белова М.Ю., Курбацкая Ф.А. Первая находка обручевелл в вендских отложениях Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 3. С. 701–705.

Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 390 с.

Киселев В.В., Королев В.Г. Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1981. 183 с.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 5. С. 3–35.

Курбацкая Ф.А., Аблизин Б.Д. К палеогеографии терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала (западная подзона Вишерско-Чусовского антиклинория) // Учен. зап. Перм. ун-та. 1970. № 210. С. 73–93.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. и др. Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата // Литология и полез, ископаемые. 2003. № 5 С. 512–528.

Моссаковский А.А., Пущаровский Б.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур тихоокеанского и индо-атлантического типов в позднем докембрии и венде // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 6. С. 799–802.

Семихатов М.А. Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия. Доп. 4 // Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. С. 95–107.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Низкое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в Гренвильском и пост-Гренвильском океане: Определяющие факторы // Стратиграфия. геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 3–46.

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

Сергеев В.Н. Окремненные мирофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 139 с.

Сергеев В.Н., Нолл Э.Х., Заварзин Г.А. Первые триллиарда лет жизни: От прокариот к эукариотам // Природа. 1996. № 6. С. 54–67.

Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК, 1998. 156 с.

Соколов Б.С. Вендские полихеты // Вендская система. М.: Наука, 1985. Т. 1: Палеонтология. С. 198–200.

Хабаров Е.М. Сравнительная характеристика позднекембрийских рифтогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1985. 125 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 618).

Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Парадокс позднепротерозойских оледенений и дрейф материков // Вестн. МГТУ. Сер. 4, Геология. 1987. № 1. С. 15–25.

Хоментовский В.В. Венд Сибирской платформы // Вендская система: Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. М., 1985. Т. 2: Стратиграфия и геологические процессы. С. 83–161.

Чумаков Н.М. Вендское оледенение Европы и Северной Атлантики: (Верхний докембрий) // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198, № 2. С. 419–422.

Чумаков Н.М. Международный симпозиум по докембрийским ледниковым отложениям // Вестн. АН СССР. 1972. № 4. С. 101–102.

Чумаков Н.М. К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978а. № 12. С. 35–48.

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллоиды и тиллиты. М.: Наука, 1978б. 204 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. Лапландский ледниковый горизонт и его аналоги // Вендская система: Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. М., 1985. Т. 2: Стратиграфия и геологические процессы. С. 167–198.

Чумаков Н.М. Климатические колебания и биотические события // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 8. С. 30–39.

Чумаков Н.М. Опорный разрез вендских ледниковых отложений Южного Урала (кургашлинская свита Криволукского грабена) // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 138–153.

Чумаков Н.М. Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 5. С. 656–659.

Чумаков Н.М., Олейник О.В. Ритмичность климатических изменений в фанерозое и венде // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. М.: Янус-К, 2002. Т. 3. С. 316–321.

Alvarenga C.J.S., Trompette R. Upper Proterozoic glacial environment of the border of the Amazonian craton and its evolution towards the adjacent Paraguay Belt, Mato Grosso, Brazil // Earth's glacial record. Cuiaba: Univ. Federal de Matto Grosso, 1988. P. 31–44.

Alvarenga C.J.S., Trompette R. Glacially influenced sedimentation in the Later Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil) // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1992. Vol. 92. P. 85–105.

Barfod G.H., Albarede F., Knoll A.H. et al. New Lu-Hfand Pb-Pb age constraints on the earliest animal fossils // Earth and Planet. Sci. Lett. / 2002. Vol. 201, N 1. P. 203–212.

Bazhenov M.L., Mikolaichuk A.V. Paleomagnetism of Paleogene basalts from the Tien Shan, Kyrgyzstan: rigid Eurasia ans dipole geomagnetic field // Ibid. 2002. Vol. 195, N 1/2. P. 155–166.

Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A., Amard B., Ahmed A.A.K. 1-ST Ediacaran fauna found in Western Africa and evidence for an Early Cambrian glaciation // Geology. 1995. Vol. 23, N 2. P. 133–136.

Brasier M.D., Lindsay J.F. Did supercontinental amalgamation trigger the "Cambrian explosion"? // The ecology of the Cambrian radiation. N.Y.: Columbian Univ. press, 2001. P. 69–89.

Brasier M.D., McCarron G. New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubrah glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman // Geology. 2000. Vol. 28, N 2. P. 175–178.

Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K. Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfiellet Formation, Spitsbergen // Fossil and Strata. 1994. N 34. P. 1–84.

Cahen L. Glaciations anciennes et derive des continents // Ann. Soc. geol. Belg. 1963. Vol. 86, N 1. P. 79–84.

Chumakov N.M. The problems of old glaciations: (Pre-Pleistocene glaciogeology in the USSR). N.Y.: Harwood Acad. publ., 1992. 208 p.

Condon D.J., Prave A.R., Benn D.I. Neoproterozoic glacial-rainout intervals: Observations and implications // Geology. 2002. Vol. 30, N 1. P. 35–38.

Culver C.R. Isotope stratigraphy of the Ediacarian (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water clumn stratification // Precambr. Res. 2000. Vol. 100, N 1/3. P. 121–150.

Culver C.R., Gorjan P., Veevers J.J., Hill A.C. Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models // Ibid. 2000. Vol. 100, N 1/3. P. 371–433.

Dalziel I.W.D. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation // Bull. Geol. Soc. Amer. 1997. Vol. 109, N 1. P. 16–42.

Dalziel I.W.D., Salda L.H.D., Gahagan L.M. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Anden mountain system // Ibid. 1994. Vol. 106. P. 243–252.

Dalziel I.W.D., Soper N.J. Neoproterozoic extension on the Scottish Promontory of Laurentia: Paleogeographic and tectonic implications // J.Geol. 2001. Vol. 109. P. 299–317.

Evans D.A.D. Stratigraphic, geochronological, and paleomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox // Amer. J. Sci. 2000. Vol. 300. P. 347–433.

Fedonkin M. The origin of the Metazoa in the light of the Proterozoic fossil record // Paleontol. Res. 2003. Vol. 7, N 1. P. 9–41.

Germs G.J.B. The Neoproterozoic of the Southwestern Africa, with emphasis on platform stratigraphy and paleontology // Precambr. Res. 1995. Vol. 73, N 1/4. P. 137–151.

Gorokhov I.M., Siedlecka A., Roberts D. et al. Rb-Sr dating of diagenetic illite in Neoproterozoic shales, Varanger Peninsula, North Norway // Geol. Mag. 2001. Vol. 138, N 5. P. 541–562.

Guan B., Ruitang W.U., Hambrey M.J., Wuchen G. Glacial sediments and erosional pavements near the Cambrian-Precambrian boundary in western Henan Province, China // J. Geol. Soc. London. 1986. Vol. 143. P. 311–323.

Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. (ed.). Earth's Pre-Pleistocene glacial record. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1981. 1004 p.

Hambrey M.J., Spencer A.M. Late Precambrian glaciation of central East Greenland // Geoscience. 1987. Vol. 19. P. 1–53.

Harland W.B. Evidence of Late Precambrian glaciation and its significance // Problems in palaeoclimatology / Ed. A.E.M. Nairn. London. 1964. P. 119–149, 179–184.

Harland W.B., Hambrey M.J., Waddams P. Vendian geology of Svalbard // Norsk Polar Inst. Skr. 1993. Vol. 193. P. 1–150.

Hoffman P.F., Schrag D.P. The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change // Terra Nova. 2002. Vol. 14, N 3. P. 129–155.

Kirsechvink J. A paleogeographic model for Vendian and Cambrian time // The Proterozoic bioshpere: A multidisciplinary study. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1992a. P. 567–582.

Kirsechvink J. A Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball earth // Ibid. 1992в. P. 51–52.

Knoll A.H. The early evolution of eukaryotes: A global perspective // Science. 1992. Vol. 256, N 5. P. 622–627.

Knoll A.H. Learning to tell Neoproterozoic time // Precambr. Res. 2000. Vol. 100, N 1/3. P. 3–20.

Kumar G., Shanker R., Mathur V.K., Maithy P.K. Maldeota section, Mussoorie Syncline, Krol Belt, Lesser Hymalaya, India: A candidate for global stratotype section and point for terminal Proterozoic system // Terminal Proterozoic system: 13th Circular 2000 IWGS / Subcommission of Terminal Proterozoic System. P. 9–19.

Leather J., Allen P.A., Brasier M.D., Cozzi A. Neoproterozoic snowball Earth under scrutiny: Evidence from the Fig glaciation of Oman // Geology. 2002. VOl. 30, N 10. P. 891–894.

Lindsay J.F.,Brasier M.D. Did global tectonics drive early biosphere evolution? Carbon isotope record from 2.6 to 1.9 Ga carbonates of Western Australian basins // Precambr. Res. 2002. Vol. 114, N 1/2. P. 1–34.

Lu S., Gao Z., Lin W. Sinian ice age and glacial sedimentary facies-areas in China // Ibid. 1985. Vol. 29. P. 53–63.

Martin H. The Precambrian geology of South West Africa and Namaqualand. Cape Town: Univ. press, 1965. 159 p.

Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A. et al. Age of Neoproterozoic bilatarian body and trace fossils, White Sea, Russia: Implication for Metaxoan evolution // Science. 2000. Vol. 288. P. 841–845.

Meert J.C., Powell C.M. Assembly and break-up of Rodinia: Introduction to the special volume // Precambr. Res. 2001. Vol. 110. P. 1–8.

Meert J.C., Van der Voo R. The Neoproterozoic (1000–540 Ma) glacial intervals: No more snowball Earth? Reply // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 131. P. 123–125.

Myrow P.M. Neoproterozoic rocks of the Newfoundland Avalon Zone // Precambr. Res. 1995. Vol. 73, N 1/4. P. 123–136.

Myrow P.M., Kaufman A.J. A newly discovered cap carbonate above Varanger-age glacial deposits in Newfoundland, Canada // J. Sediment. Res. 1999. Vol. 69, N 3. P. 784–793.

Narbonne G.M., Aitken J.D. Neoproterozoic of the Mackenzie Mountains, Northwestern Canada // Precambr. Res. 1995. Vol. 73, N 1/4. P. 101–121.

Narbonne G.M., Gehling J.G. Life after snowball: The odest complex Ediacaran fossils // Geology. 2002. Vol. 31, N 1. P. 27–30.

Pelechaty S.M. Infrared chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: Implications for a global stratigraphy // J. Geol. Soc. London. 1998. Vol. 155. P. 957–973.

Piper J.D.A. The Neoproterozoic supercontinent: Rodinia or Paleopangaea? // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 176. P. 131–146.

Poulsen Ch.J., Peirrehumbert R.T., Jacob R.L. Impact of oceanic dynamics on the simulation of the Neoproterozoic "snowball Earth" // Geophys. Res. Lett. 2002. Vol. 28, N 8. P. 1575–1578.

Preiss W.V. (*compiler*). The Adelaide geosyncline - Late Proterozoic stratigraphy, sedimentation, palaeontology and tectnics // Bull. Geol. Surv. S. Austral. 1987. Vol. 53. P. 438.

Preiss W.V. The Adeaide geosyncline of South Australia and its significance in Neoproterozoic continental reconstruction // Precambr. Res. 2000. Vol. 100, N 1/3. P. 21-63.

Scotese C.R., McKerrow W.S. Revised World maps and introduction // Paleozoic palaeogeography and biogeography. 1990. P. 1–21. (Geol. Soc. Mem.; N 12).

Smith A.G. Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time // The ecology of the Cambrian radiation. N.Y.: Columbian Univ. press, 2001. P. 11–46.

Smith A.G., Pickering K.T. Oceanic gateways as aritical factor to initiate icehouse Earth // J. of Geol. Soc., London. 2003. Vol. 160. P. 337–340.

Spencer A.M. Late Precambrian glaciation in the North Atlantic region // Ice ages: Ancient and modern // Geol. J. 1975. N 6: Special Issue. P. 217–236.

Strauss H., Banerjee D.M., Kumar V. The sulfur isotopic composition of Neoproterozoic to Early Cambrian seawater–Evidence from the cyclic Hanseran evaporites, NW India // Chem. Geol. 2001. Vol. 175, N 1/2. P. 17–28.

Tiwari M. Organic-walled microfossils from the Chert-phosphorite member, Tal Formation, Precambrian-Cambrian boundary, India // Precambr. Res. 1999. Vol. 97, N 1/2. P. 99–113.

Tiwari M., Knoll H. Lage acanthomorphic acritarchs from the Infrakrol Formation of the Lesser Himalaya and their stratigraphic significance // J. Himalaya Geol. 1994. Vol. 5. P. 193–201.

Trompette R. Glacially infuenced sedimentation in the Later Proterozoic of the Paraguay belt (Mato-Grosso, Brazil) // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1992. Vol. 92, N 1/2. P. 85–105.

Trompette R. Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma) Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. Rotterdam; Brookfield: Balkema, 1994. 350 p.

Trompette R. Temporal relationship between cratoization and glaciation: The Vendian-Early Cambrian glaciation in Western Gondvana // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. Vol. 123. P. 373–383.

Trompette R. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: A tentative scenario // Precambr. Res. 1997. Vol. 82. P. 101–112.

Vidal G. Micropalaeontology and biostratigraphy of the Upper Proterozoic and Lower Cambrian sequences in East Finnmark, Northern Norway // Norw. Geol. Bull. 1981. Vol. 365. P. 1–53.

Vidal G., Moczydlowska M. The Neoproterozoic of Baltica – stratigraphy, paleobiology and general geological evolution // Precambr. Res. 1995. Vol. 73, N 1/4. P. 197–216.

Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R. et al. Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models // Ibid. 2000. Vol. 100. P. 371–433.

Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R., Grey K. Neoproterozoic stratigraphy of the Centralian Superbasin, Australia // Ibid. 1995. Vol. 73. P. 173–195.

Wang X., Erdtmann B., Xiaohong C., Xiaodong M. Intergrated sequence-, bio- and chemo-stratigraphy of the terminal Proterozoic to Lowermost Cambrian "black rock series" from Central South China // Episodes: Intern. Geosci. News Mag. 1998. Vol. 21, N 3. P. 178–189.

Xiao S., Knoll A.H. Phosphatized animal embryos from the Neoproterozoic soushantion Formation at Wengan, Guizhou, South China // J. Paleontol. 2000. Vol. 74, N 5. P. 767–787.

Xiao S., Zhang Y., Knoll A.H. Three-dimensional of algae and animal ambryos in a Neoproterozoic phosphorite // Nature. 1998. Vol. 395. P. 553–558.

Yin L.M., Guan B.D. Organic-walled microfossils of Neoproterozoic Dongjia, Lushan Country, Henan Province, North China // Precambr. Res. 1999. Vol. 94, N 1.2. P. 121–137.

Young G.M. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? // Geology. 1995. Vol. 23, N 2. P. 153–156.

Zhang Y., Yin L., Xiao S., Knoll A.H. Permineralised fossils from the terminal Proterozoic Doushantion Formation, South China // Paleontol. Soc. Mem. 1998. Vol. 72, N 4. P. 1–52.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Н.М. Чумаков

В геологической истории позднего докембрия и фанерозоя известно несколько интервалов, характеризующихся относительно быстрыми количественными и качественными изменениями, которые охватывали все или ряд подсистем биосферы. Подобные изменения приводили к новому состоянию биосферы и могут рассматриваться как биосферные перестройки. Изучение климатического фона биосферных перестроек на примере палеогена, мела, раннего триаса, перми и позднего докембрия позволяет сделать несколько важных выводов, во-первых, об особенностях палеоклиматов, их динамике и причинах климатических изменений, во-вторых, о влиянии климатических изменений на биосферу, в-третьих, о возможных связях между климатическими изменениями и биотическими событиями.

1. Особенности палеоклиматов и их динамики

Перечислим те особенности палеоклиматов и их динамики, которые важны для понимания роли климата в биосферных перестройках.

Необратимые климатические изменения. По роли оледенений в геологической истории различаются три главных климатических этапа: безледниковый (возраст более 2,9 млрд лет), с эпизодическими оледенениями (от 2,9 до 1 млрд лет) и с частными периодическими оледенениями (1 млрд лет – ныне). Современная климатическая система Земли, для которой характерно периодическое чередование ледниковых и безледниковых периодов, окончательно сформировалась в позднем рифее в связи с медленным сокращением теплового баланса поверхности Земли и приближения его к порогу, за которым начинаются оледенения (гл. 13). Тепловой баланс, начиная с позднего архея, сокращался главным образом из-за снижения плотности атмосферы и содержания в ней парниковых газов. И то, и другое было результатом ослабления эндогенной дегазации Земли, усиливавшегося поглощения CO_2 при выветривании силикатов и в процессе фотосинтеза, а также последующего длительного захоронения части карбонатов и других углеродсодержащих отложений в литосфере или в случае субдукции в мантии. Определенную роль в похолодании Земли могло играть увеличение альбедо планеты по мере роста континентов. В некоторой, хотя и очень небольшой степени, тепловой баланс поверхности Земли снижался за счет уменьшения эндогенного теплового потока Земли. Мощность этого потока, судя по имеющимся оценкам, была на три порядка меньше мощности солнечной радиации. Поэтому сокращение эндогенного теплового потока не могло сколько-нибудь существенно сказываться на климате Земли. В то же время, снижение эндогенной активности планеты эффективно воздействовало на климат в результате ослабления магматической и вулканической деятельности, ослабления дегазации, а также путем изменения геодинамического режима планеты. На связь климата с последним указывает корреляция между крупными климатическими этапами и этапами развития тектоники плит (гл. 13, рис. 97). Такая связь объясняется, очевидно, тем, что в процессе развития тектоники плит изменялись пропорции между двумя главными типами вулканизма (мантийного и надсубдукционного), а также менялась скорость и продолжительность захоронения больших масс карбонатов и органического вещества на пассивных окраин континентов и в зонах субдукции.

Квазипериодические климатические изменения. На медленное охлаждение поверхности Земли накладывалась устойчивая во времени иерархия глобальных, синхронных и синфазных квазипериодических климатических колебаний 10–12 рангов. Эти колебания не были строго гармоническими и периодическими, т.е. не были линейными, но повторялись

более или менее регулярно и были самоподобными. Можно поэтому полагать, что сложная открытая климатическая система Земли находилась в состоянии относительно близком к стационарному и что среди множества процессов, влиявших на земной климат, имелось небольшое число наиболее влиятельных, "управляющих", процессов с периодическими аттракторами (гл. 7 и 13).

Иерархия климатических колебаний. Сопоставление климатических колебаний с другими геологическими процессами приводит к выводу о том, что колебания разной периодичности имеют разные причины.

Сверхдлинные климатические колебания с периодичностью около 300 и 150 млн лет проявлялись в чередовании ледниковых и теплых периодов (гляциопериодов и термопериодов). Оледенения начинались в ранние фазы тектонических циклов, во время усиления субдукции и субдукционного эксплозивного вулканизма. Серии эксплозивных извержений, продукты которых достигали стратосферы, приводили к снижению прозрачности атмосферы и к "вулканическим зимам". Одновременно происходило захоронение значительных масс карбонатов и органического вещества на пассивных окраинах континентов и в зонах субдукции, что вызывало снижение концентрации CO_2 а атмосфере и тоже вело к охлаждению поверхности Земли. Похолодания усиливались растворением дополнительных количеств CO_2 в охлаждающемся океане. Теплые безледниковые периоды совпадали с этапами ослабления эксплозивного вулканизма, увеличения прозрачности атмосферы и с главными орогеническими фазами тектонических циклов. Эти фазы вызывали увеличение содержания CO_2 в атмосфере в результате регионального метаморфизма и размыва осадочных углеродсодержащих толщ в орогенах. Иногда орогенез сопровождался или за орогенезом следовал рост мантийно-плюмового вулканизма, который был важнейшим источником парниковых газов. Потепление усиливалось дегазацией океана и разрушением залежей газогидратов. Хорошо изученным примером такой последовательности тектонических и климатических событий является пермский период – начало триасового периода (гл. 12). Аналогичная последовательность событий с некоторыми вариациями известна в раннем палеозое (O_3–S_1), частично в венде (часть IV) и в позднем кайнозое. Нарушение периодичности сверхдлинных колебаний наблюдалось в фанерозое лишь однажды, во время сибирской термоэры ("мезозойского" безледникового периода). Оно было вызвано наложением на периодические плейт-тектонические процессы мантийно-плюмового вулканизма – сначала (в неокоме) плюма Парана-Этендека, а затем в барреме-апте мощнейшего суперплюма в Тихом океане. Одновременно резко возросла интенсивность регионального метаморфизма и гранитообразования. Все это увеличивало содержание CO_2 в атмосфере и вызывало потепление, хотя цикл похолодания с периодом 150 млн лет в ослабленном виде все же проявился в виде интервала прохладного безледникового климата в неокоме и апте ("cool mode" [Frakes et al., 1992]).

Длинные климатические колебания с периодами в первые десятки млн лет, которые фиксируются как в ледниковых, так и в безледниковых интервалах фанерозоя (гл. 7, гл. 12), также могут быть связаны с изменениями интенсивности субдукционного и мантийно-плюмового вулканизма, поскольку эти два типа вулканизма варьируют в противофазе друг другу с периодами продолжительностью в первые десятки млн лет.

Что касаетс коротких (миланковичских) климатических колебаний с периодами в десятки и первые сотни тысяч лет, то многочисленные изотопные, палеонтологические и другие датировки ледниковых и межледниковых отложений в океане и на континентах убедительно подтверждают их синфазность с вариациями параметров орбиты и наклона оси Земли. В качестве дополнительного веского аргумента в пользу астрономических причин коротких климатических колебаний добавим, что они проявлялись, как минимум, на протяжении всего фанерозоя, вне зависимости от неоднократных изменений геологической, географической, климатической и биотической ситуаций на Земле (гл. 7, гл. 12).

Ультракороткие климатические колебания с периодами от нескольких десятков до несколько тысяч лет установлены в кайнозое, мезозое и перми с помощью дендрохронологии и изучения ритмичности в тонкослоистых чувствительных к климатическим изменениям терригенных и эвапоритовых осадках. Корреляция флуктуаций содержания радиоуглерода в кольцах роста древесины и климатических колебаний позволяет считать, что они связаны с периодическими колебаниями солнечной активности в 2400, 200 и 90 лет, Климатические циклы, следы которых обнаружены в эвапоритах поздней перми, по продолжительности примерно соответствуют первым двум из этих периодов (гл. 12).

Преобладание безледникового климата. Одной из важных особенностей современной климатической системы Земли является пре-

обладание безледникового климата. Новые оценки показывают, что по своей длительности безледниковые периоды (термопериоды) составляли около 70% фанерозоя, 78% современного климатического этапа с периодическими оледенениями (1000 млн лет – ныне) и почти 90% второго климатического этапа с эпизодическими оледенениями (2900–1000 млн лет). Действительная же роль безледникового климата в геологической истории была еще больше. Это связано с тем, что ледниковые эпизоды были дискретны и чередовались с межледниковыми эпизодами на всех уровнях от ледниковых периодов до оледенений (оледенений s.str. или "ледниковий" четвертичных геологов). Собственно оледенения составляли не более 30% длительности ледниковых периодов и, следовательно, не более 10% фанерозоя, 7% всего современного климатического этапа и 4% всей послеархейской истории. Преобладание безледникового климата указывает на то, что эндогенная дегазация успешно компенсирует сейчас процессы захоронения CO_2 в литосфере и мантии. Если бы захоронения CO_2 не было, повышение его концентрации за счет дегазации в течение 4–10 млн лет привело бы к сильнейшему перегреву поверхности Земли. Умеренные пределы колебаний температуры на поверхности Земли (температурный коридор) обусловлены главным образом положительной обратной связью существующей между содержанием CO_2 в атмосфере с одной стороны и процессами поглощения CO_2 при выветривании силикатов и фотосинтезе, а также темпами захоронения карбонатов и органического углерода с другой стороны. Относительное равновесие между этими процессами нарушалось периодическим усилением эксплозивного вулканизма и "вулканическими зимами". Они были причиной того, что ледниковые периоды и крупные биосферные перестройки, связанные со сверхдлинными и длинными климатическими колебаниями, были почти синхронны с тектоническими циклами.

"Устойчивость" безледникового климата. Общеизвестно, что ледниковый климат характеризовался частыми и сильными колебаниями. Принято думать, что для безледникового климата, напротив, была характерна большая устойчивость, сравнительно небольшие амплитуды колебаний. Новые исследования на примере мела и палеогена показали, что амплитуды коротких колебаний в безледниковом климате иногда были сопоставимы с размахом колебаний в ледниковом климате. Таким образом, устойчивость безледникового климата была лишь относительной и связана с тем, что климатических колебаниях любого ранга при этом климате происходили в области существенно положительных температур и не пересекали порог, за которым начинались оледенения.

2. Влияние климатических изменений на биосферу

Влияние климата на биосферу было весьма многообразным. Оно определялось масштабами климатических событий и характером вызываемых ими обратных связей в биосфере. Климатические изменения всех рангов были непременными составными элементами биосферных перестроек.

Состояние и структура биосферы. Крупные климатические изменения, являясь, как отмечено выше, главным образом, следствием геодинамических перестроек, оказывали в свою очередь, существенное влияние на состояние биосферы, регулируя уровень тепло- и массообмена (т.е. главные термодинамические процессы) в пределах всех подсистем и между всеми подсистемами биосферы. Крупные похолодания и потепления, связанные со сверхдлинными и длинными климатическими колебаниями, определяли холодное или теплое состояние биосферы и изменяли ее структуру, так как сопровождались появлением и исчезновением многолетней гляциосферы. При этом существенно изменялась динамика процессов в остальных подсистемах биосферы: в океане возникала и исчезала психросфера, осушались и затапливались шельфы. Смещались и приобретали иные параметры климатические и биогеографические пояса, появлялись новые, перестраивались системы циркуляции в атмосфере и гидросфере, изменялась степень перемешивания глубинных и поверхностных вод в океанах и т.д.

Климатические колебания более низких рангов вызывали, как правило, некоторые смещения границ климатических поясов и только иногда приводили к существенным перестройкам, которые происходили благодаря положительным обратным связям в биосфере, как, например, во время ледниковых периодов в результате пересечения порога оледенений при климатических минимумов.

Перестройки климатической зональности. Главными следствиями климатических изменений, которые доступны для изучения геологическими методами, являются перестройки климатической зональности. Глобальные палеоклиматические реконструкции сейчас возможны лишь для сравнительно крупных возрастных интервалов длительно-

стью не менее века. Они усредняют климатические изменения и позволяют улавливать наиболее крупные из них.

Как отмечалось выше (гл. 13), с позднего архея в геологической истории происходило чередование двух основных типов глобального климата: ледникового и безледникового и двух основных типов климатической зональности, соответственно ледниковой и безледниковой. Хотя безледниковый климат резко преобладал в геологической истории, значительное количество коротких ледниковых эпизодов было характерно для больших отрезков фанерозойско–позднерифейской геологической истории, и поэтому смена этих двух глобальных климатов происходила многократно. Наиболее крупные перестройки климатической зональности были связаны с переходами от безледниковых к ледниковым периодам и обратно. Судя по истории перми и палеогена, эти переходы состояли из серии быстрых и осложненных осцилляциями похолоданий или потеплений, соответственно. Последовательность переходных событий могла длиться десятки млн лет. Огромный позднекарбоново–раннесакмарский ледниковый пояс, осциллируя и охватывая высокие и значительную часть средних южных широт, просуществовал не менее 20 млн лет. На рубеже ранне– и позднесакмарского времени он быстро отступил в высокие широты, превратившись в полярную шапку. Менее значительное потепление произошло, по-видимому, в середине перми. Наконец, на границе перми и триаса произошло самое сильное и резкое потепление, завершившее переход от ледникового периода позднего палеозоя к безледниковому мезозою. В результате этого потепления в высоких полярных широтах сформировались пояса умеренного или умеренно-теплого климата, а семаридные пояса распространились в заполярья (гл. 12, рис. 94 и 95).

Рассмотренные выше палеоклиматические реконструкции свидетельствуют также, что на протяжении ледниковых и теплых (безледниковых) периодов процесс трансформации зональности мог происходить довольно постепенно и выражался сравнительно небольшими смещениями климатических поясов (поздний мел, неоком, поздняя пермь). Наиболее значительная и быстрая перестройка климатической зональности в безледниковый период произошла в середине мела, когда возник экваториальный гумидный пояс. Это событие совпало во времени с открытием Южно-Атлантического океана и, очевидно, было связано с ним (гл. 3, гл. 5).

Типы и градации глобальных климатов. Реконструкции климатической зональности и сравнения с климатами позднего кайнозоя и раннего палеозоя показали, что два главных типа глобального климата – ледниковый и безледниковый – могут быть подразделены на несколько градаций. В ледниковом типе могут быть выделены: климат ледниковых максимумов (или "великих оледенений"), климат полярных шапок и климат холодных полярных областей. Все эти градации глобальных климатов последовательно сменяли друг друга во времени на протяжении пермского периода (гл. 8, гл. 12). В кайнозое они сменяли друг друга в обратном порядке. Характерной особенностью зональности ледниковых климатов, особенно климатов великих оледенений, являлось асимметричное расположение климатических поясов относительно экватора. Причиной этого было асимметричное расположение континентов на Земле. В своем крайнем выражении климатическая асимметрия проявлялась в однополюсном оледенении как в ранней перми или позднем ордовике.

Безледниковый тип глобального климата может быть предварительно подразделен на две градации: климат теплый безледниковый и прохладный безледниковый. Каждая из этих градаций по соотношению гумидных и аридных поясов может подразделяться еще на две разновидности: гумидную и аридную (гл. 3, гл. 8). Примером гумидного прохладного безледникового климата частично может быть апт, а примером аридного теплого безледникового климата – ранний триас.

3. Климатические изменения и биотические события

Данная проблема в мировой литературе обсуждается очень давно и интенсивно. Всесторонний анализ ее не являлся задачей представленной работы, однако полученные данные позволяют высказать некоторые суждения по этой проблеме.

Все события в биосфере являются звеньями в причинно-следственной цепи (или древе) изменений. Первопричиной подавляющего большинства крупных климатических событий были, как уже упоминалось, геодинамические процессы. Поэтому, строго говоря, климатические изменения обычно являются промежуточными ("спусковыми" по А.С. Алексееву) причинами для биотических событий. Сделав эту оговорку, мы, чтобы многократно не повторяться, будем опускать слово промежуточные и называть климатиче-

ские промежуточные причины просто причинами, в отличие от непосредственных причин. Роль климатических изменений в биотических событиях могла быть разной. По этому признаку можно различать, видимо, следующие виды биотических событий.

Климатические обусловленные события. Климатические изменения, особенно крупные и быстрые, могли быть главной причиной биотических перестроек. Примером может служить великое позднеордовикское оледенение, вызвавшее крупные изменения среды обитания и массовые вымирания. Такие события могут быть квалифицированы как климатически обусловленные. Климатически обусловленным можно, по-видимому, считать события второго порядка, произошедшее в конце сеномана – начале турона (снижение разнообразия морской фауны и, в том числе, планктонных фораминифер, гл. 6, рис. 47), в результате быстрого потепления, а затем похолодания. Снижение разнообразия строматолитов в позднем рифее, по-видимому, было тоже климатически обусловленным и было вызвано серией крупных оледенений.

Климатически спровоцированные события. В других случаях климатические изменения служили лишь толчком (непосредственной причиной) для начала событий, подготовленных другими процессами, чаще всего биотическими. В нашем случае примером может служить сравнительно небольшое верхнеальбское амкинское похолодание, освободившее экологические ниши и способствовавшее чрезвычайно быстрой экспансии покрытосеменных (гл. 5). Сходную роль сыграли, видимо, лапландское и байконурское оледенения в постледниковой экспансии соответственно эдиакарской и скелетной фаун. Подобные биотические события уместно назвать климатически спровоцированными.

Климатически подготовленные события. В третьих случаях медленные климатические изменения только подготавливали условия для возникновения биотического события, иногда параллельно с другими процессами, чаще всего эволюционными биотическими, а триггерами (непосредственно причинами) кризисов могли служить совсем другие события. Возможно, такое происхождение имел кризис на границе мела и палеогена, которому предшествовало длительное, осложнявшееся осцилляциями неравномерное похолодание и сокращение таксономического разнообразия ряда групп морской фауны в конце позднего мела. Непосредственной же причиной кризиса могло стать любое событие, в том числе и импактное. Возможен и бескризисный вариант биотических событий, связанный с постепенными климатическими изменениями. Например, экспансия планктонных фораминифер, описанная в гл. 6, была явно связана с мезозойским потеплением и последующей меловой гумидизацией климата Земли. Они обеспечили благоприятный тепловой режим и повышенный континентальный сток питательных веществ в моря. Подобные события, учитывая роль климата, можно именовать климатически подготовленными событиями.

Наконец, биотические события могли быть подготовлены и спровоцированы климатическими изменениями. Такие события тоже следует отнести к климатически обусловленным. Остановимся на пермо-триасовом, самом массовом и фанерозое вымирании. Продолжавшаяся в течение перми длительная аридизация Пангеи, которая усиливалась прогрессирующим потеплением, ослабила континентальную биоту, а в результате сокращения континентального стока питательных веществ была ослаблена и морская биота. На это указывает последовательное снижение разнообразия во многих группах морских беспозвоночных с конца ранней или средней перми. К концу пермского периода обе биоты находились, видимо, в предкризисном состоянии. Непосредственным толчком для кризиса, который некоторые исследователи назвали "апокалипсисом", стало резкое и сильное потепление, вызванное мощным мантийным плюмом. Потепление спровоцировало каскад других событий в биосфере, усиливших как потепление, так и сам кризис. Очень большие масштабы этого вымирания были, возможно, вызваны наложением двух экстраординарных процессов (сильной и длительной аридизацией Пангеи и грандиозным плюмом). В то же время в биоте, которая является сложной открытой системой, находящейся в квазиравновесном состоянии, масштабы данного кризиса могли быть результатом крупной бифуркации – реакцией системы на сравнительно небольшие, но длительно накапливающиеся изменения (в данном случае на ослабление биоты в результате аридизации). При таком сценарии роль потепления и мантийного плюма для возникновения кризиса были не столь значительными.

Наконец, следует отметить, что во многих работах, особенно палеонтологических, роль климата в биотических событиях явно недооценивается. Климату в большинстве случаев отводится косвенная роль в эволюции биоты: освобождение экологических ниш, провоцирование эволюционно подготовленных событий, усиление биогеографической изоляции

или наоборот ее ослабление и так далее. Представляется, однако, что климат может влиять на эволюционный процесс и непосредственно. Благодаря своей непрерывной и порой стремительной изменчивости, он является для биоты постоянным источником стресса, порой очень сильного, который влияет и на направление естественного отбора, и на частоту генетических стрессовых мутаций.

В заключение следует повторить, что данная работа посвящена главным образом реконструкциям палеоклиматов и их динамике. Проблемы взаимосвязи климата и биоты затронуты в ней лишь попутно, чтобы показать, какое большое значение имеет палеоклиматология при изучении биосферы, что в геологической летописи, как в лабораторном журнале, записаны результаты всех климатических экспериментов, которые природа произвела в биосфере и эти результаты можно и следует прочесть. Хочется надеяться, что данная работа в какой-то степени поможет понять историю биосферы и механизмы ею управляющие.

Считаем своим долгом выразить благодарность А.С. Алексееву, Р.А. Бернеру, А. Буко, М.В. Дуранте, В.Г. Ганелину, В.А. Захарову, В.А. Красилову, Д.П. Найдину, А.Ю. Розанову, С.Д. Соколову, Р.А. Спайсеру, М.А. Федонкину, Т.И. Херасковой, Г.М. Янгу, О.П. Ярошенко и многим другим, кто своими советами и консультациями способствовал созданию данной работы. Особой благодарности заслуживают А.Б. Герман, М.П. Долуденко, Н.Н. Каландадзе, Е.Л. Лебедева, А.Г. Пономаренко, А.С. Раутиана за участие в составлении схем распространения палеонтологических индикаторов климата для мелового периода.

CONCLUSION

Several intervals in the Late Precambrian and Phanarozoic are known to be featured by relatively rapid quantitative and qualitative changes in the biosphere (in the sense proposed by V.I. Vernadsky). Such changes brought the biosphere to new states, and they are regarded as cardinal biospheric rearrangements. The study of ckimatic backgrounds in which a some of major biospheric changes took place leads to several conclusions as on climate features during such times and their consequences.

1. There were three main climatic epochs in post Middle Archean history of the Earth: nonglacial (before 2,9 Ga), with episodic glaciations (2.9–1 Ga) and with periodic glaciations (1 Ga – present). The resent Earth climate system with its alternating glacial and non-glacial intervals took shape in the Late Riphean as a result of slow cooling of the Earth surface toward the temperature threshold below which glaciation sets in (Chapter 13).

2. The cooling is mainly due to a decrease in the atmospheric concentration of greenhous gases caused by ebbing degassing of the Earth's interior and progressively increasing carbon consumption through weathering of silicates, photosynthesis, and carbon burial in the lithosphere and upper mantle. That climate is linked to endogenous activity is indicated by the correlation between major climatic stages and phases of plate tectonic evolution (Chapter 13).

3. The slow cooling of the Earth surface was modulated by global, synchronous, and in-phase quasi-periodic climatic oscillations constituting a time-persistent hierarchy of 10–12 ranks. These oscillations have not been strictly linear, but they recurred more on less regularly and were self-similar. It can be inferred that the Earth climate system has been nearly stationary-state, and that among the multitude of processes bearing on the Earth's climate there were a small number of those most influential ones with periodic attractors (Chapter 13).

4. Comparison of climatic oscillations with the other geological processes shows that oscillations of different periodicities have different underlying causes. Ultralong-term climatic oscillation with periodicities of ca. 300 and 150 m.y. consisted in the alternation of glacial and warm periods (glacioperiods and thermoperiods). Glaciations were initiated during the early phases of tectonic cycles with increased rates of subduction and associated explosive volcanism. Warm non-glacial periods coincided with the periods of waning explosive volcanism, increased atmoshperic transparency, and main orogenic phases of tectonic cycles. A well-understood example of such a succession of tectonic and climatic events is furnished by the Permian–earliest Triassic record (Chapter 12). In the Phanerozoic, the periodicity of ultralong-term oscillations was perturbed only once, during the "Mesozoic" non-glacial era (Siberian thermoera). This resulted from the periodical plate tectonic process being overprinted by mantle plume volcanism. Long-term climatic oscillations with periods of a few tens of million years recorded in both glacial and non-glacial intervals of the Phanerozoic (Chapters 7 and 12) were likely due to changes in the intensity of subduction and mantle plume volcanism as well, since these two vary in counterphase to one another at periods of a few tens of million years. The group of short term (Milankovitch) climatic oscillations is known to be forced by variations in Earth orbital parameters and axis tilt. Astronomical control for short-term climatic oscillations is further evidenced by the fact that these oscillations have been documented throughout the Phanerozoic irrespoective of the repeated changes in the geologic, geographic, climatic, and biotic situations on Earth (Chapters 7 and 12). Ultrashort-term climatic oscillations lasting between several tens to several thoudands of years are correlative to solar activity oscillations. Evidence of oscillations of such periodicity is recorded in Late Permian evaporites (Chapter 12).

5. An important feature of the Earth climate system is the predominace of non-glacial climate. Warm intervals account for ca. 90% of the Phanerozoic, 93% of the modern climatic stage (1,000 Ma–present), and 96% of the entire post-Archean history of the Earth.

6. The predominance of non-glacial climate implies that endogenous degassing effectively compensates the processes of CO_2 burial in the lithosphere and mantle. The moderate limits of temperature oscillations at the Earth surface (temperature range) are due mainly to positive feedback between the atmospheric CO_2 content on the one hand and the processes of CO_2 consumption during the weatherign of silicates, photosynthesis, and rates of burial of carbonates and organic carbon on the other.

7. The relative equilibrium between these processes in upset by the periodic peaks of suprasubduction volcanism. "Volcanic winters" provided the initial links to the chain of interrelated biospheric events that led to glacial periods.

8. Climate changes have been bearing significantly on biosphere by controlling the level of heat- and mass exchange in and between all the subsystems of the biosphere. The major cooling and warming events determined the cool or warm state of the biosphere and changes in its structure, because they involved the appearance or disappearance of an temporal sybsystem–perennial glaciosphere. Its appearance resulted in significant variations in the state and dynamics of processes in the rest of biospheric subsystems: psychrosphere appeared or disappeared in the ocean; continental shelves emerged above sea level or were submerged; climatic and biogeographical belts shifted and took on new parameters, or else, new belts appeared; atmospheric and hydrospheric circulation systems changed; the degree of mixing of deep and surface waters in the ocean varied; and so forth.

9. Introduced is a notion of "global climate", by which the combination of climatic belts is meant. From the Late Archean on, geologic history witnessed the alternation of two principal types of global climate: glacial and non-glacial. Reconstructions of climatic zones (Chapters 1, 5, 12, 14) show that these two types can be subdivided into several gradations. The glacial type is subdivided into three gradations of global climate: glacial maxima (or "great glaciations"), polar ice caps, and cold polar regions. These gradations followed each other sequentially through the Permian period (Chapters 8 and 12) and then in a reversed order through the Cenozoic.

10. The non-glacial type of global climate is tentatively didisible into two gradations: "warm non-glacial climate" and "cool non-glacial climate". Either gradation may in turn be differentiated, accoroding to the proportion of humid and arid belts, into further two varieties: humid and arid (Chapters 3 and 8).

12. Based on the role of climate changes, discriminated can be the following biotic events: climatically forced, climatically prepared, and climatically triggered (Chapter 6, 7, 12, 14). The larger part of events related to climate changes were of a crisis nature, although owing to gradual climatic changes some biotic events were of a non-crisis character. Because the biot is a complex open system that occurs in a quasi-steady state, same crises were likely to result from relatively small but long-accumulating changes (bifurcations). Climate may have exerted a direct influence on the evolutionary process. Because of its continiuos and vary rapid variability, climate has been a source of perpetual, at times dramatic biotic stress that influenced both the sense of natural selection and the frequency of stress-induced genetic mutations.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (*Н.М. Чумаков*) 5

Часть I

ЭПОХА ПЕРЕХОДА ОТ ТЁПЛОЙ К ХОЛОДНОЙ БИОСФЕРЕ: КЛИМАТ ПАЛЕОГЕНА

Глава 1. Климат Земного шара в палеоцене и эоцене по данным палеоботаники (*М.А. Ахметьев*) 10

Часть II

КЛИМАТ И ПЕРЕСТРОЙКИ В ТЁПЛОЙ БИОСФЕРЕ (МЕЛ, ЮРА)

Глава 2. Общий обзор позднемезозойского климата и событий (*Н.М. Чумаков*) 44
Глава 3. Палеогеографические перестройки и седиментация мелового периода (*М.А. Жарков, И.О. Мурдмаа, Н.И. Филатова*) 52
Глава 4. Количественные палеоботанические данные о позднемеловом климате Евразии и Аляски (*А.Б. Герман*) 88
Глава 5. Климатическая зональность и климат мелового периода (*Н.М. Чумаков*) 105
Глава 6. Глобальная экспансия планктонных фораминифер: триас, юра, мел (*К.И. Кузнецова, О.А. Корчагин*) 124
Глава 7. Динамика и возможные причины климатических изменений в позднем мезозое (*Н.М. Чумаков*) 149

Часть III

ЭПОХА ПЕРЕХОДА ОТ ХОЛОДНОЙ К ТЁПЛОЙ БИОСФЕРЕ (ПЕРМЬ И РАННИЙ ТРИАС)

Глава 8. Палеогеографические перестройки и обстановки седиментации в перми и раннем триасе (*М.А. Жарков*) 158
Глава 9. Палеобиогеография пермских фузулинид (*Э.Я. Левен*) 181
Глава 10. Палеофитогеография пермского периода (*С.В. Наугольных*) 194
Глава 11. Палеопочвы перми и раннего триаса (*С.В. Наугольных*) 221
Глава 12. Климат и климатическая зональность перми и раннего триаса (*Н.М. Чумаков*) 230

Часть IV

ГЛАВНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ И БИОСФЕРНЫЕ СОБЫТИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Глава 13. Ледниковый и безледниковый климат в докембрии (*Н.М. Чумаков*) 259
Глава 14. Проблема климатической зональности в позднем докембрии. Климат и биосферные события (*Н.М. Чумаков, В.Н. Сергеев*) 271

Заключение (*Н.М. Чумаков*) 290

Conclusion 296

CONTENTS

Introduction (*N.M. Chumakov*) 5

Part I

THE EPOCH OF TRANSITION FROM WARM TO COOL BIOSPHERE: PALEOGENE CLIMATES

Chapter 1. Global climate in Paleocene and Eocene times: Paleobotanical evidence (*M.A. Akhmetyev*) 10

Part II

CLIMATE AND REARRANGEMENTS OF THE WARM BIOSPHERE (CRETACEOUS AND JURASSIC)

Chapter 2. A short review of Late Mesozoic climate and events (*N.M. Chumakov*) 44
Chapter 3. Paleogeographic rearrangements and sedimentation of the Cretaceous period (*M.A. Zharkov, I.O. Murdmaa, N.I. Filatova*) 52
Chapter 4. Quantitative paleobotanical data: Constraints on Late Cretaceous climates in Eurasia and Alaska (*A.B. German*) 88
Chapter 5. Climatic zones and climate of the Cretaceous period (*N.M. Chumakov*) 105
Chapter 6. Global expansion of planktonic foraminifers in the Jurassic and Cretaceous (*K.I. Kuznetsov, O.A. Korchagin*) 124
Chapter 7. The dynamics and causes of climate changes in the Late Mesozoic *N.M. Chumakov*) 149

Part **III**

THE EPOCH OF TRANSITION FROM COOL TO WARM BIOSPHERE (PERMIAN AND EARLY TRIASSIC)

Chapter 8. Paleogeographic rearrangements and depositional environments in the Permian and Early Triassic (*M.A. Zharkov*) 158
Chapter 9. Paleobiogeography of Permian fusulinids (*E.Ya. Leven*) 181
Chapter 10. Paleophytogeography of the Permian period (*S.V. Naugolnykh*) 194
Chapter 11. Permian and Early Triassic paleosols (*S.V. Naugolnykh*) 221
Chapter 12. Climate and climatic zones of the Permian and Early Triassic (*N.M. Chumakov*) 230

Part IV

PRINCIPAL CLIMATIC AND BIOSPHERIC EVENTS OF THE LATE PRECAMBRIAN

Chapter 13. Glacial and non-glacial climated in the Precambrian (*N.M. Chumakov*) 259
Chapter 14. The problems of climatic zonality in the Late Precambrian. Climate and biospheric events (*N.M. Chumakov, V.N. Sergeyev*) 271

Conclusion (*N.M. Chumakov*) 290

English conclusion 296

Научное издание

КЛИМАТ
В ЭПОХИ КРУПНЫХ БИОСФЕРНЫХ ПЕРЕСТРОЕК

Утверждено к печати
Ученым советом
Геологического института
Российской академии наук

Зав. редакцией *Н.А. Степанова*
Редактор *Н.М. Александрова*
Художник *Ю.И. Духовская*
Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*
Технический редактор *М.К. Зарайская*
Корректоры *А.Б. Васильев, А.В. Морозова, Р.В. Молоканова*

Подписано к печати 24.02.2004
Формат 60×88 $^1/_8$. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 37,2 + 7,6 вкл. Усл.кр.-отт. 62,6. Уч.-изд.л. 43,5
Тираж 400 экз. Тип. зак. 9777

Издательство "Наука"
117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

E-mail: secret@naukaran.ru
Internet: www.naukaran.ru

ППП "Типография "Наука"
121099, Москва, Шубинский пер., 6

КЛИМАТ
В ЭПОХИ КРУПНЫХ БИОСФЕРНЫХ ПЕРЕСТРОЕК

Книга написана ведущими специалистами по геологии, биостратиграфии и палеоклиматологии. Изложенные в ней данные позволяют геологам, географам, палеонтологам и экологам по-новому взглянуть на климатическую историю Земли и лучше оценить роль климата в функционировании биосферы и эволюции биоты. В работе комплексом методов реконструированы особенности и динамика климата Земли в эпохи биосферных изменений в палеогене, мелу, юре, начале триаса, перми и вендском периоде. Эти интервалы геологической истории характеризовались чередованием двух основных типов глобального климата: ледникового и безледникового. Рассмотрены биосферные процессы, связанные с переходами от одного типа глобального климата к другому. Особенно подробно анализируется переход от пермского ледникового климата к триасовому безледниковому климату, поскольку эта проблема стала весьма актуальной, в связи с ожидаемым потеплением и биосферным кризисом на Земле. Установлено, что потепления в пермский период происходили скачками большой амплитуды и сопровождались кризисами в ряде подсистем биосферы. Климат мезозоя не был, как считалось, однородным во времени и пространстве. Его общий тренд осложняли резкие климатические осцилляции, аналогичные плейстоценовым, но происходившие в области положительных глобальных температур. Выявлены элементы климатической зональности вендского периода и критически рассмотрена популярная сейчас гипотеза позднепротерозойской "Snowball Earth". Необратимое охлаждение поверхности Земли, происходившее на протяжении последних 3 млрд лет, маскировалось многоступенчатой иерархией квазипериодических климатических колебаний. Обнаруживается корреляция необратимых и длинных квазипериодических изменений с эндогенной активностью Земли, а более коротких – с вариациями орбитальных параметров Земли и солнечной активности. Делается вывод, что климатические изменения являлись составным элементом всех биосферных перестроек, их "спусковым крючком", подготовкой или первопричиной.

ISBN 5-02-032917-7



